

А.В.РАЗВАЛЯЕВ

A decorative graphic element consisting of three parallel horizontal lines that curve downwards in the center, resembling a stylized wave or a geological fold.

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ
РИФТОГЕНЕЗ
И ЕГО
ПРЕДЫСТОРИЯ**

A decorative graphic element consisting of ten parallel horizontal lines that curve downwards in the center, resembling a stylized wave or a geological fold.

А.В. РАЗВАЛЯЕВ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ И ЕГО ПРЕДЫСТОРИЯ

5173



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Разваляев А. В. Континентальный рифтогенез и его предыстория.— М.: Недра, 1988.— 191 с.: ил.— ISBN 5—247—00204—0

Теоретически обоснована связь рифтогенеза с предшествующей геологической историей. Прослежены процессы эволюции эндогенных режимов и деструкции континентальной коры, реконструирована стадийность этих процессов. Проанализированы генетические связи рифтогенеза с латеральными временными рядами магматических формаций дорифтового этапа. Рассмотрены вопросы структурного контроля железомарганцевых и полиметаллических месторождений, зон современного рудогенеза. Показано, что рифтогенез предопределен длительным периодическим термальным возбуждением мантии и древними литосферными неоднородностями.

Для научных работников, изучающих глобальную тектонику, металлогению и магматизм земной коры.

Табл. 4, ил. 42, список лит.— 50 назв.

Рецензент д-р геол.-минер. наук А. В. Ильин

Р 1904030000—408 56—88
043(01)—88

ISBN 5—247—00204—0

© Издательство «Недра», 1988

Последние 15—20 лет ознаменовались бурным изучением рифтовых структур, как континентальных, так и океанических и оформлением результатов этих исследований в новое направление геотектоники — учение о рифтогенезе. Импульсом для этого послужили широко развернувшиеся в 50—60-х годах геолого-геофизические исследования в океанах, приведшие к открытию срединно-океанических рифтовых зон. Исследования в океанах стимулировали интерес к континентальным рифтовым структурам и переосмыслению их историко-геологической роли в эволюции Земли.

В изучении континентального рифтогенеза намечается новое направление — выявление связи рифтов с их дорифтовой историей, т. е. предопределенность или унаследованность рифтогенеза от предшествующей истории. Становится очевидным, что образованию рифтов предшествует своеобразная тектоническая обстановка, способствующая подготовке литосферы или ее «созреванию» (по терминологии Е. Е. Милановского) для рифтогенеза. Все больше исследователей склоняется к тому, что рифтогенез не случаен в эволюции земной коры и рифтовые структуры формируются в областях со специфическим геологическим строением и историей развития. В. Е. Хаин впервые указал на связь рифтогенеза со своеобразными поясами позднепротерозойской тектономагматической активизации, испытавшими повторный орогенез и метаморфическую регенерацию. В. Е. Хаиным особо подчеркнуто, что упомянутые пояса в фанерозое послужили ареной континентального рифтогенеза. Впоследствии Н. А. Божко, В. Файф, О. Леонардос, Е. А. Долгинов, В. М. Моралев, В. П. Поникаров акцентировали внимание на предрасположенности их к рифтогенезу.

Установлено, что кайнозойские рифты наложенные и в известной мере автономные структуры в то же время тесно связаны с предшествующим развитием областей рифтогенеза [27]. В структурном плане эта зависимость выражена в наследовании рифтами простираний древних складчатых зон, разломов, зон трещиноватости и других особенностей строения субстрата, т. е. его анизотропии. Такая особенность континентального рифтогенеза хорошо изучена многими учеными — Ф. Дикси, Н. А. Флоренсовым, Р. Мак-Коннеллом, Е. Е. Милановским, А. Ф. Грачевым, Н. А. Логачевым, С. И. Шерманом и другими на примере Байкальского, Восточно-Африканского, Рейнского, Рио-Гранде и других кайнозойских рифтов, и показано, что это явление довольно распространенное.

В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский, Н. А. Логачев, Н. А. Божко, Е. А. Долгинов, А. В. Разваляев и другие отмечают более глубокую связь кайнозойских рифтов с докембрийскими структурами, которые ко времени проявления рифтогенеза сохранили большую тектоническую активность, а следовательно, и более высокий тепловой режим. Кайнозойские, а вероятно, и более древние рифты обычно приурочены к позднепротерозойским складчатым областям с бази-

товым субстратом и областям тектонотермальной переработки позднедокембрийских поясов.

Однако результаты исследований показывают, что степень проявления рифтогенеза при сходстве геологических условий существенно различна. Строение и эволюция рифтовых зон и их связь с субстратом намного сложнее известных соотношений, а причины более глубокой связи рифтогенеза, т. е. деструктивного тектогенеза, с развитием той или иной области еще не выяснены, поэтому вопрос о его пред- истории остается одним из наименее разработанных в геотектонике.

На примере Красноморской и других рифтовых зон автор пред- принял попытку теоретического обоснования концепции связи континентального рифтогенеза с предшествующей геологической историей. Изучение рифтогенеза с конструктивно-деструктивных позиций развития литосферы в сочетании с концепцией о существовании устойчивых эндогенных режимов позволило автору выделить дорифтовый этап развития рифтовых зон, под которым понимается совокупность тектономагматических процессов, протекавших в той или иной области рифтогенеза после формирования в ней зрелой континентальной коры до структурно-морфологического оформления рифта. Рифтообразованию предшествуют определенные тектономагматические процессы, обуславливающие специфическую особенность дорифтового этапа развития рифтовых зон — длительность и цикличность термального возбуждения мантии, выраженную в генерации разно-глубинных магм в строго локализованных линейных зонах, предопределяющих положение будущих рифтов. Континентальный рифтогенез наиболее активно проявлен в областях, литосфера которых на дорифтовом этапе была наиболее разогрета и термически дестабилизирована. С этих позиций развит принцип унаследованности применительно к рифтогенезу и раскрыта его двойственность — унаследованность и автономность. Унаследованность различается на мантийном и коровом уровнях. На мантийном уровне она обусловлена преемственностью эндогенных режимов дорифтового и рифтового этапов, на коровом — зависимостью рифтогенеза от структурной анизотропии фундамента. Такой подход к изучению континентального рифтогенеза способствует выявлению закономерностей ранних этапов его развития и геоисторических «корней».

Постановка данной проблемы и ее решение требуют особых условий в выборе объекта. Во-первых, необходимо, чтобы был доступен субстрат рифта и была достаточно высокая степень его изученности; во-вторых, чтобы дорифтовый активизационный магматизм обладал длительным развитием, а распределение его по площади обеспечивало корреляцию магматических комплексов как по составу, так и по возрасту.

Красноморская рифтовая зона, заложенная на докембрийском фундаменте, — уникальный регион, в геологической истории которого можно проследить процессы зарождения эндогенных режимов и последовательные стадии деструкции континентальной коры, от начальных стадий до конечных с образованием коры океанического типа.

В последние годы учение о рифтогенезе переживает своеобразный «бум» и становится «модным» среди определенной части исследователей, часто некритически применяющих к нему ту или иную теоретическую концепцию или чрезмерно упрощающих процесс рифтогенеза, сводя его только к морфоструктурному содержанию. Поэтому выявление закономерностей строения и эволюции конкретных рифтовых зон для получения обоснованных представлений о роли рифтогенеза в геологической истории Земли актуально.

Необходимость изучения все большего числа конкретных рифтовых зон вызвана объективными причинами, поскольку в силу особенностей геологического строения тот или иной рифт может быть тектонотипом лишь для одной или в лучшем случае нескольких сторон рифтогенеза. Так, например, Кенийский рифт и в меньшей степени Эфиопский служат тектонотипом для установления эволюции вулканизма и его соотношения с молодым структурообразованием. Красноморская же рифтовая зона — уникальный объект для прослеживания связи кайнозойского рифтогенеза с предшествующей геологической историей, поскольку в ней широко развит дорифтовый магматизм — основной индикатор эндогенных режимов. При этом немаловажное значение имеет ее прекрасная обнаженность, позволяющая прослеживать особенности структуры рифтового и дорифтового этапов развития.

Решение этой задачи заключается в обобщающем анализе строения и геологической истории Красноморской рифтовой зоны на собственно рифтовом этапе и на предшествующей геологической истории. При этом особое внимание акцентируется на: 1) установлении особенностей строения и развития территории Красноморской рифтовой зоны в докембрии, 2) формационном анализе магматических образований, как индикаторе эндогенных режимов, 3) выделении типов дорифтовых эндогенных режимов, 4) структурной эволюции рифтов в зависимости от характера дорифтового эндогенного режима, 5) глубинной геодинамике и механизме деструкции континентальной коры в областях активного континентального рифтогенеза.

Работа основана на многолетних исследованиях автора в Сирии, Египте и Судане. Кроме оригинальных данных, обобщен обширный геолого-геофизический материал по рифтогенезу, прежде всего по Красноморской, Аденской и Западно-Аравийской рифтовым зонам, содержащийся в работах В. Е. Хаина, Е. Е. Милановского, А. Ф. Грачева, Н. А. Логачева, А. И. Альмухамедова и других; в трудах международных симпозиумов по рифтогенезу, состоявшихся в гг. Иркутске (1975 г.), Штутгарте (1975—1976 гг.), Осло (1977 г.) и других, а также в многочисленных статьях советских и зарубежных геологов.

Результаты масштабных исследований рифтовых зон Восточной Африки, выполненных советскими геологами под руководством В. В. Белоусова, имеют большое значение. Работу по Красноморской рифтовой зоне автор рассматривает как попытку продолжения этих исследований на северном окончании Африкано-Аравийского рифтового пояса.

Поскольку роль рифтогенеза в эволюции Земли на ранних этапах ее развития (архей и ранний протерозой) описана Е. Е. Милановским в работе «Рифтогенез в истории Земли», то в данной книге целесообразно рассмотреть предысторию континентального рифтогенеза на фанерозойском этапе, уделив при этом основное внимание теоретическому обоснованию дорифтового этапа и концепции предопределенности континентального рифтогенеза.

Различные вопросы проблемы рифтогенеза в целом и Африкано-Аравийского рифтового пояса в частности обсуждались с Н. А. Логачевым, Е. А. Долгиновым, Е. Н. Исаевым, Н. А. Божко, И. В. Давиденко, В. Г. Лазаренковым, Л. Э. Левиным, В. Г. Казьминим, В. Н. Москалевой, В. П. Поникаровым и др.

При изучении проблем рифтогенеза основные результаты работ обсуждались с учеными, проводившими исследования в Сирии, Египте и Судане, — В. В. Балхановым, А. Н. Вишневым, А. И. Кривцовым, И. А. Михайловым, Е. Д. Сулиди-Кондратьевым, Г. П. Шаховым и другими, а также со специалистами национальных геологических служб этих стран. При работе над книгой учтены ценные критические замечания В. Е. Хайна, Е. Е. Милановского и А. Ф. Грачева.

**ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
АРАВИЙСКО-НУБИЙСКОГО ЩИТА В ДОКЕМБРИИ**

Благодаря работам Н. А. Флоренсова, Е. Е. Милановского, А. Ф. Грачева, Н. А. Логачева, С. И. Шермана, А. В. Горячева, Ф. Дикси, Р. Мак-Коннела и многих других, хрестоматийными стали закономерности зависимости молодого рифтогенеза от структурной анизотропии фундамента — «рамы» рифтогенеза. С этих позиций на примере Восточно-Африканской, Байкальской, Рейнской и других рифтовых зон и поясов анализировалась роль субстрата в рифтогенезе. Однако в сферу анализа не была включена такая крупнейшая рифтовая зона Африкано-Аравийского рифтового пояса, как Красноморская. Но именно эта зона, прослеживающаяся на расстояние не менее 2000 км и заложенная в докембрийской «раме», таит в себе многие, еще не познанные формы соотношений рифт — «рама» или «рама» — рифт — океан.

Для Красноморской рифтовой зоны до последнего времени вопрос о соотношении рифтогенеза и субстрата оставался слабо изученным и практически в литературе не рассматривался. Существовали лишь свидетельства о наличии докембрийских даек, параллельных рифту залива Акаба, и постулировалась с общих позиций связь Красноморского рифта с позднепротерозойским складчатым поясом. Представления о докембрийском развитии этой территории в целом были схематичны, что объяснялось слабой изученностью докембрия, отсутствием надежных корреляционных схем.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ ДОКЕМБРИЯ
АРАВИЙСКО-НУБИЙСКОГО ЩИТА**

Современные представления о стратиграфии и тектонике докембрия Аравийско-Нубийского щита основаны на исследованиях, проведенных геологами как зарубежными: И. Г. Гасс, Дж. Р. Вейл, А. Кронер, Ж. Дельфур, Д. К. Альмонд и др., так и советскими: Е. А. Долгинов, А. В. Разваляев, В. Г. Казьмин, В. Н. Козеренко, В. С. Ларцев и др. В масштабах всего Африканского континента или отдельных его частей вопросы стратиграфии и тектоники докембрия Красноморской рифтовой зоны в той или иной степени рассматриваются в работах В. Е. Хаина, Л. И. Салопа, С. Е. Колотухиной и др.

Учитывая слабую геологическую изученность и отсутствие надежных корреляционных схем докембрия Аравийско-Нубийского щита, особое внимание в данном разделе уделено Красноморским горам Египта и Судана, исследованных автором, истории Красноморской рифтовой зоны в докембрии, что необходимо для понимания соотношений рифтогенеза и докембрийского субстрата.

В докембрии Аравийско-Нубийского щита по составу, степени метаморфизма и структурному соотношению выделяются три струк-

турно-вещественных комплексов: нижний — сланцево-гнейсовый амфиболитовой, местами гранулитовой ступени метаморфизма (катархей — нижний протерозой); средний — вулканогенно-осадочный зеленосланцевой фации метаморфизма (нижний — средний рифей) и верхний — молассовый начальной ступени метаморфизма (верхний рифей — венд).

Наиболее древний катархейско-нижнеархейский сланцево-гнейсовый комплекс в структурном плане выступает в качестве «комплекса основания», на котором залежились в позднем протерозое геосинклинальные прогибы. Комплекс широко развит в Нубийской части щита и постепенно переходит в Центрально-Африканский кратон (рис. 1, 2). На остальной, большей части щита он слагает крупные блоки типа срединных массивов, окаймленные позднепротерозойскими складчатыми поясами. Границы блоков часто тектонические, выражены крупными разломами. На обширных пространствах Центрального Судана, Юго-Западной Эфиопии и частично Саудовской Аравии сланцево-гнейсовый комплекс имеет однообразное строение и представлен почти исключительно биотитовыми, амфиболитовыми парагнейсами, местами лейкократовыми гнейсами с гранулитовой структурой. Гнейсы в различной степени мигматизированы. Кроме гнейсов в комплексе широко распространены амфиболовые, биотитовые, двуслюдяные, кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы и известково-силикатные породы.

Несмотря на то что наши знания о геологии докембрия Аравийско-Нубийского щита в последнее время существенно расширились, до сих пор остается дискуссионным вопрос о времени и механизме формирования его континентальной коры. Дискутируется проблема выделения гнейсового комплекса как самостоятельного структурного подразделения, а следовательно, и вопрос о тектонической природе фундамента позднепротерозойских складчатых поясов, поскольку соотношение гнейсов с зеленосланцевыми породами до последнего времени оставалось неясным. Гнейсы рассматриваются либо как древний сиалический субстрат, на котором залежились позднепротерозойские интракратонные прогибы, либо как метаморфический аналог вулканогенно-осадочного выполнения этих прогибов, сформировавшихся на океанической коре. В зависимости от признания той или иной точки зрения зависит подход к установлению времени формирования гранитно-метаморфического слоя Аравийско-Нубийского щита, природы вулканогенно-осадочных прогибов, динамики их развития и связанных с ними разломов мантийного уровня заложения (гипербазитовых швов).

Проблема самостоятельности древнего гнейсового комплекса Аравийско-Нубийского щита усложняется тем, что в позднем рифее — раннем палеозое древние гнейсовые блоки подвергались ремобилизации и термальному воздействию панафриканской орогении, приведших к радиологическому омоложению пород — явлению, широко распространенному в позднем докембрии Африки. Как показали данные детального геологического картирования западного обрамле-

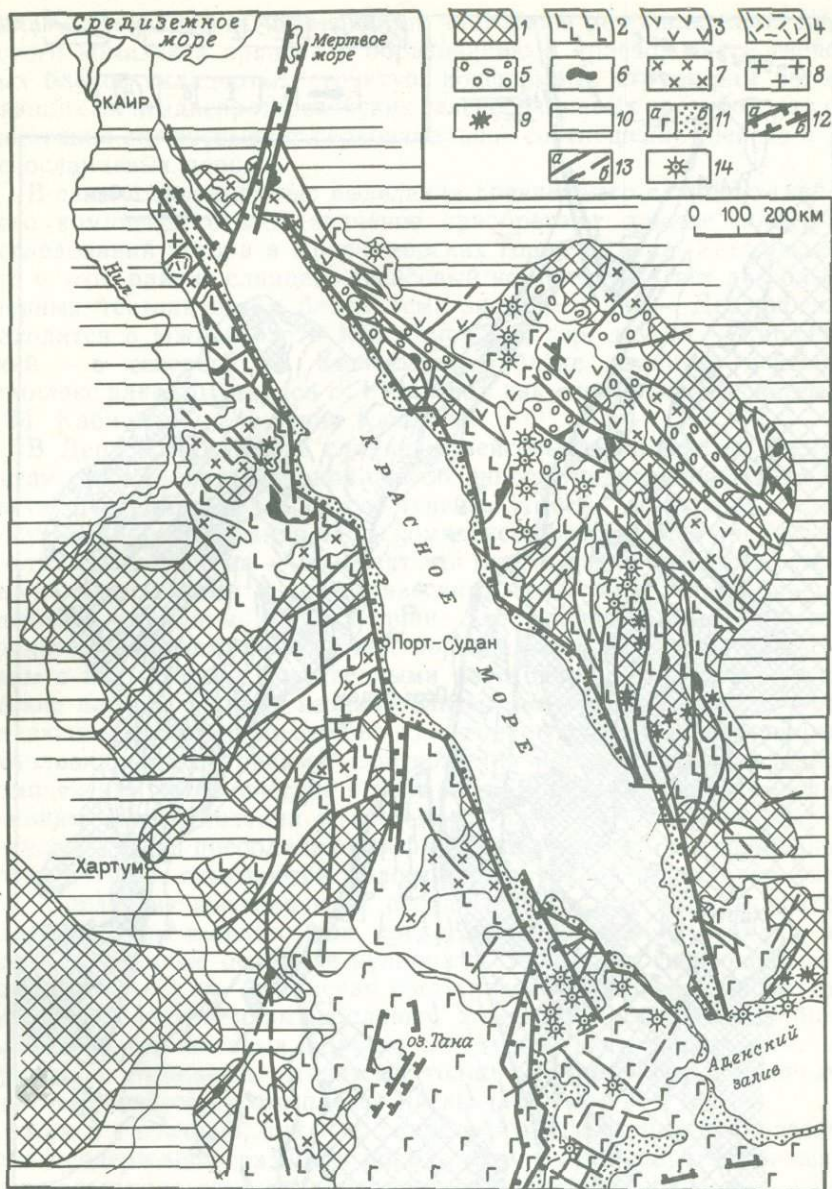
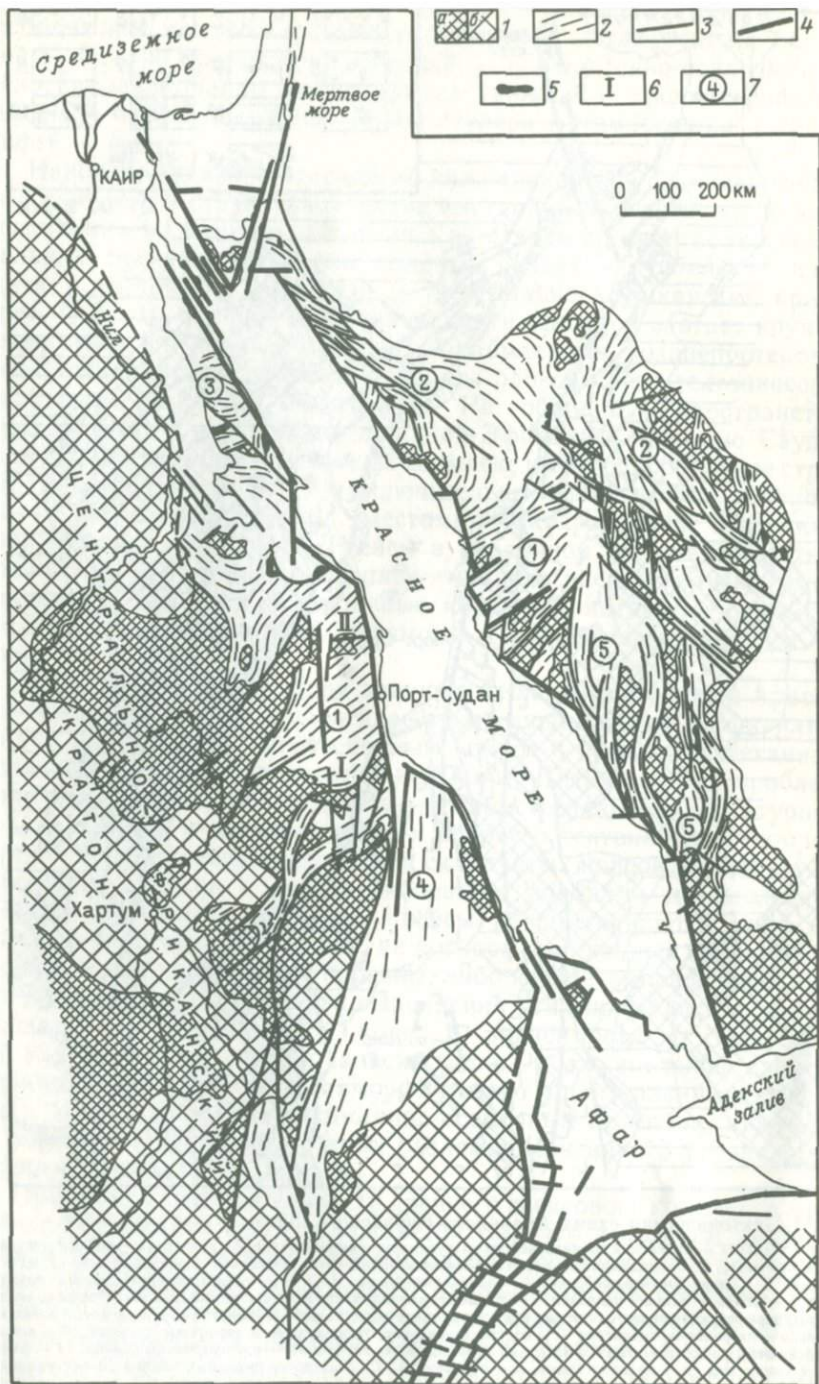


Рис. 1. Тектоническая схема Аравийско-Нубийского щита:

1 — катархей (?) — архейский гранитогнейсовый фундамент (амфиболитовый с реликтами гранулитовой фации метаморфизма); 2—3 — зеленосланцевые вулканогенно-осадочные комплексы Красноморской складчатой области: 2 — ранне-среднерифейские, 3 — позднерифейские; 4—5 — орогенные комплексы: 4 — позднего рифея, 5 — венда — раннего палеозоя; 6 — ранне-среднерифейский альпийский гипербазитовый комплекс; 7 — позднерифейские синтетектонические известково-щелочные граниты (батолитовый комплекс); 8 — поздне-рифейско-венд-раннепалеозойские (?) посттектонические субщелочные и щелочные граниты; 9 — поздне-рифейско-венд-раннепалеозойские интрузии «расслоенных» габбро; 10 — платформенный чехол; 11 — рифтогенные комплексы (а — вулканогенные, б — осадочные); 12 — разломы рифтовых впадин (а — установленные, б — предполагаемые); 13 — региональные разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 14 — вулканы



ния Красного моря, интенсивная повторная ремобилизация гнейсового комплекса привела к образованию в краевой части гнейсовых блоков складчатых структур, конформных структурам обрамляющих их позднепротерозойских зеленосланцевых прогибов, что существенно затушевывает первоначальное соотношение гнейсов и зеленосланцевых пород.

В связи со спорностью выделения древнейшего сланцево-гнейсового комплекса особое значение приобретают данные последних исследований автора в Красноморских горах Судана. Установлено, что в этом районе сланцево-гнейсовый комплекс слагает два разобщенных тектонических блока (см. рис. 2). Один — Дерудебский, находится в южной части Красноморских гор, другой — Кашебибский, — в северной. В Кашебибском блоке сланцево-гнейсовый комплекс ранее выделялся Б. Рукстоном как «примитивная система», а М. Кабишем — как серия Кашебиб.

В Дерудебском блоке сланцево-гнейсовый комплекс по степени метаморфизма и структурной обособленности подразделяется на три части: ультраметаморфическую (гнейсы Имаса), гнейсовую и сланцевую. Наиболее древняя часть комплекса представлена продуктами ультраметаморфизма — полосчатыми биотитовыми гнейсами, «теневыми» мигматитами и анатектическими гранитами. Разнообразные гнейсы и кварциты имеют подчиненное значение. Анатектические граниты, участками с заметной порфиروبластовой текстурой, связаны с мигматитами постепенными переходами. Ультраметаморфические породы слагают незначительный по площади блок с преобладающими элементами субширотного простирания и изометричными куполовидными складками. Соотношения пород с более молодыми комплексами тектонические и выражены мощными зонами расщепления, минерализации и системами даек. В основании разреза гнейсовой части преобладают амфиболовые разности и амфиболиты, среди которых отмечаются маломощные прослои биотитовых гнейсов. Последние доминируют в верхах разреза, где обычны дискордантные линзы амфиболитов, представляющих собой, очевидно, метаморфизованные основные вулканиты. Мощность гнейсовой части комплекса 2—3 км. Сланцевая часть разреза комплекса характеризуется чередованием амфиболовых, хлоритовых, хлорит-амфиболовых, кварц-серпичитовых и других сланцев, а также редких прослоев мраморов. Мощность сланцевой толщи 1,8 км. Общая мощность сланцево-гнейсового комплекса превышает 5 км.

Как в гнейсовой, так и в сланцевой части комплекса развиты гранатсодержащие разности пород, что с учетом парагенетических минеральных ассоциаций указывает на осадочный и осадочно-вулканогенный первичный состав пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации.

Рис. 2. Схема тектонического районирования докембрия Аравийско-Нубийского щита: 1 — доверхнепротерозойский гранито-гнейсовый фундамент (а — на поверхности, б — под платформенным чехлом); 2 — позднепротерозойская Красноморская складчатая область; 3 — разломы позднепротерозойского возраста; 4 — кайнозойские рифтогенные разломы; 5 — верхнепротерозойские гипербазиты; 6 — древние гранито-гнейсовые блоки Красноморских гор Судана: 1 — Дерудебский, 2 — Кашебибский; 7 — позднепротерозойские складчатые пояса: 1 — Судано-Аравийский, 2 — Восточно-Аравийский, 3 — Восточно-Египетский, 4 — Эритрейский, 5 — Южно-Аравийский

Другой разрез сланцево-гнейсового комплекса (серия Кашеиб) изучен в западном обрамлении Красного моря на 21° с. ш. Здесь, как и в разрезе Дерудебского блока, сланцево-гнейсовый комплекс разделяется на нижнюю, существенно гнейсовую толщу, и верхнюю — сланцевую. Гнейсовая толща сложена преимущественно биотит-роговообманковыми гнейсами мощностью около 500 м. Сланцевая толща начинается пачкой (130 м) светлоокрашенных кварц-полевошпатовых сланцев и кварцитов с прослоями мусковитовых сланцев. Основная часть толщи сложена амфиболовыми сланцами, амфиболитами; в подчиненном количестве присутствуют слюдяные сланцы. Для толщи характерны горизонты и пачки белых массивных и полосчатых мраморов мощностью до нескольких десятков метров, простирающихся на расстояние до первых километров. Мощность сланцевой толщи 1000 м.

Общая мощность сланцево-гнейсового комплекса в данном разрезе превышает 1000 м.

В породах обеих толщ, особенно верхней, интенсивно развит гранат. Комплексу присуще широкое развитие пегматитовых тел как согласных напластованию, так и дискордантных, а также интенсивно дислоцированные птигматитовые инъекции.

Сланцево-гнейсовый комплекс сложно дислоцирован, в его строении выявлены опрокинутые складки; преобладающее простирание складок от субмеридионального до северо-восточного. Комплекс прорван массивами синтетектонических гнейсогранитов, ориентировка которых подчинена генеральному простиранию складчатой структуры.

Соотношение сланцево-гнейсового комплекса с более молодой вулканогенно-осадочной серией Нафирдейб (нижний — средний рифей), метаморфизм которой не выше эпидот-хлоритовой ступени, служит предметом дискуссий. Двойственность трактовки природы сланцево-гнейсового комплекса в упомянутых ранее аспектах отчасти объясняется тем, что на большей части контакт этих серий тектонический и сопровождается интенсивной зоной милонитизации с развитием диафторитовых сланцев. Большое значение имеют наблюдения над контактом этих комплексов в районе Гебейт-Майн, где, как считалось ранее, истинное соотношение комплексов скрыто интенсивной милонитизацией и рассланцеванием с сопутствующими им минеральными изменениями ретроградного метаморфизма. Детальное изучение автором этой зоны позволило обнаружить антиклинальную складку, в ядре которой обнажены породы сланцево-гнейсового комплекса. Простирание оси антиклинали меридиональное. Шарнир складки погружается в северном направлении. На периклинальном замыкании складки амфиболовые сланцы полого погружаются под практически не затронутые процессами рассланцевания и минерализации пироксеновые андезит-порфиры серии Нафирдейб нижнего — среднего рифея. Контакт кристаллических сланцев и андезитов довольно резкий, иногда с базальными конгломератами. Приведенные соотношения не оставляют сомнений в более низком стратиграфическом положении сланцево-гнейсового комплекса.

Петрографические исследования показали, что контактируют породы различных ступеней метаморфизма: кристаллические амфиболовые сланцы с минеральными изменениями гранат-альмандиновой фации и вулканиты со следами эпидот-хлорит-серицитов (не выше зеленосланцевой) фации метаморфизма. Следует отметить, что характерные для сланцево-гнейсового комплекса пегматиты исчезают на контакте с более молодыми вулканитами серии Нафирдейб.

Стратиграфическое положение, гранат-амфиболитовая ступень метаморфизма, интенсивная складчатость, пегматизация сланцево-гнейсового комплекса и связь с ним пегматитов — это все подчеркивает его структурную обособленность и позволяет рассматривать в качестве древнего фундамента Аравийско-Нубийского щита. Сопоставление двух детально изученных разрезов сланцево-гнейсового комплекса, отстоящих друг от друга не менее, чем на 400 км, выявляет еще одну его особенность — однотипность строения, что может указывать на значительную гомогенность палеотектонических условий его образования.

На Аравийском полуострове, в Саудовской Аравии в качестве древнего фундамента позднепротерозойских складчатых поясов рассматривается комплекс Кхамис-Мушхаят, представленный гнейсами и амфиболитами, развитыми в виде полос и «теневых реликтов» среди обширных выходов гнейсогранитов. По данным Р. Г. Колмана, на этих гнейсах несогласно, а иногда с конгломератами в основании, залегают андезитовые серии нижнего и среднего рифея.

Процессы ультраметаморфизма с образованием мигматитов, развитие анатектических гранитов, наличие элементов субширотного простириания, сходного с широтным простирианием древнейших гранито-гнейсовых комплексов Танганьикского щита и Мозамбикского пояса, позволяют сравнивать выделенный сланцево-гнейсовый комплекс с катархейскими образованиями Танганьикского, Центрально-Африканского и других кратонов. По положению в разрезе, петрографическому составу и степени метаморфизма он параллелизуется с широко развитыми на территории Северо-Восточной Африки сланцево-гнейсовыми толщами. Его аналоги выделяются в Северном Судане, Ливии, Эфиопии, Сомали, Саудовской Аравии (табл. 1).

Таким образом, на обширной территории Аравийско-Нубийского щита выделяется древнейший сланцево-гнейсовый комплекс, сформировавшийся в катархее — раннем архее (?). Это серые гнейсы Судана; разнообразные гнейсы, чарнокиты и другие породы гранулитовой фации метаморфизма Ливии и Эфиопии; серии Ватиан, Карамуджа и Китгам Уганды и др. В целом для перечисленных серий характерна более высокая степень метаморфизма. В Судане и Ливии от вышележащих сланцев и гнейсов они отделены угловым несогласием. Как показали исследования Дж. Р. Вейла и Д. Альмонда, породы гранулитовой фации метаморфизма развиты на территории Судана значительно шире, чем это предполагалось ранее. Гранулитосодержащие комплексы переходят отсюда в Центрально-Африканский кратон, где их аналогами могут быть образования

Таблица 1
 Схема корреляции раннего докембрия Северо-Восточной Африки и Аравии

Возраст	Ливия (горы Увейнат). По Г. Клерксу [41]	Судан		
		Пустыня Баюда. По К. Д. Мейхольду [45] (с изменениями автора)	Долина Нила, р-н Собалока. По Д. Альмонду [35]	Красноморские горы. По А. В. Разваляеву
Верхний архей — нижний протерозой (?)	<i>Серия Аин-Дуа</i> Гранитогнейсы участками мигматизированы, инъекции анатектических гранитов с прослоями амфиболитов; 1836 млн. лет по анатектическим гранитам	Формация Баюда <i>Серия Абсол</i> Кианит-гранат-ставролитовые сланцы с пластинами амфиболитов и линзами мраморов и песчаных пород <i>Серия Курмут</i> Метаосадки в амфиболитовой фации, накопившиеся в условиях шельфа: кварциты, кварцитовидные сланцы, красные кварц-полевошпатовые гнейсы, биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы; слюдяные, графитовые сланцы, известково-силикатные породы с прослоями метавулканитов	<i>Серия метаосадочных пород амфиболитовой фации метаморфизма</i> Кварц-полевошпатовые гранатсодержащие гнейсы, амфиболиты, линзы мраморов и кварцитов	Серия Кашебиб Амфиболиты, гранат-амфиболовые, кварц-полевошпатовые и слюдяные сланцы Биотит-амфиболовые, гранатсодержащие гнейсы, мигматиты, кварциты, мраморы
	<i>Серия Куркур-Мурр</i> Биотитовые гнейсы, чарнокиты, содержащие метакварциты и известково-силикатные породы. Реликты (2673 млн. лет, Rb-Sr метод) гранулитовой фации метаморфизма	<i>Серия Рахаба</i> Кислые кварц-полевошпатовые гнейсы, биотит-гранатсодержащие гнейсы и амфиболиты; породы мигматизированы и гранитизированы <i>Серия Абу-Харик — комплекс «серых гнейсов»</i> Биотитовые гнейсы, амфиболиты сильно мигматизированные, частично гранитизированные	<i>Комплекс «серых гнейсов»</i> Биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты с реликтами пород с минеральными ассоциациями гранулитовой фации метаморфизма	<i>Ультраметаморфический комплекс Имаса</i> Гранитогнейсы, мигматиты, анатектические граниты
Катархей — нижний архей (?)				

Продолжение табл. 1

Возраст	Саудовская Аравия. По Ж. Дельфуру [39]	Эфиопия. По В. Г. Казьмину и др.	Сомали. По В. Н. Козеренко, В. С. Ларцеву	Северная Уганда. По Д. Альмонду [35]
Верхний архей — нижний протерозой (?)	<i>Формация Аджаль</i> Кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты	<i>Группа Адола</i> Амфиболиты; амфиболовые, хлоритовые, тальковые сланцы; кварциты и графит- содержащие породы <i>Группа Вадера</i> (протоплатформенный чехол) Метапесчаники, кварц-полевошпатовые породы, слюдяные сланцы	<i>Свита Борама Лаферуг</i> (верхняя часть) Биотит-амфиболовые сланцы с гранатом, гнейсы, ортоамфиболиты (нижняя часть) Биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, кварц-полевошпатовые породы	<i>Серия Карасук (Турока)</i> Гнейсы, амфиболиты, мраморы, известково-си- ликатные породы
Катархей — нижний архей (?)	<i>Древний фундамент</i> — гнейсы <i>Кхамис-Мушхаят</i> Гранитогнейсы, мигматиты	<i>Группа Ареро</i> Биотитовые и биотит-амфиболовые гней- сы; пироксеновые, пироксен-гранатовые гнейсы; кварц-силикатные породы, квар- циты; реликты гранулитовой фации ме- таморфизма	<i>Свита Олонтоле</i> Биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты	<i>Группа Китгам</i> (2900 млн. лет) Биотитовые и биотит-ам- фиболовые гнейсы. Кварц- полевошпатовые породы, гранулиты

серии Западного Нила. Следовательно, можно полагать, что нижние горизонты сланцево-гнейсового комплекса Аравийско-Нубийского щита в Судане, Ливии, Эфиопии отвечают катархею. Принадлежность сланцево-гнейсового комплекса других районов Аравийско-Нубийского щита к катархею менее определена. Однако можно предполагать, что отложения этого возраста развиты на площади щита значительно шире и что последний на ранних этапах своего развития входил в состав обширного Центрально-Африканского кратона (рис. 3).

В последнее время появились работы, в основном зарубежные, в которых наличие древнего архейско-раннепротерозойского (?) фундамента в Аравии подвергается сомнению. Подобные представления основываются на теоретических предпосылках о существовании в позднем протерозое на Аравийско-Нубийском щите обширных океанических пространств. В соответствии с этим формирование континентальной коры происходило в позднем протерозое путем образования серии омолаживающихся к северо-востоку островных дуг, сопряженных с погружающимися к западу (или востоку) зонами Беньофа. При этом островные дуги закладывались на первичной океанической коре, испытавшей последовательное сжатие, скучивание, в процессе которого происходило закрытие («захлопывание») океанических бассейнов и аккреция вновь образованной континентальной коры. Гнейсовые толщи с таких позиций рассматривают в качестве гранитогнейсовых куполов, формирующихся в условиях коллизии и являющихся метаморфическим аналогом позднепротерозойских зеленосланцевых пород.

В связи с актуальностью проблемы гнейсового цоколя Аравии в рамках Международного проекта корреляции докембрия Аравийско-Нубийского щита была предпринята попытка определения природы гнейсов Саудовской Аравии в участках, где по структурным, стратиграфическим и метаморфическим соотношениям они могут выступать в качестве древнего сиалического фундамента. Полученные Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения для мигматитов и гранитогнейсов двух районов (Дахул и Джугджуг) показали, что в одном случае (Дахул) гнейсы развились по синтетектоническим гранитам панафриканского возраста (600 млн. лет), в другом (Джугджуг) — они могут представлять интрузии, внедрившиеся в интервале 870—780 млн. лет в какой-то, еще не выявленный древний субстрат.

Позднейшие исследования подтвердили наличие в структуре Аравийско-Нубийского щита и, что важно, в его аравийской части элементов древней допозднепротерозойской континентальной коры. Наиболее показательна в этом отношении работа по определению возраста пород (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd методами) из восточной части Саудовской Аравии [47]. Этими исследованиями установлено, что несмотря на то, что породы претерпели сложную термальную эволюцию имеются доказательства существования континентальной коры раннепротерозойского возраста (1630 млн. лет), а данные свинцовой изотопии не исключают и более ранний (позднеархейский) ее возраст. В тектоническом аспекте эти данные отражены в статьях

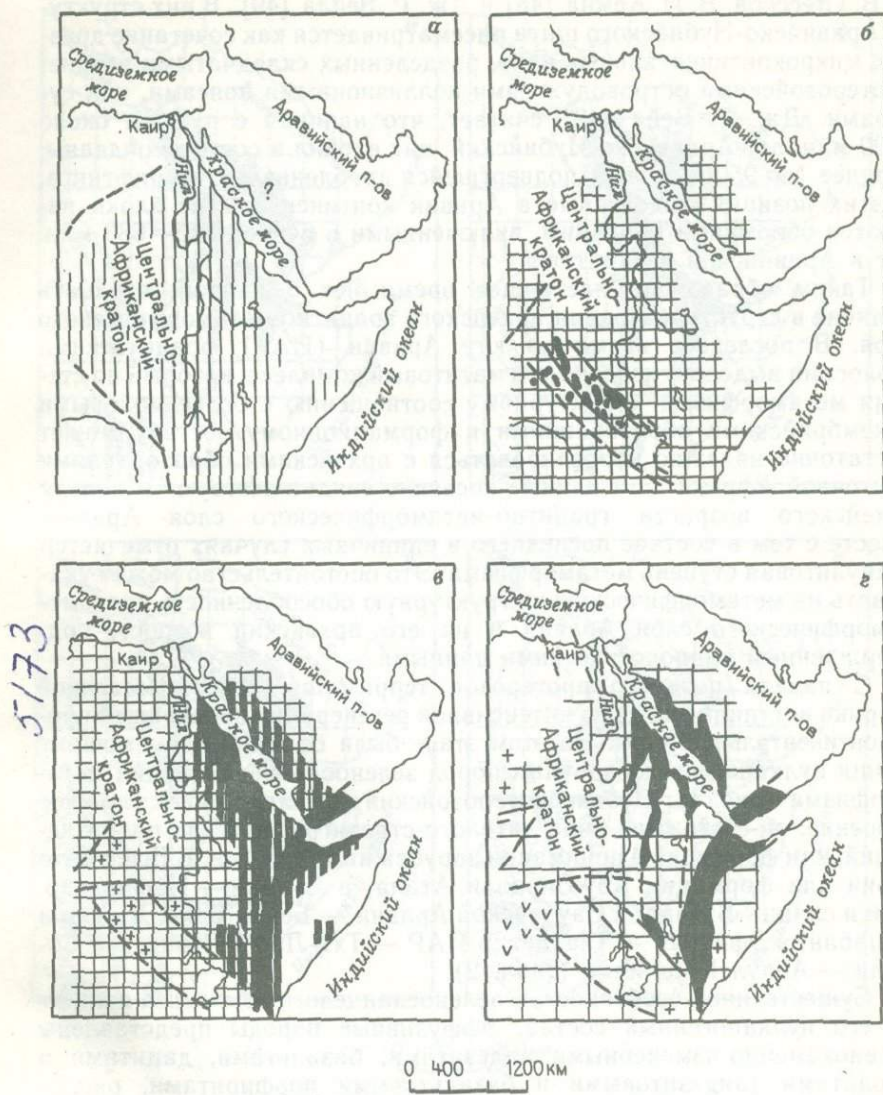


Рис. 3. Палеотектонические схемы Северо-Восточной Африки и Аравии дорифейского этапа:

а — катархей, б — ранний архей, в — поздний архей, г — ранний протерозой; 1 — первичная кора, сформировавшаяся в катархее (?); 2 — первичная кора, прошедшая гранитизацию в раннем архее; 3 — стабильные блоки континентальной коры; 4 — интракратонные прогибы многоэпизодического типа; 5 — то же, эвгеосинклинального типа; 6 — вулканогенно-осадочные чехлы; 7 — орогенный гранитоидный магматизм; 8 — предполагаемые разломы



О. В. Стессера, В. И. Кемпа [48] и Дж. Р. Вейла [49]. В них структура Аравийско-Нубийского щита рассматривается как сочетание древних микроконтинентальных плит, разделенных складчатыми позднепротерозойскими островодужными коллизийными поясами, или сутурами. Дж. Р. Вейл [49] считает, что начиная с рубежа около 2600 млн. лет Аравийско-Нубийский щит входил в состав Гондваны, позднее (до 950 млн. лет) подвергшейся дроблению путем рифтинга. С этих позиций выделенные в Аравии континентальные блоки являются обломками Гондваны, включенными в период 715—630 млн. лет в Аравийский неократон.

Таким образом, в настоящее время нет оснований отрицать наличие в структуре Аравии архейского гранитно-метаморфического слоя. В последнее время на юге Аравии (ЙАР) французскими геологами выделен гнейсово-мигматитовый комплекс, который по степени метаморфизма, структурному соотношению с более молодыми докембрийскими образованиями и формационному составу может достаточно надежно коррелироваться с архейскими образованиями Восточной Африки. Эти данные косвенно свидетельствуют в пользу архейского возраста гранитно-метаморфического слоя Аравии. Вместе с тем в составе последнего в единичных случаях отмечается гранулитовая ступень метаморфизма. Это обстоятельство может указывать на метаморфическую и структурную обособленность протометаморфического слоя Аравии и на его архейский возраст, подтвержденный радиологическими данными.

С начала позднего протерозоя территория Северо-Восточной Африки вступила в стадию интенсивной регенерации древнейшей протоконтинентальной коры. На этом этапе были сформированы мощные толщи вулканогенно-осадочных пород зеленосланцевой фации метаморфизма (рис. 4). Позднепротерозойский комплекс имеет сложное строение, он состоит из ряда литолого-стратиграфических подразделений, или формаций в понимании зарубежных геологов. В Египте это серии или формации Абу-Зиран и Атала; в Судане — Нафирдейб, Оди и сланцы Бутана; в Саудовской Аравии — Бейш, Баха, Джида и Халабан; в Эфиопии — Тзалиет; в ЙАР — Тха-Лаб и Гариш и в Сомали — Абдул Кард-Хейс (табл. 2).

Существенной особенностью зеленосланцевого комплекса является его вулканогенный состав. Эффузивные породы представлены зеленокаменно-измененными андезитами, базальтами, дацитами и риолитами (андезитовыми и базальтовыми порфиридами, риолитовыми и дацитовыми порфирами). Среди эффузивов встречаются агломератовые и амигдалоидные лавы, а также пиллоу-лавы. Экструзивные породы вулканических серий представлены агломератами, туфами, в том числе и грубообломочными. С туфами ассоциируют туфоконгломераты, туфобрекчии и туфопесчаники. Наряду с этими породами в комплексе распространены более метаморфизованные их разновидности — слюдяные, кристаллические сланцы, реже гнейсы, а также мраморы и конгломераты. Обычными типами слюдяных сланцев являются хлорит-серицитовые, кварцево-серицитовые, кварцево-графитовые, реже — амфиболовые и биотит-мусковитовые, ам-

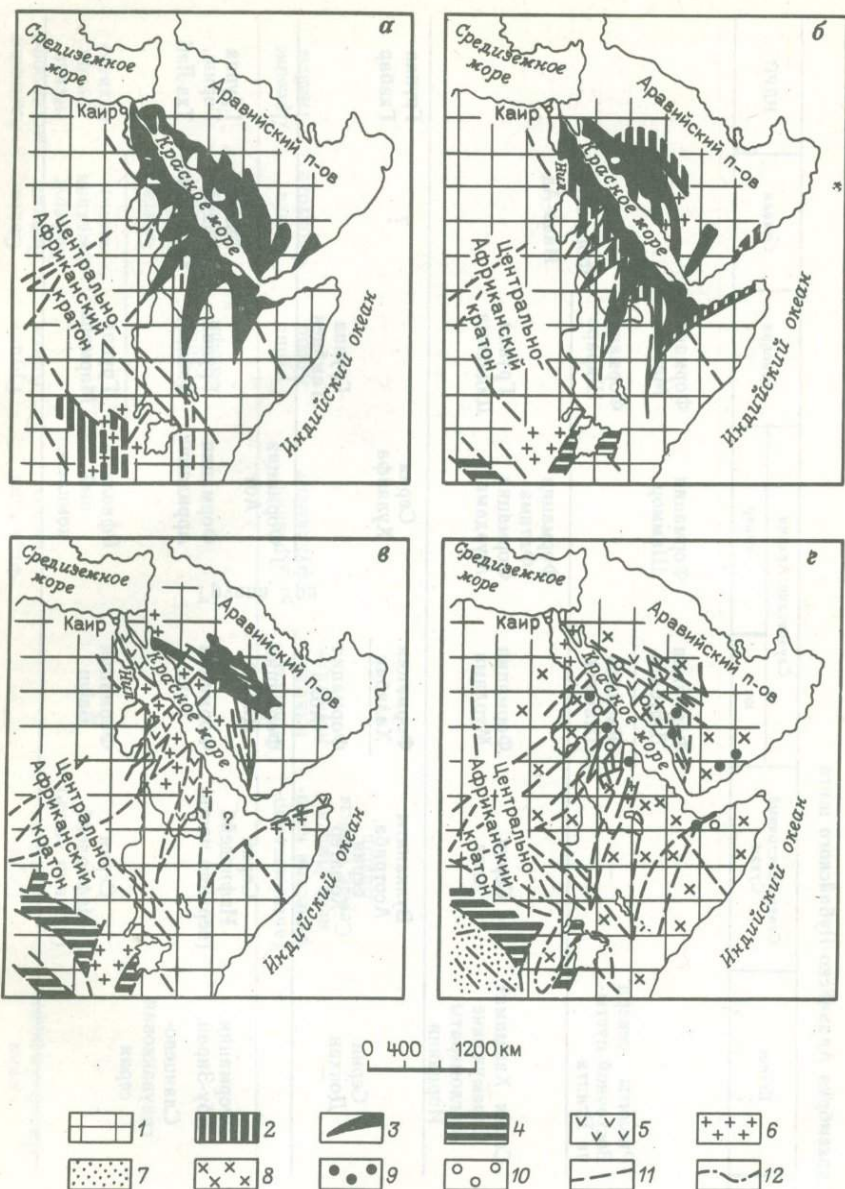


Рис. 4. Палеотектонические схемы Северо-Восточной Африки и Аравии рифейско-кенозойского этапа:

а — ранний рифей, б — средний рифей, в — поздний рифей, г — венд; 1 — стабильные блоки континентальной коры; 2 — интракратонные (рифтоподобные) прогибы мезоэосинклинального типа; 3 — интракратонные эвгеосинклинальные прогибы; 4 — палеоавлагоены; 5 — орогенные вулканоплутонические прогибы; 6 — гранитоидный магматизм и орогенные поднятия; 7 — плитные комплексы; 8 — области панафриканской активизации; 9 — проявления активизационного базитового и щелочно-базитового магматизма; 10 — то же, щелочно-гранитоидного магматизма; 11 — предполагаемые линии разломов; 12 — условная граница распространения панафриканской активизации

Таблица 2

Схема корреляции докембрия Аравийско-Нубийского щита

Возраст, млн. лет	Египет	Северо-Восточный Судан	Саудовская Аравия		Эфиопия	Сомали	НДРЯ	
			юг	север				
Венд	Риолиты севера Восточной пусты- ни Египта	—	Формация Джубала	Формация Шаммор	Формация Матеос	Формация Инда-Ад		
			Риолиты Шаммор		Формация Шираро			
Верхний рифей	Серия Хаммамат Сарамужские конгломераты Иордании	Серия Ават	Формация Мурдама	Формация Фатима Формация Мурдама	Группа Дидакама			
	670							
Верхний рифей	Серия Докхан	Вулканиды Асотриба, серия Хомагер	Формация Халабан	Серия Хулайфа		?	Группа Гхабар	
	1000		Формация Абла		Группа Тамбиен			
Нижний — средний рифей	Формация Абу-Зиран. Сланцево- граувакковая серия	Серия Нафирдейб (верхняя часть)	Формация Джида Формация Баха	Группа Урд	Формация Абт Формация Арридания	Группа Тзалиет	Свита Абдул Кард-Хейс	Группа Гариш, Тха-Лаб
	1650±50		Формация Бейш		Офиолито- вый комплекс	Группа Мармора		
Катархей — нижний протерозой (?)	Серия Мигиф-Хафифит	Серия Кашебиб	—	Формация Аджаль	Группа Адола	Свита Борама Лаферуг (верхняя часть)	Аденская метаморфи- ческая группа (Ахвар)	
					Группа Вадера	Свита Борама Лаферуг (нижняя часть)		
	—	Ультраметамор- фический комп- лекс Имаса. Серые гнейсы Баюда	Гнейсы Кхамис- Мушхаят	Древний фундамент	Группа Ареро	Свита Олонтоле	Древние гнейсы	

фибол-гнейсовые породы, вероятно образованные путем контактового метаморфизма вблизи интрузий батолитовых гранитов, обнажающихся в ядрах антиклинориев.

В настоящее время позднпротерозойский зеленосланцевый комплекс наиболее хорошо изучен в Египте, Судане. В Судане в стратотипе разреза серия Нафирдейб имеет двучленное строение [29]. Нижняя ее часть представлена мощной толщей вулканогенных пород, верхняя — осадочных. Вулканогенные образования — преимущественно андезиты, андезитобазальты и их пирокласты. Среди андезитов существенную роль играют пироксеновые и плагиоклазовые порфириды. Подчиненное значение в разрезе вулканогенной толщи имеют миндалекаменные базальты. Кислые вулканы (риолиты), как показали исследования, крайне ограничены в составе серии. Включавшиеся ранее в серию Нафирдейб значительные по объему и площади тела риолитов в действительности представляют собой более поздний экструзивно-эффузивный комплекс кислых пород, сопоставимый с широко известными в Красноморских горах Египта кислыми вулканами («имперские порфиры») серии Докхан. Это не отрицает участия в составе серии кислых вулканитов. Но последние не столь многочисленны и резко отличны по своей структурно-геологической позиции, окраске и текстуре. В основном это риолиты и риолит-дациты, образующие незначительные покровы, преимущественно в средней части вулканогенной толщи серии.

Верхняя часть разреза серии Нафирдейб сложена переслаиванием песчаников, глин, граувакк, конгломератов и мраморов. Обломочный материал местного значения, существенно терригенный состав и характер переслаивания с элементами слабой ритмичности придают толще облик грубого флиша. Мощность вулканогенной толщи 8 км, осадочной — достигает 4 км. Суммарная же мощность серии Нафирдейб превышает 12 км.

Наиболее древние части разреза верхнепротерозойского зеленосланцевого комплекса Саудовской Аравии представлены формациями Бейш, Баха и Джида, являющимися аналогами серии Нафирдейб Судана. По данным Д. Шмидта и других, формации сложены граувакками, кремнями, графитовыми сланцами, мраморами, внутриформационными конгломератами. Среди вулканических пород преобладают базальты, андезиты, реже встречаются дациты и риолиты и их пирокластические аналоги, агломератовые и амигдалоидные лавы, реже пиллоу-лавы. Экструзивные образования представлены туфами, агломератами и вулканическими бомбами. Обычны туфо-конгломераты и туфобрекчии.

К более молодым образованиям зеленосланцевого комплекса относятся несогласно залегающие друг на друге формации Абла и Халабан в Саудовской Аравии. Формация Абла — базальные валунные конгломераты, аркозовые песчаники, алевролиты, мраморы. Формация Халабан преимущественно вулканогенная, андезитобазальтовая. Подчиненное значение в ее составе имеют базальные и внутриформационные конгломераты, граувакки, алевролиты, аргиллиты и мраморы. В составе обломочной части обычны фрагменты

интрузивных пород. Вулканические породы представлены разностями от андезитов до риолитов, но преобладают первые. Мощность формации Халабан оценивается в 12—15 км, а по данным Д. Шмидта, на юго-востоке Саудовской Аравии она превышает 21 км.

Данные петрохимических исследований вулканитов зеленосланцевого комплекса Саудовской Аравии показывают, что вулканизм эволюционировал во времени от слабодифференцированного толеитового (формации Бейш, Баха, Джида) к известково-щелочному (Халабан).

Возраст серии Нафирдейб и перечисленных ее аналогов долго считали позднерифейским. Однако в последнее время появились данные, свидетельствующие о более древнем ее возрасте. Это прежде всего определения радиологического возраста зеленосланцевых пород в Египте, выполненные Эль Шазли, которые дали значения 1195—1293 млн. лет. М. Ю. Менейсис считает, что эти цифры указывают не на возраст самих пород, а характеризуют эпоху регионального метаморфизма. Для Саудовской Аравии, по данным Р. Колмана, Р. Флеска и др., возраст интрузий «расслоенных» габбро, прорывающих однотипный вулканогенно-осадочный комплекс, определен в интервале от 470—500 до 1374 млн. лет (К-Аг метод). Возраст гранитов и гранодиоритов в Египте, Судане и на юге Аравии, прорывающих и частично складчатых с вулканогенно-осадочным комплексом, установлен в пределах 950—1000 млн. лет (К-Аг и U методы). Таким образом, в настоящее время можно считать достаточно надежно обоснованным отнесение зеленосланцевого комплекса к кибарскому тектономагматическому циклу. Больше того, эти данные не исключают более древний возраст самих пород. По мнению Г. А. Шубера (устное сообщение), возраст их может быть карельским. В Саудовской Аравии устанавливается омоложение возраста зеленосланцевого комплекса при движении к северу и северо-востоку. Так, возраст развитой здесь серии Халабан становится позднерифейским. Андезиты этой серии прорываются известково-щелочными гранитами возраста 775—725 млн. лет (Rb-Sr метод). Для самих андезитов получены значения 761 ± 4 и 775 млн. лет.

Верхнерифейско-вендский комплекс сложен слабометаморфизованными терригенными и вулканогенными породами, залегающими с резким угловым несогласием на более древних складчатых докембрийских образованиях. Для него характерна слабая дислоцированность. В основном он выполняет узкие приразломные прогибы грабен-синклинального строения, залегание слоев в которых пологое. Лишь в приразломных и прибортовых частях этих прогибов степень дислоцированности пород повышается. К рассматриваемому комплексу относятся: серии Докхан и Хаммамат в Египте; вулканиты Асотриба и серия Ават в Судане; группа Дидикама (?), Шираро в Эфиопии; формация Инда-Ад в Сомали; группа Гхабар в Южном Йемене; формации Фатима, Шаммор, Джубала и Мурдама в Саудовской Аравии; Сарамужские конгломераты на Синайском полуострове (см. табл. 2). Существенную роль в строении этих серий играют кремнистые и филлитовидные сланцы, граувакки,

аркозовые и кварцевые песчаники, известняки и доломиты, вулканы кислого, реже основного состава.

В Саудовской Аравии к молассовому комплексу ранее относились только формации Фатима, Шаммор и Джубала, ограниченно распространенные в основном на севере Аравийского щита. Формации Фатима и Джубала состоят из базальных валунных конгломератов, тонкозернистых и грубозернистых аркозовых песчаников и алевролитов. В подчиненном количестве присутствуют прослои глин, кремнистых известняков и доломитов. Существенно вулканогенная формация Шаммор включает покровы риолитов, риолитовых игнибригов и андезитобазальтов. В последнее время в качестве молассовых образований рассматриваются терригенные отложения формации Мурдама, представленные базальными и внутрiformационными конгломератами, аркозами, алевролитами и мраморами. Это обстоятельство существенно увеличивает роль молассовых образований в структуре Аравийского щита.

Осадочно-вулканогенные комплексы этапа кратонизации Аравийско-Нубийского щита прорваны многочисленными дискордантными интрузиями щелочных и субщелочных гранитов, известных в геологической литературе под названием «молодых», «розовых» или «красных», а в Египте — «гаттарских». Возраст последних по K-Ar и Rb-Sr методам 640—450 млн. лет.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И РОЛЬ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ В СТРУКТУРЕ АРАВИЙСКО-НУБИЙСКОГО ЩИТА

Важная роль в структуре докембрия Аравийско-Нубийского щита принадлежит гипербазитовым комплексам, трассирующим позднепротерозойские глубинные разломы — гипербазитовые швы или пояса. Поэтому анализ строения и развития докембрия Аравийско-Нубийского щита без рассмотрения этих структур был бы неполным.

На Аравийско-Нубийском щите позднепротерозойские гипербазиты известны давно. В виде отдельных массивов или прерывистых, непротяженных зон они прослеживаются в обрамлении Красного моря (рис. 5). Однако лишь в последние годы гипербазиты стали объектом пристального изучения. В печати появился ряд работ, посвященных проблеме офиолитов Аравийско-Нубийского щита, в которых рассматривается либо строение отдельных массивов, либо трактуется тектоническая природа поясов в целом. Следует отметить, что в этих работах выделение офиолитовых комплексов не всегда надежно аргументировано, а часто и просто постулировано. Петрохимическая характеристика гипербазитов дана лишь для массива Джебель-Васк на Аравийском полуострове А. Бакером и др. Эволюция гипербазитовых массивов и их петрохимический состав детально рассмотрены в работе А. В. Разваляева [26] на примере Сулхамидского массива в Красноморских горах Судана.

Сулхамидский гипербазитовый массив (рис. 6) расположен в центральной части западного обрамления Красного моря в 10—15 км от побережья. Протяженность массива около 20 км, ширина —

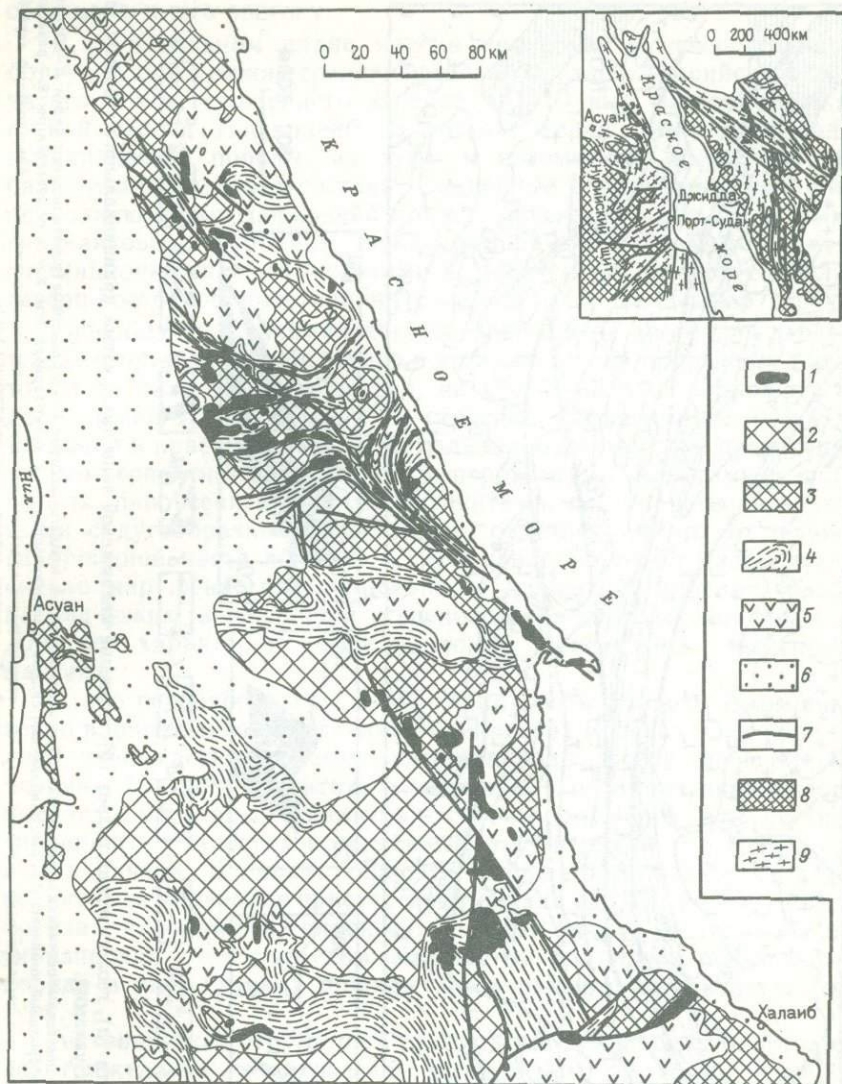


Рис. 5. Тектоническая схема размещения гипербазитов Аравийско-Нубийского щита:
 1 — гипербазиты; 2 — блоки континентальной коры типа «срединных» массивов, сложенные архейско-нижепротерозойским гранитоидным комплексом; 3 — то же, сложенные преимущественно верхнепротерозойско-нижнепалеозойскими интрузивными комплексами; 4 — верхнепротерозойские зеленосланцевые прогибы, выполненные преимущественно осадочно-туфогенными породами (песчаники, граувакки, туфы, реже глинистые и кремнистые сланцы); 5 — то же, выполненные базальтандезитами; 6 — фанерозойский платформенный чехол; 7 — верхнепротерозойские глубинные разломы (гипербазитовые швы), активизированные в венд-раннепалеозойское время; 8 — континентальная кора допозднепротерозойского возраста; 9 — верхнепротерозойские зеленосланцевые вулканогенно-осадочные складчатые пояса

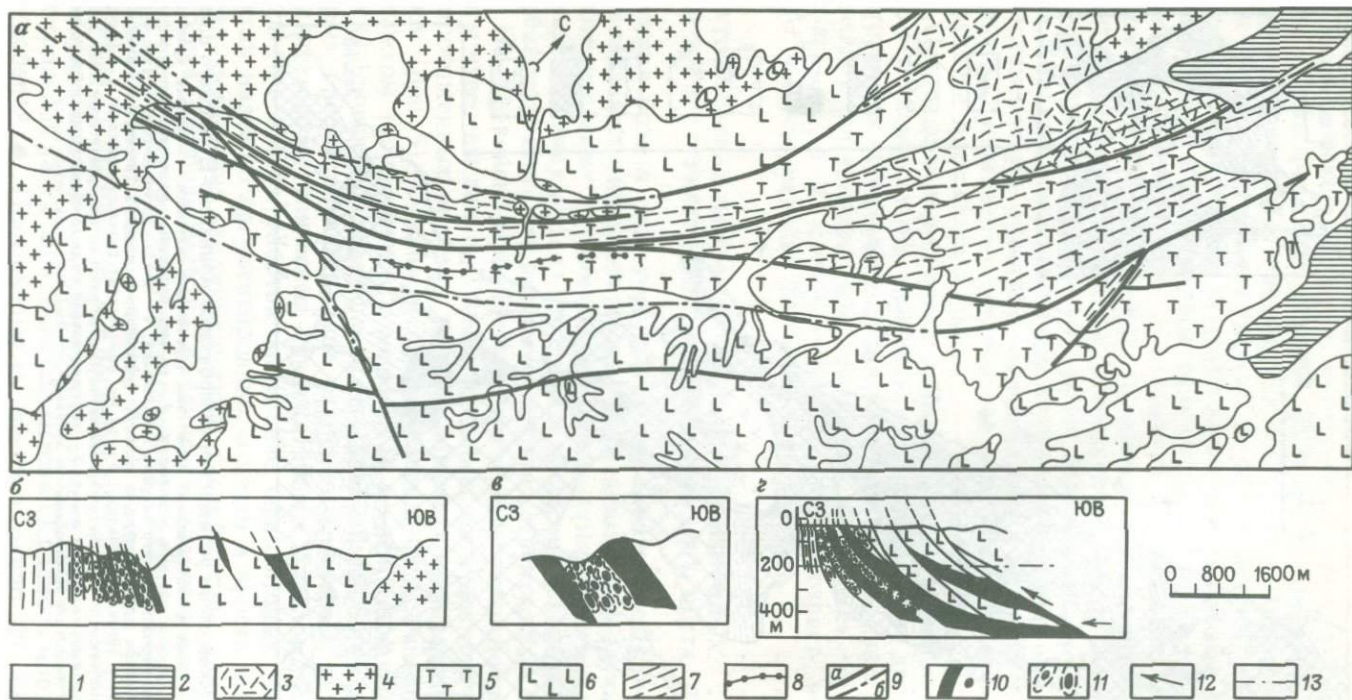


Рис. 6. Геологическая карта (а), геологический разрез (б), строение меланжевой зоны (а) и схема принципиального строения (з) гипербазитового массива Сулхамид:

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые песчаники и конгломераты; 3 — риолиты венда — нижнего палеозоя; 4 — батолитовые граниты позднего рифея; 5 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 6 — габброидный комплекс; 7 — расщепленные сильно серпентинизированные дунит-гарцбургиты; 8 — тела лиственитов; 9 — разломы (а — достоверные, б — погребенные под четвертичными отложениями); 10 — тектонические пластины массивных дунит-гарцбургитов; 11 — мономиктовый серпентинитовый меланж; 12 — преобладающее направление тектонических движений; 13 — уровень современного эрозионного вреза

5—8 км. В плане он имеет форму дуги, выпуклая сторона которой обращена к юго-востоку.

В региональном плане массив приурочен к северо-западному борту крупного ниже-среднерифейского Судано-Аравийского складчатого пояса, сложенного мощной (8—10 км) осадочно-вулканогенной серией Нафирдейб. В составе серии резко преобладают вулканические породы, их туфы и агломераты преимущественно базальт-андезитового состава. Осадочные образования тяготеют к основанию серии Нафирдейб и представлены песчано-сланцевыми и граувакковыми породами, реже мраморами, базальными и внутриформационными конгломератами. Для пояса характерно генеральное северо-восточное простирание складчатых и разрывных структур.

Гипербазиты Сулхамидского массива в виде протрузии внедрены в андезитобазальты. На севере и юго-западе они прорывают батолитовые граниты верхнего рифея, на северо-востоке — риолиты венда — нижнего палеозоя (?). В строении массива выделяются центральная и краевые части. Центральная часть массива представлена сильно серпентинизированными гипербазидами: дунитами, гарцбургитами, пироксенитами и серпентинитами, пространственно связанными с дугообразными разломами, отделяющими их от основной габбронидной части массива. Дунит-гарцбургитовая часть массива сильно нарушена, рассланцована и серпентинизирована, разбита на ряд узких, в различной степени переработанных линейных зон. Для нее характерна серия разломов, конформных простиранию массива.

Слабо переработанные дунит-гарцбургиты развиты преимущественно в центральной и юго-восточной частях массива. Они представляют собой массивные темно-зеленые породы, состоящие из 80—85% оливина, 15—20% энстатита и диопсида. С ними связаны линзовидные тела массивных хромитов, асбестопроявления, а в лиственизированных разностях повышенные концентрации (до 0,6%) сульфидов никеля. В сильно серпентинизированных разностях в виде реликтовых минералов присутствуют оливин (до 40—50%), энстатит-бронзит, моноклинный пироксен. Местами оливин настолько серпентинизирован, что с трудом опознается по форме псевдоморфоз, порода в этих случаях приобретает решетчато-петельчатую структуру.

Тектоническая структура Сулхамидского гипербазитового массива отражена на схематическом разрезе (см. рис. 6, б). Как отмечалось, основной чертой строения Сулхамидского массива является интенсивная тектоническая переработка его центральной части. Последняя представлена чередованием пачек или пластообразных тел (пластин) массивных, слабо измененных, несерпентинизированных дунит-гарцбургитов с интенсивно переработанными как серпентинизацией, так и тектоническим дроблением зонами меланжа. Каждая такая зона (см. рис. 6, в) мощностью от 3 до 20 м сложена мягкой мучнистой серпентинизированной массой, в которой заключены обломки и глыбы (до 0,5 м в диаметре) угловато-окатанной, овальной и шаровидной форм. Отмечается постепенное усиление «переработки»

от массивных пачек к центру меланжевых зон. В этом же направлении уменьшается количество обломков, а их форма становится более изометричной. Удлиненные оси мелких обломков и крупных буднированных глыб (отторженцы) массивных дунит-гарцбургитов ориентированы в плоскости, наклоненной к юго-востоку согласно с падением массивных дунит-гарцбургитовых тел. Угол падения увеличивается с юго-востока на северо-запад от $40\text{--}50^\circ$ до почти вертикального в центральной части массива. Одновременно в этом же направлении нарастает интенсивность тектонических деформаций с образованием в центральной части массива мощной (400—500 м) зоны милонитов. В зоне интенсивного расщепления дунит-гарцбургиты прорваны небольшой дайкой розовых микропорфировых гранитов, согласной с простираем массива. Граниты также расщеплены и содержат ксенолиты дунит-гарцбургитов. Все это указывает на то, что внедрение гранитов контролировалось разломами и милонитизация гипербазитов произошла после их внедрения.

Габброидный комплекс отделен от дунит-гарцбургитового крупными разломами. Для него характерно более простое строение, он менее нарушен. Примечательной особенностью является то, что в габброидах содержатся блоки серпентинизированных массивных дунит-гарцбургитов, залегающие в виде линзовидных тел, сопряженных с разломами того же направления, что и разломы в центральной части массива. Падение разломов здесь более пологое ($\sim 40^\circ$); они имеют надвиговую природу. Контакты блоков дунит-гарцбургитов с габброидами — тектонические. В обнажениях юго-восточной части массива видно, как одни приразломные блоки уходят на глубину, другие представляют собой бескорневые тектонические глыбы — отторженцы (см. рис. 6, б).

Наличие зон меланжа в дунит-гарцбургитовой части массива указывает на существование тектонических разделов между массивными переработанными блоками (пластинами), что позволяет рассматривать последние в качестве тектонических образований. Многократное повторение в разрезе тектонических пластин и зон меланжа и их выполаживание в юго-восточном направлении предполагает наличие пакета надвинутых друг на друга тектонических чешуй.

Субвертикальное положение тектонических блоков в центральной части массива и выполаживание их к юго-востоку возможно при действии тектонических движений с преобладающей ролью горизонтальной составляющей с юго-востока на северо-запад.

Принципиальная схема строения Сулхамидского гипербазитового массива показана на рис. 6, г. Эта схема объясняет, по мнению автора, такие особенности строения массива, как существование пакета тектонических пластин и выполаживание их к периферии массива, а также присутствие тектонических отторженцев в габброидном комплексе.

По основным петрохимическим параметрам дунит-гарцбургитовый комплекс Сулхамидского массива сходен с континентальными и океаническими гипербазитами, но наибольшее сходство он обнару-

живает с океаническими гарцбургитами, а также с расчетным составом мантии, по С. П. Соловьеву. Основные петрохимические показатели гипербазитов — индекс затвердевания Куно (M) и отношение $MgO/FeO_{\text{общ}}$ — изменяются в широких пределах, что указывает на высокую степень дифференциации пород Сулхамидского массива. Среди пород массива выделяются разности, в которых отношение оксида магния к сумме оксидов железа достигает 4, а индекс Куно — 80, что характерно для дифференцированных альпинотипных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов (табл. 3).

По химическому составу пород и направленности в эволюции их составов гипербазиты Сулхамидского массива наиболее близки к меланократовым членам офиолитовых ассоциаций, характерных для периконтинентальных складчатых структур. Им также свойственна относительная пространственная сближенность дунит-гарцбургитового и габброидного комплексов, присутствие в последнем феррогабброидных разностей и исключительно широкое развитие дунит-гарцбургитовой составляющей. Петрохимически габброиды массива Сулхамид характеризуются «чистой» толеитовой линией эволюции. Вместе с тем на диаграмме AFM намечается слабая смещенность поля фигуративных точек габброидного комплекса в сторону щелочного угла диаграммы, что может указывать на формирование их в условиях относительно стабильного тектонического режима (рис. 7).

В области позднепротерозойской складчатости обрамления Красного моря гипербазиты прослеживаются вдоль линейных швов, приуроченных в основном к осадочно-вулканогенным комплексам, разделяющим устойчивые, слабо переработанные древние архейско-нижнепротерозойские гранитогнейсовые блоки. Гипербазитовые швы сопряжены с ограничивающими прогибы краевыми и внутренними разломами длительного развития. Преобладающая конформность разломов с границами жестких блоков позволяет предполагать палеоструктурную связь гипербазитов с этими прогибами.

При определении палеоструктурных условий образования гипербазитов обращает внимание пространственная ассоциация большинства гипербазитовых швов западного обрамления Красного моря с туфогенно-осадочной толщей ниже-среднерифейских серий, сложенной граувакками, туфопесчаниками и туфосланцами с подчиненным количеством гравелитов и конгломератов. Обломочный материал граувакк и туфовых пород имеет слабую окатанность, плохую сортированность и представлен зернами кислых эффузивов, туфов, роговиков, кварца, полевых шпатов. Конгломераты и гравелиты имеют аналогичный состав обломочного материала. Для них также характерны слабая окатанность и плохая сортированность.

Пространственная ассоциация гипербазитов с туфогенно-осадочной толщей указывает (хотя и косвенно) на их связь с прогибами и, возможно, с терригенными фациями последних. Какова природа этих прогибов (бассейнов) и их первоначальные масштабы? Являлись ли они структурами типа внутренних или окраинных морей или рифтами красноморского типа, как считают некоторые исследователи?

Таблица 3

Химический состав и петрохимические параметры ультраосновных пород Сулхамидского массива (%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	38,58	36,10	45,74	49,40	37,22	44,56	45,46	55,10	38,50	37,8	43,25	40,59	43,3	44,5	43,90
Al ₂ O ₃	1,55	1,28	17,76	13,85	27,88	16,22	17,47	14,85	0,89	1,06	3,49	3,08	1,00	1,9	4,10
Fe ₂ O ₃	8,50	9,32	1,91	1,36	5,01	8,14	5,67	6,66	5,04	5,79	4,74	4,65	8,4	8,7	1,10
FeO	1,29	2,51	6,75	7,25	2,66	3,41	6,97	7,97	4,38	1,01	4,37	2,49	—	—	7,90
TiO ₂	0,05	0,05	0,13	0,86	0,63	1,22	2,13	1,13	0,15	0,12	0,21	0,23	0,07	0,10	0,17
MnO	0,07	0,20	0,11	0,13	0,15	0,13	0,18	0,18	0,17	0,13	0,15	0,23	0,12	0,14	0,10
CaO	0,49	3,18	13,11	9,89	15,62	8,07	9,15	8,07	0,48	0,78	3,75	2,57	0,60	1,2	3,20
MgO	36,40	32,43	10,73	11,61	5,81	9,24	5,63	2,29	43,35	38,53	36,02	34,66	45,70	42,6	37,90
Na ₂ O	0,09	0,33	0,72	2,26	0,22	2,40	3,88	2,70	0,25	0,12	0,30	0,19	0,10	0,20	0,52
K ₂ O	0,04	0,22	0,27	0,28	0,76	0,66	1,40	0,58	0,05	0,02	0,18	0,05	—	0,05	0,17
П.п.п.	12,58	14,34	2,29	2,59	3,82	6,09	1,80	0,80	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,64	100,01	99,52	99,48	99,78	100,14	99,85	100,33	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O+K ₂ O	0,13	0,55	0,99	2,54	0,98	3,06	5,28	3,28	0,30	0,14	0,48	0,24	0,1	0,25	0,69
Fe ₂ O ₃ /FeO _{общ}	0,95	0,85	0,22	0,16	0,69	0,75	—	—	0,56	0,93	0,54	0,69	—	—	0,12
MgO/SiO ₂	0,94	0,89	0,23	0,23	0,15	0,20	—	—	1,12	1,01	0,83	0,85	1,05	0,95	0,86
MgO/FeO _{общ}	4,07	2,97	1,26	1,37	0,81	0,86	—	—	1,80	6,19	4,17	5,19	5,44	4,89	4,26
M	80,05	73,92	53,17	51,32	41,64	40,12	24,49	11,72	82,47	85,83	79,81	83,37	84,31	82,63	79,82

Примечание. Сулхамидский массив: 1,2 — дуниты и гарцбургиты; 5 — серпентиниты; 3, 4, 6, 7, 8 — пироксениты и габбро. Средние составы: континентальных дунитов (9) и лерцолитов (11), по С. П. Соловьеву; альпинотипных гарцбургитов (13), по Л. В. Дмитриеву и др.; океанических дунитов (10) и лерцолитов (12), по Г. Б. Удинцеву и Л. В. Дмитриеву; гарцбургитов (14), по Л. В. Дмитриеву и др.; расчетный состав магнит [15], по С. П. Соловьеву. $M = \text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \cdot 100$ — индекс затвердевания Куно.

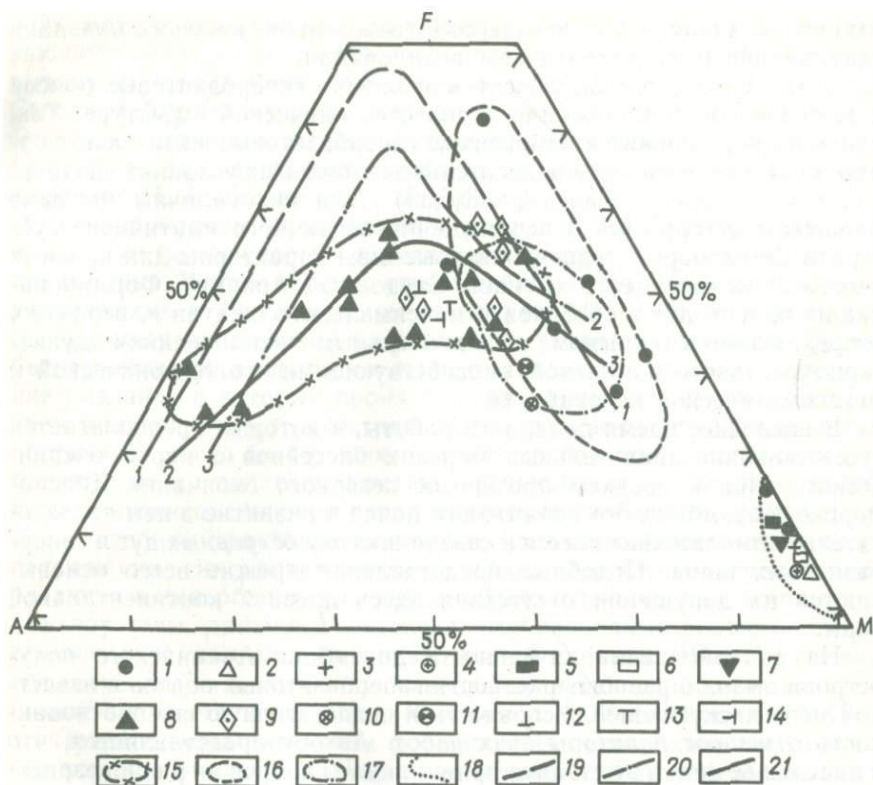


Рис. 7. Диаграмма AFM пород Сулхамидского массива (2—7 по Г. Б. Удинцеву, Л. В. Дмитриеву):

1 — гипербазиты; 2 — дуниты океанические; 3 — гарцбургиты; 4 — альпинитипные гарцбургиты; 5 — лерцолиты континентов; 6 — лерцолиты океанические; 7 — расчетный состав мантии; 8 — андезиты серии Нафирдейб; 9 — базальты Джебель-Васк; 10 — андезиты, сформированные на океанической коре; 11 — то же, андезитобазальты; 12 — андезитобазальты, сформированные на сиалической коре; 13 — базальты окраинного моря; 14 — базальты, сформированные на сиалической коре. Петрохимические поля; 15 — вулканитов серии Нафирдейб, 16 — толетовых базальтов Срединно-Атлантического хребта; 17 — диабазов Омана, 18 — ультрабазитов Омана. Линии дифференциации: 19 — интрузии Скаергард; 20 — гавайских толетов; 21 — известково-щелочной серии

Распределение позднепротерозойских прогибов и сопряженных с ними гипербазитовых швов (различная ориентировка, ветвистость в плане) позволяет предположить, что геодинамическая обстановка при их заложении характеризовалась разнонаправленным растяжением. Наличие в осадочных породах терригенного материала сиалического происхождения, их мелководность и тесная перемежаемость с андезитами свидетельствуют о том, что, скорее всего, эти бассейны представляли собой внутренние или окраинные моря, расположенные вблизи островодужных систем с базальт-андезитовым вулканизмом. Прогибы заложились на континентальной коре, подвергшейся раздвигу, слабо переработанные блоки которой сохранились внутри складчатых поясов (см. рис. 1, 2, 3). На рубеже среднего и верхнего рифея (~1000 млн. лет) эти прогибы подверглись сжатию, по-видимому, путем сближения континентальных блоков с образо-

ванием складчатых зон и гипербазитовых швов, несущих признаки сдавливания и многократного шарьирования.

Намечается различная степень эволюции гипербазитовых поясов в зависимости от положения в палеотектонической структуре. Так, наименее нарушенные и измененные гипербазитовые комплексы формируются в тектонически относительно стабильных условиях внутренних частей палеоконтинента (Судан). Для них типичны меньшие масштабы отторжения и перемещения первичного мантийного субстрата. И наоборот, серпентинитовые швы характерны для краевых частей палеоконтинента (Египет, Саудовская Аравия). Формирование их происходит в обстановке максимального сжатия и, вероятно, сопровождается отрывом и значительным перемещением дунит-гарцбургитового комплекса, способствующими его тектонической и метасоматической переработке.

В последнее время появились работы, в которых предполагается существование значительных морских бассейнов с корой океанического типа в позднем протерозое северного окончания Красноморско-Мозамбикского подвижного пояса и развитие в нем последовательно омолаживающихся к северо-востоку островных дуг и гипербазитовых швов. Подобные представления прежде всего основываются на допущении отсутствия здесь древней континентальной коры.

На данной стадии изученности докембрия Аравийского полуострова вывод о разновозрастности гипербазитовых поясов в известной мере дискуссионен. Условность и недостаточную его обоснованность отмечают и авторы этих работ. Автору представляется, что в настоящее время не столько принципиален вопрос — разновозрастны ли гипербазитовые пояса Аравийско-Нубийского щита, сколько — на каком фундаменте были заложены позднепротерозойские прогибы. Иными словами, происходила ли в позднем протерозое аккреция континентальной коры или ее деструкция.

Изучение гипербазитовых швов Аравийско-Нубийского щита ставит новые проблемы, вытекающие из специфики их строения. Так, остается неясным до конца механизм перемещения мантийного материала на дневную поверхность. Если представить, что в геологическом прошлом на месте зеленосланцевых прогибов располагались обширные океанические просторства или даже рифтовые структуры красноморского типа, испытавшие последующее сжатие, то мы должны были бы иметь более широкое развитие продуктов толеитового вулканизма и дайкового комплекса в складчатых зонах. Отсутствие упорядоченности в размещении гипербазитовых швов и определенной тенденции в распространении и петрохимии орогенных субщелочных и щелочных гранитов, исключительно дунит-гарцбургитовый состав гипербазитов, отсутствие дайкового комплекса, преимущественный андезитовый состав вулканитов, причем с уклоном к щелочному, и, наконец, ассоциация гипербазитов с грабеновыми фациями позволяет предположить, что палеоструктурные условия формирования гипербазитов северной части Красноморско-Мозамбикского пояса могли отличаться от типичной «спрединг-

вой» модели образования океанической обстановки, предусматривающей появление всех членов офиолитовой ассоциации. К этому же выводу пришел В. Черч, изучавший позднепротерозойские офиолиты Северной Африки, Аравии, Антиатласа и Юго-Западного Марокко. Он также подчеркивает приуроченность их в основном к областям проявления панафриканской орогении, на чем раньше акцентировали внимание Н. А. Божко [4] и А. Кронер [42].

Таким образом, особенности строения гипербазитовых швов не исключают возможности существования какого-то иного механизма растяжения. В этом аспекте чрезвычайно интересны представления, развиваемые в Геологическом институте АН СССР о реализации раздвиговых напряжений на различных уровнях литосферы. Гипербазиты могли образоваться в относительно узких зонах, осуществление раздвига в которых произошло на мантийном уровне с открытием меланократового субстрата. Предполагаемая геодинамическая обстановка могла бы объяснить дунит-гарцбургитовый состав гипербазитов, почти полное отсутствие глубоководных осадков и дайкового комплекса, широкое распространение грабеновых фаций и др. При подобной трактовке структуры палеобассейнов и механизма перемещения гипербазитов становится более понятным ограниченное развитие в гипербазитовых швах полных офиолитовых ассоциаций (пиллоу-лавы, дайковый комплекс, глубоководные осадки), характерных для типичных океанических обстановок. Возможно этим объясняется неполнота или «недоразвитость» офиолитовых ассоциаций позднего протерозоя Красноморско-Мозамбикского пояса.

Предложенный механизм формирования гипербазитовых швов с позиции концепции А. В. Пейве о расслоенности литосферы является одним из возможных вариантов. Однако, по-видимому, и это не объясняет всех существовавших в позднем протерозое палеогеодинамических обстановок формирования гипербазитов Аравийско-Нубийского щита и, очевидно, также не исчерпывает всех путей образования гипербазитов, особенно тех, которые не обнаруживают признаков значительного раздвижения при их формировании. Вероятно, применительно к этой части гипербазитовых комплексов большое значение имеют представления С. Н. Иванова [10] и других уральских геологов о существовании особого типа офиолитов — «рифтогенных офиолитов». По их мнению, рифтогенные офиолиты формируются при кратковременном раздвиге с внедрением альпинотипных гипербазитов в условиях начальной стадии деструкции континентальной коры, не приводящей к появлению океанической структуры. Образование рифтогенных офиолитов происходит в узких трогах без существенного раздвижения континентальных блоков, ограниченных разломами, проникающими в мантию.

С позиций концепции рифтогенных офиолитов становятся понятными многие особенности гипербазитов Аравийско-Нубийского щита, не позволяющие рассматривать их во многих случаях в качестве офиолитовых ассоциаций. В первую очередь это относится к слабо нарушенным массивам более внутренних частей палеоконтинента (Юго-Восточный Судан, Эфиопия и Северная Кения). Подобный

взгляд на природу гипербазитов Аравийско-Нубийского щита находится в соответствии с латеральными изменениями их строения. Становится понятным появление среди гипербазитов типичных офиолитовых ассоциаций лишь на севере Саудовской Аравии, попытки отождествления которых с гипербазитами других частей Аравийско-Нубийского щита встречали серьезные затруднения. Из этого следует, что степень «офиолитовости» гипербазитов Аравийско-Нубийского щита убывает с севера, северо-востока на юг, юго-запад в соответствии с максимальной деструкцией и раздробленностью краевой части палеоконтинента и уменьшением этого процесса в глубь его.

С позиций рифтогенной природы гипербазитовых швов Аравийско-Нубийского щита интересно то, что, хотя они находятся в дискордантном соотношении с кайнозойским рифтом Красного моря, именно эта территория, предрасположенная к деструктивному стилю развития еще в позднем протерозое, сохранила эту тенденцию и на кайнозойском, собственно рифтогенном этапе. При этом кайнозойский рифтогенез локализовался не во всей области позднепротерозойской деструкции, а приурочен к слабо переработанному краю протоконтинента, где сохранилась максимальная литосферная неоднородность или максимальный градиент изменения ее мощности. Здесь можно усматривать зависимость рифтогенеза от литосферных неоднородностей, возникших еще на докембрийском этапе эволюции литосферы. Примечательно, что и Байкальский рифт развился вдоль края Сибирской платформы, где ему также предшествовали деструктивные процессы.

В связи с отмеченной особенностью нельзя не обратить внимания на то, что позднегардарская рифтовая система Гренландии (1170 млн. лет) также имеет сходное тектоническое положение. Она тяготеет к зоне сочленения архейского Южно-Гренландского кратона и Кетилийского подвижного пояса, субпараллельна окраине кратона и полностью расположена в подвижном поясе. Следовательно, сходство тектонической позиции кайнозойских рифтов, проявленное в приуроченности к границе древних кратонов и подвижных поясов, по-видимому, не является случайным и отражает их зависимость от литосферных неоднородностей, контролирующих размещение крупных гетерогенных литосферных блоков.

СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ДОКЕМБРИЯ АРАВИЙСКО-НУБИЙСКОГО ЩИТА

Изложенный в предыдущем разделе материал показывает, что в докембрии Аравийско-Нубийского щита выделяются комплексы, которые по составу, степени метаморфизма и структурным соотношениям могут быть коррелированы с аналогичными комплексами докембрия Мозамбикского пояса. Сходство докембрийских серий Аравийско-Нубийского щита и Мозамбикского пояса Восточной Африки ранее отмечалось В. Е. Хаиним. Установление природы и структурных соотношений сланцево-гнейсового комплекса Аравийско-Нубий-

ского щита способствует раскрытию ранних этапов докембрийской истории этой территории. Прежде всего данные подтверждают длительное полициклическое ее развитие, завершившееся в байкальский тектономагматический этап. Сходство древнейших сланцево-гнейсовых комплексов (катархей — нижний архей) Аравийско-Нубийского щита и Мозамбикского пояса выявляет принадлежность их к единому Мозамбикско-Аравийскому, по В. Е. Хаину, или Красноморско-Мозамбикскому, по Е. А. Долгинову, подвижному геосинклинальному поясу, заложившемуся на переработанном архейском (катархейском?) основании, останцы (выступы) которого сохранились в Кении, Танзании и теперь установлены автором в западном обрамлении Красного моря и Д. Альмондом [35] в Центральном Судане.

Структурные комплексы Аравийско-Нубийского щита отличаются своеобразным литологическим составом, степенью метаморфизма и структурным планом. Неравномерность распространения и специфика тектонического строения этих комплексов отражают их различную структурную роль в строении Аравийско-Нубийского щита. Наиболее распространенным комплексом является ниже-среднерифейский вулканогенно-осадочный зеленосланцевой ступени метаморфизма, слагающий разноориентированные складчатые пояса или ветви Красноморского пояса (см. рис. 2). Судано-Аравийская ветвь пояса в Красноморских горах Судана характеризуется преобладанием северо-восточного простириания. На востоке она срезается субмеридиональными и северо-западными краевыми разломами рифта Красного моря. Ее северо-восточное продолжение отчетливо фиксируется на Аравийском побережье Красного моря. Северо-восточное простириание структур прослеживается до вулканического плато Рахат, в районе которого оно постепенно изменяется на северо-западное, почти параллельное Красноморскому рифту. Преимущественное северо-западное простириание вулканогенно-осадочный комплекс имеет в пределах всего севера Аравийской части Аравийско-Нубийского щита.

Восточно-Аравийская ветвь Красноморского складчатого пояса, занимающая северо-восточную часть Аравийского щита и сложенная главным образом вулканогенно-осадочными образованиями поздне-рифейских серий Халабан и Мурдама, при генеральном северо-западном простириании в ряде мест отклоняется от него, подчиняясь конфигурации древних гранито-гнейсовых блоков фундамента Аравийско-Нубийского щита. Пояс осложнен серией разломов Надж северо-западного простириания, более молодых по отношению к складчатым структурам и характеризующихся существенной левосторонней сдвиговой компонентой.

В северной части Аравийско-Нубийского щита, в Восточной пустыне Египта вулканогенно-осадочный зеленосланцевый ниже-среднерифейский комплекс имеет северо-западное (местами широтное) простириание, также отличное от простириания рифта Красного моря. Комплекс слагает разноориентированные прогибы, подчиняющиеся конфигурации древних блоков фундамента и гипербазиловых швов. В Эритрее и особенно на юге Саудовской Аравии для

вулканогенно-осадочного зеленосланцевого комплекса характерно субмеридиональное простираие. Здесь он слагает ряд узких прогибов, чередующихся с блоками древних гранитогнейсов и сопряженных с гипербазитовыми швами. На юге и юго-западе Аравийско-Нубийского щита Красноморский пояс расщепляется и в виде отдельных клиньев, ограниченных разломами, проникает в древний гранитогнейсовый фундамент Центрально-Африканского кратона и Мозамбикского пояса.

С установлением природы и роли древнейших сланцево-гнейсовых комплексов в структуре Аравийско-Нубийского щита появилась возможность полнее рассмотреть проблему северной границы Мозамбикского пояса и природу процесса тектономагматической активизации, широко проявленной на Африканском континенте на рубеже 550 ± 100 млн. лет. На этом рубеже в Мозамбикском поясе тектонотермальный эпизод выразился в интенсивном региональном метаморфизме, гранитоидном магматизме, гранитизации и мигматизации. В результате таких процессов первичные собственно геосинклинальные осадки и их структура оказались сильно переработанными, что значительно осложняет расшифровку структуры этого сложного, длительно развивавшегося подвижного пояса. Вот почему актуальным вопросом изучения Красноморско-Мозамбикского пояса является установление в нем структурно-вещественных комплексов и характера их соотношения с пограничными структурами и более поздними рифтовыми системами.

В последние годы, благодаря геологическим исследованиям в Кении, Танзании, Зимбабве и Мозамбике, а также на Аравийско-Нубийском щите, достигнуты значительные успехи в изучении Мозамбикского пояса.

В настоящее время выявлены общие черты строения и особенности проявления тектономагматической активизации в пределах Мозамбикского пояса. Установлено, что пояс включает породы различных «систем», древнейшими из которых являются Додома в Танзании и «примитивная» в Зимбабве. В него входят чарнокитовые гнейсы Мозамбика и Убендийского пояса, широко развиты парагнейсы, ассоциирующие с мраморами и пелитами, а в краевых частях также образования смежных складчатых поясов, затронутых и частично переработанных панафриканским тектонотермальным эпизодом. В Восточной Африке Дж. Р. Вейлом с известной долей условности намечена граница западного фланга пояса. Вместе с тем его северное окончание в том понимании, в каком оно известно в литературе со времен А. Холмса — Египет, Судан, Саудовская Аравия, — было исследовано крайне слабо. К тому же сопоставление докембрия этого региона с большей частью Мозамбикского пояса затруднено широким развитием осадочного мезо-кайнозойского чехла (Судан) и кайнозойских лавовых покровов (Эфиопия).

После того как У. Кеннеди в 1964 г. был введен в литературу термин «панафриканский тектонотермальный эпизод», которым он охарактеризовал тектонотермальные явления, выразившиеся в радиологическом омоложении древних пород на рубеже 550 ± 100 млн.

лет, содержание и понятие этого термина менялось. Это явление описано Т. Клиффордом как «панафриканская орогенция» (550 ± 100 млн. лет), Р. Шекелтоном — «панафриканский тектонотермальный эпизод», А. Кронером — «панафриканский тектонический цикл» (600 ± 200 млн. лет) и др. И. Гасс под панафриканскими событиями понимает этап кратонизации Северо-Восточной Африки и Аравии в интервале 1100—500 млн. лет, в который он включает образование зеленосланцевых вулканогенно-осадочных толщ Красноморского пояса.

В самом начале изучения областей, испытавших панафриканскую тектонотермальную переработку (ТПП, по Н. А. Божко), стало очевидным, что она проявляется в двух различных типах структур: 1) тектонотермальному процессу предшествует цикл осадконакопления, магматизма, тектогенеза и регионального метаморфизма и где активизационный процесс является как бы логическим завершением этого цикла; 2) она проявляется лишь в метаморфизме и интрузивном магматизме. В соответствии с этим выделены два типа тектонотермальной переработки — орогенный и тектонотермальный, или «орогенически деформированные верхнедокембрийские геосинклинальные осадки» и зоны «реактивизированного фундамента».

По мнению А. Кронера, выделение этих двух типов тектонотермальной активизации не вполне удачно, поскольку в Мозамбикском поясе реактивизирован не только древний фундамент, но и покрывающий его чехол. В добавление к двум типам панафриканского эпизода он предлагает выделять области, в которых проявился лишь термальный эффект в виде изменения изотопного соотношения.

Известно, что А. Холмс, первоначально выделивший Мозамбикский пояс, включал в него Египет и Судан. Позднее присутствие мозамбикской орогенции в Египте признавал Х. Шюрманн, а для Северо-Восточного Судана недавно предположили Дж. Р. Вейл, Д. Альмонд и др. Включение западного обрамления Красного моря, как и всего Аравийско-Нубийского щита, в Мозамбикский пояс в основном базируется на данных радиологического определения возраста докембрийских пород, среди которых, так же как и в Мозамбикском поясе, широко представлены значения 600—480 млн. лет. Однако, как показали исследования последних лет, геосинклинальное развитие в этом регионе завершилось в позднем рифее — венде. Глубоко метаморфизованные архейские и раннепротерозойские комплексы сформировались здесь до проявления тектономагматических событий, синхронных с панафриканской эпохой. Активирующая роль байкалитид выразилась в «омоложении» этих комплексов и интрузивном магматизме, но не в их метаморфизме. Молодые значения возраста пород могут быть увязаны с тектономагматическими событиями байкалитид, т. е. им соответствуют определенные магматические комплексы, «вписанные» в эволюционный ряд поясов и являющиеся как бы закономерным звеном в цепи их развития.

Следовательно, применительно к обрамлению Красного моря молодые значения радиологического возраста не могут рассматри-

ваться в качестве признака активизирующей мозамбикской или панафриканской орогении по У. Кеннеди. Таким образом, этот критерий, послуживший А. Холмсу и другим основанием для отнесения докембрия обрамления Красного моря к Мозамбикскому поясу, если рассматривать последний лишь как результат тектономагматических процессов на рубеже 550 ± 100 млн. лет, теряет здесь свое значение. Применительно к Аравийско-Нубийскому щиту, на этом акцентировал внимание Н. Джексон, поставив вопрос: как рассматривать панафриканские события в случае, когда они сменяют во времени более древние тектономагматические и седиментационные циклы, такие, например, как Катангиды, Дамариды, Красномориды, продолжавшие активно развиваться примерно до 600—550 млн. лет.

Следует также отметить, что критерии выделения Мозамбикского пояса все еще дискуссионны. Дискутируется вопрос являются ли глубоко метаморфизованные докембрийские образования древними и позднее омоложенными, или «молодые» значения радиологического возраста отвечают существованию самостоятельного позднепротерозойского (рифейского) геосинклинального тектономагматического цикла. Касаясь проблемы северной границы и природы Мозамбикского пояса или «мозамбикской орогении» в обрамлении Красного моря, важно иметь в виду прежде всего эти два аспекта проблемы. Выделенные автором метаморфические комплексы коррелируются с аналогичными комплексами докембрия Восточной Африки. На архейском и раннепротерозойском этапах Красноморский складчатый пояс входил в состав единого Мозамбикско-Аравийского пояса. Что же касается «молодых» значений радиологического возраста, то, как уже отмечалось, в обрамлении Красного моря они четко укладываются в рамки байкальского тектономагматического цикла.

В свете сказанного проблема северной границы Мозамбикского пояса и его природы должна решаться в плане выделения древнего основания, существующего, как теперь установлено, в Красноморском поясе и сходного с древним фундаментом Восточной Африки, выявления соотношения перекрывающих этот фундамент метаморфических сланцево-гнейсовых комплексов и распространения зеленосланцевого позднепротерозойского (байкальского) складчатого комплекса. Именно такой подход к проблеме позволил В. Е. Хаину еще задолго до того, как появились новые данные по докембрию Аравийско-Нубийского щита, выделить единый Мозамбикско-Аравийский геосинклинальный пояс. Заложение этого пояса, по его мнению, произошло не позже, чем к середине раннего протерозоя.

Впоследствии представление об общности строения и развития Красноморского и Мозамбикского поясов развивал Е. А. Долгинов и др. [29]. Красноморско-Мозамбикский пояс в этих работах рассматривается как сложная гетерогенная структура, в строении которой выделяют три разновозрастных докембрийских складчатых комплекса, разделенные угловыми несогласиями. Неравномерное развитие этих комплексов отражает латеральную неоднородность пояса, заключающуюся в более ранней стабилизации его южных частей и последовательном омоложении складчатых структур в

северном направлении. Красноморский складчатый пояс с этих позиций представляет собой самую молодую часть единого Красноморско-Мозамбикского пояса. В сущности в этих работах поддерживается концепция А. Холмса о принадлежности мезо- и катазонально измененных пород Мозамбикского пояса к его древнему основанию, регенерированному в период так называемого панафриканского, или дамарского тектонотермального эпизода.

Отметим, что к представлению о единстве развития докембрия обрамления Красного моря и Мозамбикского пояса приходят и зарубежные геологи. Так, В. Поль приходит к выводу о том, что часть Мозамбикского пояса синхронна с Красноморским поясом и что главная мозамбикская орогения коррелируется с тектоническим циклом Хиджас (950—550 млн. лет) Саудовской Аравии. В свете этих данных он считает необходимым пересмотреть представления о тектонике Аравийско-Нубийского щита с позиций общности его развития с Мозамбикским поясом.

Как отмечает Д. Альмонд, в последнее время применительно к Аравийско-Нубийскому щиту и Африканскому континенту в целом наметилась тенденция широкого понимания панафриканского эпизода в объеме 500—600 млн. лет и распространения его на события, связанные с метаморфизмом и орогенезом. Этому же придерживаются И. Гасс, А. Кронер, В. Г. Казьмин и др.

В соответствии с их представлениями, метаморфизм и интрузии в интервале 800—450 млн. лет — следствие радиоактивного разогрева континентальной коры, утолщенной в результате коллизии литосферных плит и закрытия океанических бассейнов. С этих позиций панафриканские тектонотермальные события применительно к Аравийско-Нубийскому щиту являются заключительной стадией развития Красноморского складчатого пояса. Одним из возражений против подобного понимания панафриканского эпизода, по мнению Д. Альмонда, является очень большой временной интервал разогрева, сопровождающегося утолщением коры (~500 млн. лет). С другой стороны, как отмечает этот исследователь, поскольку зеленосланцевые комплексы, связанные с закрытием океана, крайне ограничены в масштабах всей Африки, то гипотеза связи панафриканских событий с коллизией литосферных плит могла быть убедительной лишь для крайнего северо-востока Африки и Аравии, т. е. для областей позднепротерозойской складчатости, тогда как панафриканская тектонотермальная переработка на обширных пространствах Мозамбика, Кении, Танзании и Сахары практически необъяснима с этих позиций, что делает ее неприемлемой и для первых областей. Более правдоподобным является представление о панафриканских событиях, как о четко отличных от орогенеза, поскольку во всей Восточной Африке панафриканский разогрев наложен на уже существовавшую орогеническую зону — Мозамбикский пояс. В Красноморском складчатом поясе, как уже отмечалось, тектогенез и магматизм, синхронные с процессом панафриканского воздействия, относятся к завершающим этапам его формирования, эволюционно связаны с ними и представляют естественное звено в их цепи.

Что касается изложенной коллизийной схемы, то, по мнению Н. А. Божко [4, 5], детально рассмотревшего проблему тектоно-термальной переработки в масштабах всей Гондваны, зоны тектоно-термальной переработки не являются структурами столкновения и эволюционно связаны с позднедокембрийскими геосинклинально-складчатыми поясами.

Следовательно, в Мозамбикском поясе, как и во всей Африке, выделяются области, которые в интервале 1000—550 млн. лет развивались как интракратонные геосинклинали, завершившиеся складчатостью, магматизмом и горообразованием, т. е. байкальские складчатые системы (Красноморский складчатый пояс) и области радиологического омоложения ранее метаморфизованных древних докембрийских комплексов, которые, возможно, следует рассматривать как прямой результат активизирующего воздействия байкальских подвижных поясов.

Важно отметить, что радиологическое омоложение пород в областях второго типа является наложенным и не зависит от возраста субстрата. Зоны подобного термального воздействия выходят далеко за рамки складчатых систем байкалид, для них не характерны процессы тектонических деформаций. К областям этого типа может быть отнесена вся территория Судана к западу от Красноморского пояса, включающая значительную часть Центрально-Африканского кратона. Возможно, в них следует включать всю территорию Северной Африки между Красноморским и Дагомейско-Фарузийским складчатыми поясами, поскольку здесь широко проявлено омоложение древних докембрийских комплексов. Косвенными признаками для подобного отнесения служат развитие в мезозое щелочно-гранитоидных кольцевых интрузий и проявление вулканизма в кайнозое, обычно характерных для областей панафриканских тектоно-термальных процессов. И, наконец, особую роль в Мозамбикском поясе играют активизированные «омоложенные» области, в которых наиболее интенсивно проявлены деформации, глубокий метаморфизм, гранитизация и пегматитообразование. Эти области занимают центральную часть собственно Мозамбикского пояса (Мозамбик, Кения, Танзания). В последнее время исследователи геологии Африки подчеркивают важность выделения подобных областей в составе крупных поясов активизации, таких как Дагомейско-Нигерийский и Мозамбикский, и собственно только зоны второго и третьего типов, по их мнению, отвечают понятию подвижных активизированных поясов. Автор считает, что только зоны первого и третьего типов принципиально отличны по своему тектоническому режиму. Промежуточные же зоны — лишь термального омоложения пород; по-видимому, по мере получения новых данных будут уменьшаться, присоединяясь к байкалидам или к собственно активизированным поясам тектонотермальной переработки.

В свете приведенных данных Мозамбикский пояс представляет собой сложную гетерогенную структуру длительного полициклического развития. Красноморский складчатый пояс является самой молодой (позднепротерозойской) частью единого Красноморско-Мо-

замбийского подвижного пояса, по В. Е. Хаину, закончившей свое развитие синхронно с панафриканской эпохой тектономагматической активизации.

Таким образом, в Мозамбикском поясе, как в историко-геологическом элементе, выделяются собственно байкальские подвижные пояса (Красноморский складчатый пояс) и области, в которых тектономагматические события, синхронные с завершающей стадией образования этих поясов — панафриканским тектономагматическим эпизодом, привели к процессам глубокого метаморфизма, гранитизации и радиологическому омоложению древних толщ. В соответствии с этим проблема северной границы Мозамбикского пояса решается однозначно: Красноморский позднепротерозойский геосинклинально-складчатый пояс является его составной частью. В панафриканскую эпоху тектономагматические процессы в пределах Мозамбикского пояса проявились как в орогенной форме (Красноморский пояс), так и в форме тектонотермальной переработки (собственно Мозамбикский пояс).

Отметим, что при определенной автономности и структурной обособленности байкалид, их все же следует рассматривать как неотъемлемую часть гигантских активизационных поясов типа Мозамбикского, Дагомейско-Нигерийского, Байкальского, Гренвильского и других, характеризующихся высокой тектонической подвижностью, большим тепловым потоком в течение всей истории их развития. Своим заложением они предопределяют позицию молодых рифтовых структур. Неравномерность распределения тепловой энергии в пределах этих поясов, очевидно, связана с тем, что мощные геосинклинальные выполаживания байкалид служили своего рода экраном для тепловой энергии, способствовавшим оттоку ее в стороны, по-видимому, вдоль крупных поперечных разломов, в результате чего активизирующее влияние байкалид выходит далеко за пределы этих поясов (например, в Центральном-Африканском кратоне). Подобная аналогия предполагает существование параллельно Мозамбикскому поясу активизации Байкальского складчатого пояса, вероятно, скрытого краевой частью Индийского океана. Существование такого складчатого пояса допускал еще Ф. Дикси, а затем В. Е. Хаин. Анализ строения и развития докембрия Аравийско-Нубийского щита позволяет сделать следующие выводы.

1. Устанавливается коррелятивная связь структурных комплексов докембрия Аравийско-Нубийского щита и Мозамбикского пояса, что позволяет рассматривать Красноморский складчатый пояс в качестве составной части единого Красноморско-Мозамбикского пояса, а именно, его самой молодой (позднепротерозойской) ветви.

2. В катархее — раннем архее территория Аравийско-Нубийского щита входила в единый Западно-Нильский или Центральном-Африканский кратон, испытавший в позднем протерозое интенсивное дробление с образованием разноориентированных интракратонных прогибов.

3. Специфика развития Аравийско-Нубийского щита в позднем протерозое проявилась в неравномерной деструкции древнего кра-

тона. Наибольшему дроблению подверглась его северо-восточная (Аравийская) часть, где интракратонные прогибы существенно переработали древний субстрат с образованием палеобассейнов с корой океанического типа. Территория кратона к западу от Красного моря (Египет, Судан, в меньшей степени Эфиопия) в позднем протерозое представляла относительно устойчивую его часть, при приближении к которой океанические бассейны, сужаясь, выклинивались в виде рифтоподобных прогибов. Северо-восточная граница стабильной части кратона аппроксимируется обобщенным краем современных выходов древнейшего гранитогнейсового субстрата и в целом грубо параллельна Красному морю. Различие в характере тектогенеза вдоль этой границы позволяет рассматривать ее в качестве шовной зоны, отражающей литосферные неоднородности, заложенные еще в докембрии.

4. Хотя для геодинамической обстановки заложения и развития позднепротерозойских прогибов Аравийско-Нубийского щита предложено много моделей от умеренно до крайне мобилистских, предполагающих существование в позднем протерозое значительных океанических бассейнов и развитие в них последовательно омолаживающихся к северо-востоку островных дуг и зон Беньюфа, механизм образования их остается все еще до конца неясным. Анализ геологии докембрия Аравийско-Нубийского щита показал, что фактический материал не всегда отвечает этим моделям и роль горизонтальных движений в них существенно завышена. За исключением крайнего севера Саудовской Аравии, в гипербазитовых швах отсутствует полный набор членов офиолитовой ассоциации — основной показатель былой океанической коры.

5. Альтернативной моделью тектогенеза Аравийско-Нубийского щита в позднем протерозое может быть модель, основанная на представлениях о «рифтогенных офиолитах», формирующихся в обстановке раздвига с внедрением альпинотипных гипербазитов в условиях начальной стадии деструкции континентальной коры. Рифтогенные офиолиты образуются в узких трогах, выполненных терригенными и кремнистыми осадками и ограниченными разломами, проникающими в мантию. С позиций этих представлений понятны многие особенности гипербазитов юга Аравийско-Нубийского щита, не позволяющие прямо коррелировать их с офиолитовыми ассоциациями.

6. В развитии позднепротерозойских подвижных зон Аравийско-Нубийского щита намечается тенденция усложнения их строения. Во внутренних зонах щита, как и всего Африканского континента, гипербазиты связаны с шовными зонами, в окраинных и периферических — с раздвиго-надвиговыми и шарьяжными. Позднепротерозойские подвижные пояса демонстрируют эволюционный ряд структур, в которых происходит нарастание мобильности земной коры от внутренних частей Африкано-Аравийского кратона к периферическим с одновременным увеличением роли горизонтальных движений в этом направлении. В соответствии с этим деструкция континентальной коры была неравномерной: от ограниченного раздвига с

образованием узких протяженных прогибов или трогов, сопровождавшихся формированием «неполных» (рифтогенных) офиолитов на юге, до развития палеоокеанических обстановок на севере.

7. Анализ докембрия Аравийско-Нубийского щита позволил уточнить масштабы и природу процесса тектонотермальной переработки. Выяснилось, что ТТП значительно шире развита в Северо-Восточной Африке. На примере позднепротерозойского тектогенеза Аравийско-Нубийского щита установлено, что ТТП пространственно и генетически связана с заложением и развитием интракратонных геосинклинальных прогибов, т. е. с деструкцией древней континентальной коры. Вместе с тем автор предлагает, по крайней мере в пределах Аравийско-Нубийского щита, не ставить знак равенства между закономерным эволюционным развитием тектономагматических процессов в геосинклинальной системе и процессом тектонотермального и магматического воздействия на древний фундамент. Иными словами, в Аравийско-Нубийском щите процесс ТТП пространственно и генетически сопряжен с байкальскими подвижными поясами и, по-видимому, является наведенным из последних.

8. Одним из главных выводов относительно развития Аравийско-Нубийского щита в докембрии применительно к проблеме предопределенности рифтогенеза является установление деструктивного стиля его развития в позднем протерозое. Именно эта территория, предрасположенная к деструктивному тектогенезу еще в докембрии, сохранила такую тенденцию и на рифтогенном этапе. Примечательно также, что кайнозойский рифтогенез локализовался не во всей области позднепротерозойской деструкции, а на границе устойчивой и мобильной частей древнего кратона, где сохранилась максимальная литосферная неоднородность. В этом можно усматривать предопределенность образования Красноморского рифта от литосферных неоднородностей, возникших еще на докембрийском этапе эволюции литосферы.

МАГМАТИЗМ ДОРИФТОВОГО ЭТАПА КРАСНОМОРСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Характерная черта Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе ее развития — широкое проявление щелочного магматизма. Щелочные интрузивные комплексы в настоящее время установлены на обширной территории Восточной Африки и Аравии, от Египта на севере до Зимбабве на юге. Большую роль в изучении щелочных пород Африкано-Аравийского рифтового пояса сыграла связь с ними карбонатитов, впервые выделенных в Африке именно в этом поясе (Малави) и в последующем обнаруженных в ряде других стран (Кения, Танзания, Зимбабве и др.). Интерес к карбонатитам способствовал изучению петрографии, геохимии и структурной позиции щелочного магматизма.

Щелочным породам и связанным с ними карбонатитам Африкано-Аравийского рифтового пояса, как и континента в целом, посвящена обширная литература. Большой вклад в изучение фанерозойского магматизма и, в особенности щелочного, внесли Ф. Дикси, М. Гарсон, Б. Кинг и Д. Сатерленд, Л. Вильямс и др. В настоящее время опубликованы работы советских геологов, касающиеся фанерозойского магматизма Африки (Н. В. Короновский, В. И. Буданов, Л. С. Бородин, А. В. Разваляев, Г. П. Шахов, В. Г. Казьмин, В. Н. Козеренко, В. С. Ларцев и др.). Фанерозойский и в особенности кайнозойский вулканизм Восточной Африки изучался советской комплексной Восточно-Африканской экспедицией, проводившей исследования в рамках международного проекта «Верхняя мантия».

По составу, морфологии, тектоническому контролю и пространственной обособленности щелочного магматизма в пределах Восточно-Африканского пояса Л. С. Бородиным в 1974 г. был выделен ряд провинций: Замбийская, Великих Африканских рифтов с субпровинциями Западного, Восточного и Эфиопского рифтов и Египетско-Суданская. Египетско-Суданскую провинцию автор именуется Аравийско-Нубийской, поскольку это название точнее отражает ее сущность. Впервые вопрос о необходимости выделения щелочной провинции в данном регионе был поставлен В. И. Будановым в 1969 г. на основании детального изучения кольцевой интрузии щелочного состава Абу-Хурук в Египте и ряда щелочных кольцевых комплексов, расположенных южнее. Исследования последнего десятилетия показали, что по масштабам и разнообразию проявления щелочного магматизма эта обширная территория заслуживает выделения в самостоятельную провинцию.

Аравийско-Нубийская щелочная провинция (рис. 8) расположена в северной части Африкано-Аравийского рифтового пояса и совпадает с границами Аравийско-Нубийского щита. Она включает территорию Египта, Судана, Саудовской Аравии, Северного Йемена, Северной (пров. Эритрея) и Западной Эфиопии. В этих рамках геологические границы большей, восточной части провинции четкие и совпадают с докембрийскими выходами щита. Щелочные породы

провинции широко представлены комплексом субщелочных и щелочных гранитов, известных в Северной и Северо-Восточной Африке как «молодые», «розовые» или «гаттарские» граниты. Но наиболее специфичная и характерная форма проявления щелочного магматизма провинции — кольцевые комплексы центрального типа. Наряду с этим термином, как более краткие его синонимы, в работе используются понятия «магматогенный кольцевой комплекс» или просто «кольцевой комплекс», «кольцевая интрузия».

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА АРАВИЙСКО-НУБИЙСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

Среди платформенных магматических комплексов особое место занимают магматические комплексы центрального типа, являющиеся характерной формой магматизма стадий активизации древних платформ. Специфическая особенность магматических комплексов центрального типа — длительность их формирования, отвечающая иногда одному или нескольким крупным тектономагматическим циклам (250—300 млн. лет и больше), и чрезвычайно широкий спектр слагающих их магматических пород: от ультраосновных, основных до кислых и щелочных, объединенных в щелочно-ультраосновную, щелочно-габбродную, нефелин-щелочно-сиенитовую и щелочно-гранитоидную формационные группы. Именно в многофазных, полиформационных магматических комплексах центрального типа наблюдается совмещение от двух до трех петрографических серий (часто включающих контрастные серии), отражающих эволюцию магм разного уровня генерации. Существенной чертой магматических комплексов центрального типа является их структурно-генетическая связь с геодинамической обстановкой растяжения. Длительность проявления, причем в пределах одного интрузивного массива, широкий спектр петрографических ассоциаций разноглубинного уровня генерации магм и исключительная избирательность тектонического режима позволяют рассматривать магматические комплексы центрального типа в качестве хороших индикаторов глубинных процессов.

Ю. М. Шейнманн в 1961 г. выделил три типа провинций проявления щелочно-ультраосновного магматизма: 1) краевых частей платформ; 2) зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей; 3) зон «сквозьструктурных» разломов. Данная классификация тектонических обстановок формирования щелочных пород, как и другие, дает лишь представление о пространственном расположении провинций. Как отмечает Л. С. Бородин, она, в сущности, охватывает все случаи активизации любых стабильных областей. В пределах же этих областей щелочные породы контролируются зонами растяжения земной коры, в категорию которых попадают и «сквозьструктурные» разломы. Иными словами, контроль щелочного петрогенеза сводится к дизъюнктивному фактору. Л. С. Бородин подчеркивает для всех щелочных пород, а А. А. Фролов для

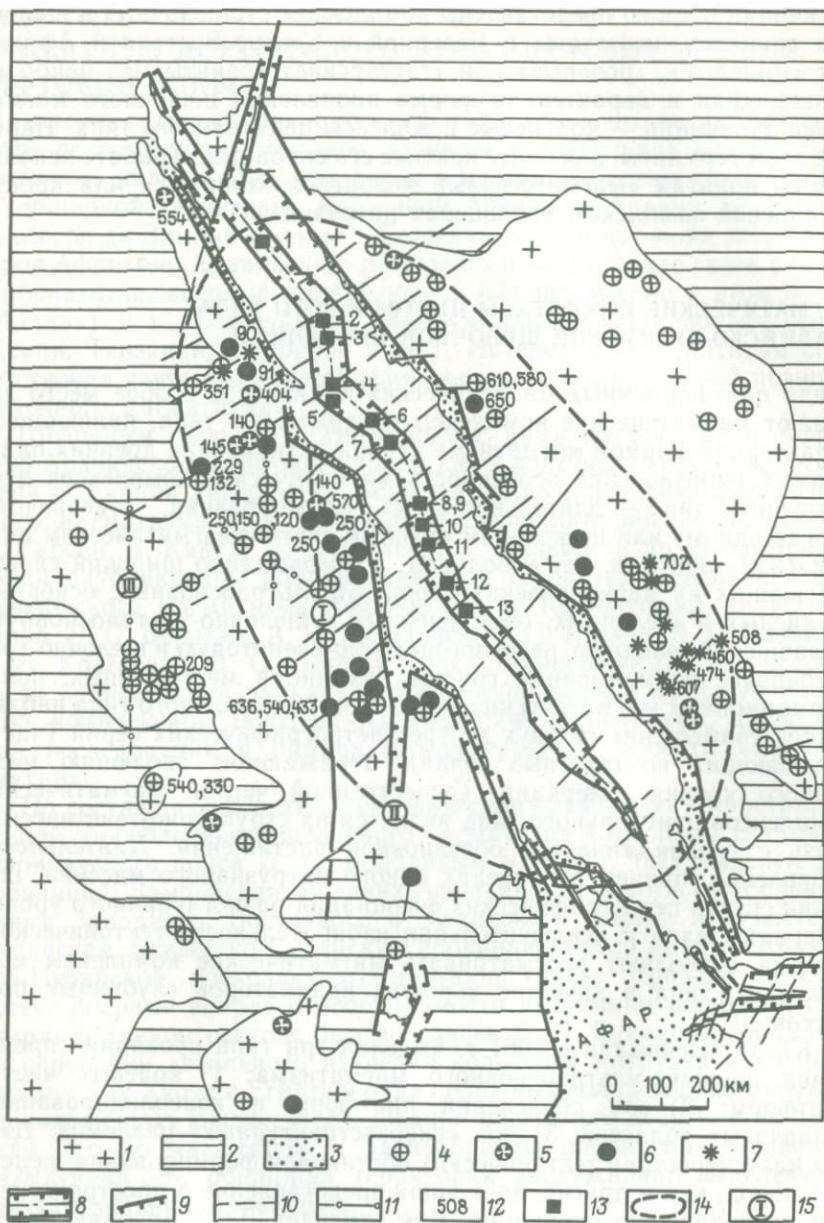


Рис. 8. Схема размещения магматических комплексов центрального типа Красноморской рифтовой зоны:

1 — докембрийский фундамент Африкано-Аравийской платформы; 2 — фанерозойский чехол платформы; 3 — вулканогенно-осадочные образования рифтовых впадин; 4—6 — кольцевые интрузии: 4 — щелочно-гранитоидного состава; 5 — щелочных и нефелиновых сиенитов; 6 — щелочно-габбродного состава; 7 — дифференцированные интрузии основного состава («расслоенные» габбро); 8 — осевой трог впадины

ультраосновных — щелочных с карбонатами, что в таком случае щелочные породы размещались бы равномерно вдоль всех «сквозь-структурных» разломов, но в действительности картина намного сложнее.

Л. С. Бородин, по мнению автора, правильно ставит вопрос: какова же связь щелочного магматизма с рифтами, если последние (за исключением Кенийского) моложе щелочного магматизма. Следовательно, существующие соотношения тектоника — щелочной магматизм не укладываются в рамки традиционных схем и их реальные соотношения многообразнее. Следует отметить, что понятие «сквозь-структурный» разлом емкое, но в то же время и крайне неопределенное, поскольку объединяет категории линейных структур, существенно отличающихся по типу коры, геодинамике и стадии тектонического развития. В связи с этим представляют интерес данные по новым провинциям щелочного магматизма, в частности Аравийско-Нубийской, поскольку они дают возможность дополнить или внести коррективы в существующие концепции о соотношении щелочного магматизма и рифтогенеза.

В настоящее время в пределах Аравийско-Нубийской провинции закартированы и отцифрованы на аэро- и космоснимках свыше 100 интрузивных массивов кольцевого строения (см. рис. 8 и рис. 9). Подавляющая часть этих интрузий расположена в западном обрамлении Красного моря (Красноморские горы Судана и Аравийская пустыня Египта) и изучена в последние годы геологическими работами советских геологов с участием автора, поэтому при характеристике кольцевых интрузий будем обращаться прежде всего к интрузиям этой части провинции (рис. 10, 11).

Магматические комплексы центрального типа Аравийско-Нубийской провинции по естественным ассоциациям пород образуют ряд, в пределах которого выделяются три группы комплексов: 1) габбро-гранитоидные, или щелочноземельные; 2) щелочно-габброидные, или щелочные и 3) щелочно-гранитоидные.

Габбро-гранитоидные магматические комплексы центрального типа

В эту группу входят комплексы, у которых в сообществах горных пород преобладают габброидные и, в меньшей степени, гранитоидные породы. Как правило, в них присутствуют и щелочные породы, но в подчиненном количестве. Комплексы этой группы — Саса, Кур, Эйт, Техилла, Хая и Кинубануйдеб — тяготеют к южной части Красноморских гор Судана.

Кольцевой комплекс Саса (см. рис. 10, а) расположен в 75 км к западу от береговой линии Красного моря в центре равнины Саса,

Красного моря; 9 — рифтовые разломы; 10 — поперечные разломы Красноморской рифтовой зоны; 11 — разломы, трансруемые кольцевыми интрузиями; 12 — радиологический возраст интрузий, млн. лет (Rb-St и K-Ar методы); 13 — глубоководные (термальные) впадины Красного моря; 1 — Океанограф, 2 — Кебри, 3 — Гипсовая, 4 — Вема, 5 — Вальдивия, 6 — Неркус, 7 — Тетус, 8, 9 — Атлантик II, Дискавери, 10 — Шагара, 11 — Эрба, 12 — Порт-Судан, 13 — Суакин; 14 — ареал базальтоидной активизации дорифтового этапа Красноморской рифтовой зоны; 15 — главные субмеридиональные зоны глубинных разломов: I — Динбский, II — Баракский, III — Нильский

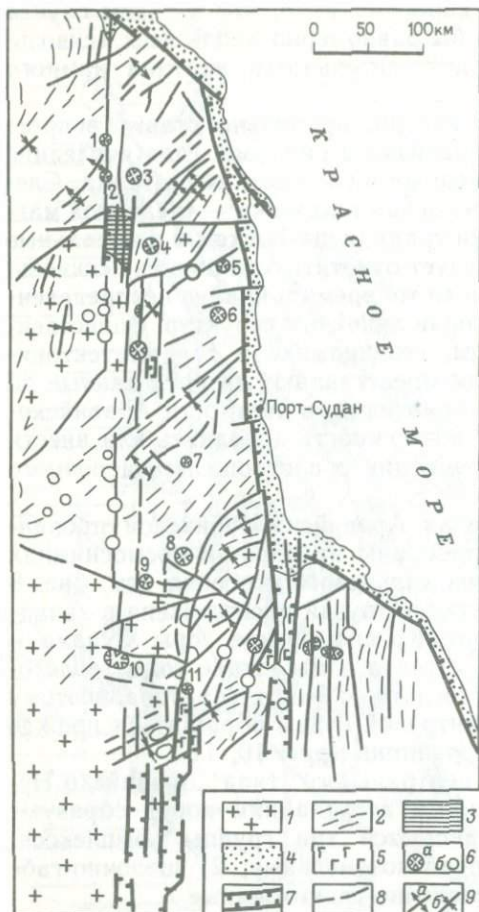


Рис. 9. Схема размещения кольцевых интрузий Красноморских гор:

1 — архейско-нижнепротерозойский (?) сланцево-гнейсовый комплекс (серия Кашебиб); 2 — ниже-среднерифейский осадочно-вулканический комплекс (серия Нафирдейб) и простираение структур; 3 — «нубийские песчаники» мелового возраста; 4 — неоген-четвертичные отложения впадины Красного моря; 5 — базальты неоген-четвертичного возраста; 6 — кольцевые интрузии: а — исследованные (1 — Умм-Шибрих, 2 — Анкур, 3 — Салала, 4 — Саса, 5 — Кур, 6 — Эйг, 7 — Тамен, 8 — Хая, 9 — Тахамиям, 10 — Техилла, 11 — Кинубануйдеб), б — выявленные преимущественно по данным дешифрирования аэро- и космоснимков и отдельных маршрутов; 7 — разломы впадины Красного моря и сопряженные с ней грабены, 8 — региональные разломы, 9 — оси складок (а — антиклинальных, б — синклинальных)

имеет форму правильного кольца диаметром 6 км. Вмещающие породы — архейско-нижнепротерозойская серия Кашебиб, представленная чередованием биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, роговообманковых сланцев, амфиболитов и мраморов. В строении комплекса четко выражены центральный, или внутрикольцевой, массив и обрамляющая его кольцевая гряда или хребет.

Большая часть внутрикольцевого массива сложена габброидами, состава от оливинового габбро до габбро-диоритов, постепенно пере-

ходящими в краевых частях в диориты. В южном сегменте в габбро встречаются горнблендиты, которые расположены непосредственно на контакте с карбонатитами. В периферической части южного сегмента кольцевой интрузии развиты инъекции преимущественно лейкократовых биотитовых и биотит-мусковитовых гранитов. На западе внутрикольцевого массива зона гранитных инъекций начинается маломощной жилой, залегающей параллельно кольцевой гряде. Далее к югу граниты сопровождаются биотитовыми диоритами.

В восточной и западной частях кольцевой интрузии локализованы массивы гипербазитов, сложенные интенсивно серпентинизированными дунитами, пироксенитами и серпентин-карбонатными породами. Дуниты в виде угловатых реликтовых блоков расположены вдоль кольцевого хребта среди замещающих их серпентин-карбонатных пород. На западе массива ультраосновные породы входят в кольцевые образования и представлены телами крупнокристалли-

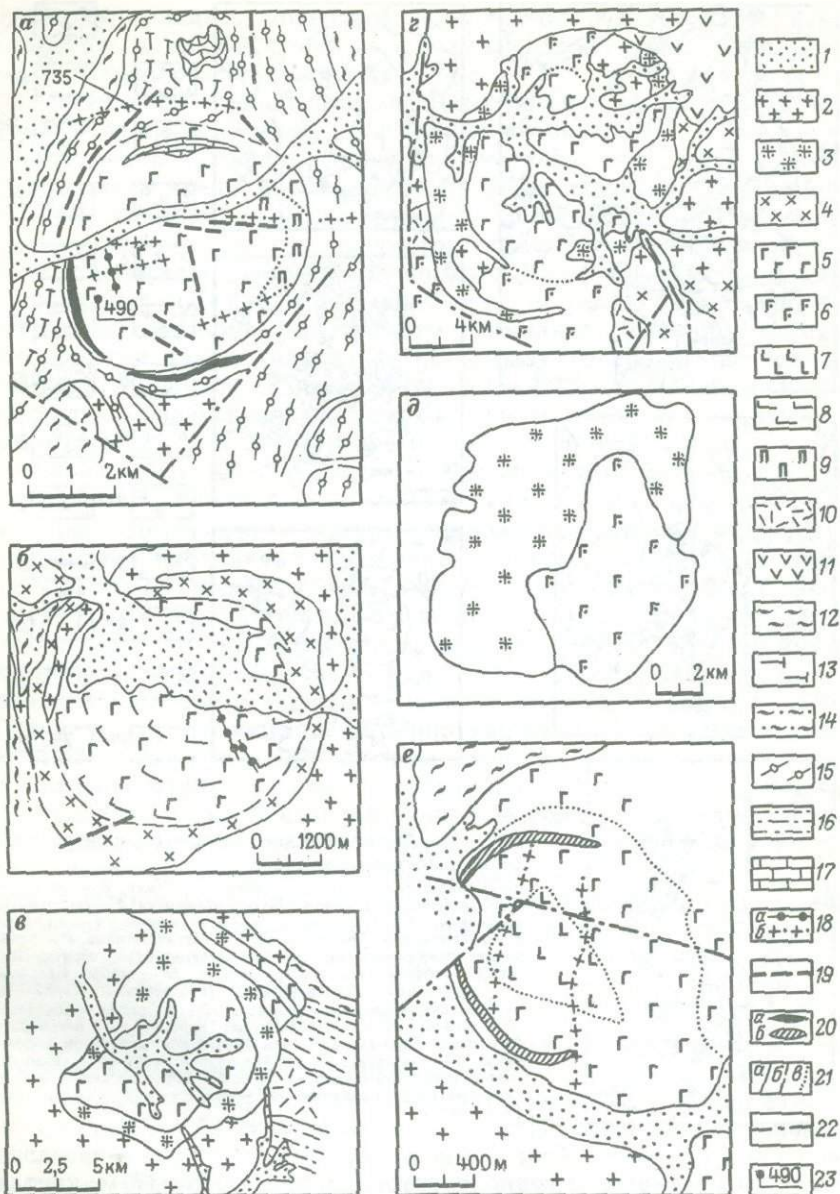


Рис. 10. Габбро-гранитоидные магматические комплексы центрального типа:

а — Саса, б — Кур, в — Техилла, г — Таххнамий, д — Хая, е — Кинубануйдеб; 1 — четвертичные отложения; 2 — граниты, гранодиориты; 3 — щелочные граниты; 4 — диориты; 5 — габбро, габбродиориты, габбро-нориты; 6 — габбро оливиновые; 7 — габбро магнетитовые; 8 — анортозиты; 9 — пироксениты; 10 — риолиты; 11—17 — докембрийские вмещающие породы: 11 — андезиты и базальты, 12 — гнейсы, 13 — кварц-полевошпатовые породы, 14 — амфиболовые сланцы, 15 — гранат-амфиболовые сланцы, 16 — зеленосланцевые породы, 17 — карбонатные породы; 18 — дайки (а — амфиболоидных базальтов и долеритов, б — гранит-порфиров); 19 — пегматитовые тела; 20 — дайки и штоки (а — карбонатного, б — магнетитового состава); 21 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые, в — фациальные); 22 — разломы; 23 — возраст пород, млн. лет (К-Аг метод)

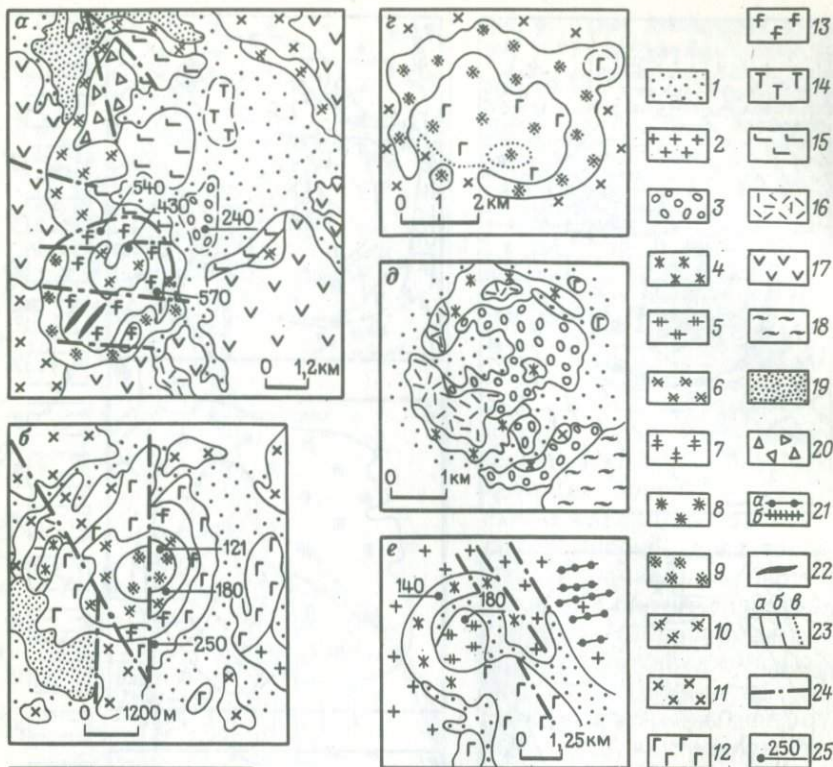


Рис. 11. Магматические комплексы центрального типа щелочного состава:

а — Салала, б — Анкур, в — Кейли, г — Тамен, д — Абу-Хурук, е — Умм-Шибрик; 1 — четвертичные отложения; 2 — граниты, гранодиориты; 3—10 — сиениты: 3 — нефелиновые, 4 — щелочные, 5 — кварцевые, 6 — рибекитовые, 7 — гастингитовые, 8 — фаялитовые, 9 — гематитовые, 10 — эгриновые; 11 — диориты; 12 — габбро, габбродиориты, габбродиориты; 13 — габбро щелочные; 14 — троктолиты; 15 — анортозиты; 16 — риолиты; 17—20 — докембрийские вмещающие породы: 17 — андезиты и базальты, 18 — гнейсы, 19 — зеленосланцевые породы, 20 — агломераты; 21 — дайки (а — амфиболитовых базальтов, долеритов и бостонитов, б — сиенитов); 22 — дайки карбонатитов; 23 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые, в — фациальные); 24 — разломы; 25 — возраст пород, млн. лет (К-Аг метод)

ческих пироксенитов и горнблендитов мощностью 5—17 м, контактирующих с габбро и через серпентин-карбонатные разновидности с карбонатитами.

Породы центрального массива в пределах кольцевого хребта представлены диоритизированными габбро и уралитизированными пироксенитами, а также альбитизированными апогаббровыми амфиболитами. В пределах внутрикольцевого массива развиты системы даек субширотного, реже субмеридионального простирания — му-

жиритов, трахитов, долеритов и диабазов, гранитов и кварцевых порфиров, а также штоки и кольцевые тела карбонатитов, пегматитов и кварц-турмалиновых пород.

Карбонатиты слагают штокообразный массив размером $1,6 \times 2,4$ км, в плане имеющий форму, близкую к изометричной, а также незамкнутые полукольцевые дайкообразные тела. Штокообразный массив залегает среди кварц-полевошпатовых пород и гранат-амфиболовых сланцев и интрузирующих их пегматитов. Слагающие массив карбонатные породы состоят главным образом из белого кальцита, нередко доломитизированного. Характерной особенностью карбонатных пород является наличие в них реликтовых, островных агрегатов короткопризматического турмалина. Турмалиносодержащие участки имеют линзовидную форму, удлиненную параллельно контакту. Мощность их около 20 см, протяженность — первые метры. Турмалин образует призматические короткостолбчатые кристаллы диаметром до 1 см, придающие породе «рябчатый» облик.

Карбонатиты кольцевого дайкообразного тела представлены полосчатыми и более поздними массивными крупнокристаллическими породами. Полосчатая текстура обусловлена размером зерен кальцита, а также наличием в мелкозернистой кальцитовой массе темноволосчатых полос, подчеркивающих общую текстуру течения. Эти волосовидные включения мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров состоят из плагиоклаза (30—50%) и микрочешуйчатой хлоритовой массы (30—70%) с густой вкрапленностью непрозрачных агрегатов эпидота-клиноцоизита. Кроме того, в породе спорадически распространены зерна карбоната и кварца. Массивные крупнозернистые карбонатиты вмещают угловатые ксенолиты альбитизированных и хлоритизированных габбро, а также мелкокристаллических карбонатитов ранней генерации. Главным породообразующим минералом обеих текстурных разновидностей карбонатитов является кальцит. По присутствию того или иного силиката различаются карбонатиты оливиновые и пироксеновые. Оливиновые разновидности карбонатитов сильно серпентинизированы. По парагенетической ассоциации и по форме кристаллов Г. П. Шаховым оливин определен как форстерит.

Кольцевой комплекс Кур (см. рис. 10, б) расположен в 20—25 км к западу от побережья Красного моря, имеет диаметр 8—10 км. Центральный массив по периферии сложен диоритами, которые в северном сегменте к центру массива сменяются габброидами и сиенито-диоритами. В южном сегменте массив имеет концентрически расслоенное строение, представляющее собой тонкое (5—10 м) чередование оливиновых габброноритов, роговообманковых габбро и анортозитов. Центральный массив интрузирован гранитоидами, образующими внутри массива дайки и жилы, а по периферии — крупные кольцевые интрузии, варьирующие по составу от гранодиоритов на юге до аляскитовидных гранитов на севере. В восточном секторе массива в габброидах и сиенито-диоритах локализованы штоки карбонатитов размером в несколько десятков метров, окруженные тонкими оторочками пироксенитов. Как и в комплексе Саса,

карбонатиты представлены двумя текстурными типами, отражающими две генерации пород. Карбонатиты ранней генерации, сложенные мелкокристаллическим кальцитом, имеют полосчатую текстуру, сходную с текстурой течения. Они образуют маломощные участки среди замещающих их массивных крупнокристаллических кальцитовых карбонатитов поздней генерации.

Кольцевой комплекс Техилла (см. рис. 10, в), расположенный вблизи водораздела Нильского и Красноморского бассейнов, в плане имеет форму правильного кольца размером 18×25 км с удлинненным юго-западным сегментом. Вмещающими породами являются слюдястые гнейсы и мигматиты серии Кашебиб (архей — нижний протерозой) и эпидот-хлоритовые, роговообманковые сланцы, кварциты и мраморы верхнего протерозоя.

Согласно Ф. Делани, в кольцевом комплексе различаются внутрискельевой массив, сложенный оливиновыми габбро, кольцевая зона крупнокристаллического гранита с внешней зоной закалки и главная кольцевая интрузия. Дополнительно к интрузии оливиновых габбро, или троктолитов Ф. Ахмед выявил интрузии «внешних» оливиновых норитов и «внутренних» оливиновых микроноритов, а в кольцевых интрузиях гранитов установил центрипетальную последовательность фаз, представленных гранитами Халокван, Хамлаб, Таинат и Техилла.

Главная кольцевая интрузия гранитов, интродуцированных в виде силлов и конусовидных тел, включает пять разновидностей, представляющих собой последовательные фазы внедрения: 1) граниты Халокван; 2) порфириовидные граниты Хамлаб; 3) граниты Таинат; 4) порфириовидные граниты Техилла; 5) микроадамеллиты. Последовательность внедрения — от краев к центру со смещением центров интрузий в юго-западном направлении. Интрузии гранитов имеют вертикальные контакты, хорошо обнаженные на северной и южной частях кольцевого хребта. Граниты весьма сходны по петрографическому и химическому составу. Они сложены главным образом полевыми шпатами (65,0—69,5%), кварцем (24,5—29,5%) и подчиненным количеством биотита, гастингсита; текстура массивная, порфириовидная или гнейсовая, обусловленная директивным расположением минералов. Микроадамеллиты образуют прерывистые узкие тела с максимальной мощностью около 70 м, разветвляющиеся в более мелкие тела, с падением к центру комплекса под углом от 40 до 65°. Порода мелкозернистая, иногда имеет порфириовидную и директивную текстуру.

Петрохимический состав комплекса Техилла варьирует от слабощелочного до щелочного. Граниты — умеренно щелочные. Отмечается повышение щелочности гранитов при внедрении более молодых фаз. Формирование магматического комплекса Техилла, по данным К-Аг метода, охватывает интервал 440—550 млн. лет.

Кольцевые комплексы Тахамиям и Хая (см. рис. 10, г, д) имеют соответственно средние диаметры 18 и 11 км. Их центральные массивы сложены оливиновыми габбро, а кольцевая интрузия Тахамиям и полукольцевая интрузия Хая — субщелочными гранитами. У по-

следней особенно проявлено преимущественное развитие полукольцевых гранитов со стороны вмещающих гранитоидных пород и отсутствие гранитов со стороны вмещающих диоритов.

Кольцевая структура Кинубануйдеб (см. рис. 10, е) — наименьшая из кольцевых интрузий (диаметр 1,5 км), расположена на левобережье одноименного притока Вади Лангеб и отличается простым строением. Она приурочена к малой интрузии палеозойских (?) габброидов, внедрившихся в сланцево-гнейсовый комплекс архея — нижнего протерозоя на пересечении субмеридионального и северо-восточного разломов. В интрузии крупнокристаллических габбро, изометричной в плане (диаметр 3 км), эксцентрично локализован массив мелко- и среднекристаллических габбро диаметром 1,5 км. В центральной части этого массива габбро насыщено магнетитом и местами имеет сидеронитовую структуру. По периферии малого массива на протяжении 2/3 его периметра прослеживается коническая дайка магнетита мощностью от 0,6 до 3 м. Поверхности конуса падают к центру массива под углом 45°.

Магматические комплексы центрального типа щелочного состава

В сообществах магматических пород описываемых комплексов преобладают породы группы сиенита — трахита, щелочных габброидов или субщелочных гранитов, относящихся, по классификации А. А. Фролова, к мезоабиссальной и субвулканической фациям глубинности. Рассматриваемые комплексы преимущественно развиты на севере щелочной провинции, хотя единичные щелочные и гранитоидные кольцевые интрузии (Тамей, Одрус) находятся в поле развития габбро-гранитоидных комплексов. Всего выделяется 13 кольцевых комплексов данного типа. Восемь из них расположены в северной, египетской части Красноморских гор и описаны Эль-Рамли, В. И. Будановым и Н. Е. Деренюком. Это интрузии Абу-Хурук, Эль-Кахфа, Эль-Нага, Нугрус-Эль-Фокани, Мишбех, Мансури, Тарбтие и Эль-Гезира [34, 40]. Их диаметр от 4 до 9 км. Общее для этой группы — наличие реликтов вулканических конусов, сложенных трахитами, трахибазальтами, фонолитами, латитами, риолитами и пирокластитами того же состава, что позволяет их отнести к субвулканической фации глубинности. Вмещающими породами являются либо метаосадочно-вулканогенные образования и батолитовые граниты и диориты верхнего протерозоя, либо гнейсы катархея — нижнего архея.

Для комплексов, расположенных в метаосадочных и вулканогенных породах (Эль-Гезира, Мансури и Тарбтие), характерно наличие гипабиссальных щелочных разновидностей. За исключением комплекса Эль-Кахфа, центральный шток которого сложен эссекситовым габбро, у других комплексов этой группы центральные массивы сложены гипабиссальными разновидностями щелочных сиенитов (Эль-Гезира), штоками и дайками карбонатитов (Мансури) или системой концентрических щелочно-сиенитовых даек. Кольцевые ин-

трузии этих комплексов сложены щелочными сиенитами (Эль-Кахфа и Эль-Гезира) или их гипабиссальными аналогами (Тарбие).

В кольцевых комплексах, расположенных среди гнейсов и синтектонических гранитов, гранодиоритов и диоритов (Абу-Хурук, Эль-Нага, Нугрус-Эль-Фокани, Мишбех), центральные штоки сложены сиенитами с щелочными габброидами (Эль-Кахфа) или лейкократовыми эссекситами (Нугрус-Эль-Фокани). Внешние кольцевые интрузии комплексов Абу-Хурук, Эль-Кахфа и Мишбех сложены также щелочными сиенитами, у Нугрус-Эль-Фокани — щелочными гранитами, а у Эль-Нага — фенитизированными порфиробластовыми гнейсами. В дайках отмечены породы ряда сельвсбергит — тингуаит и бостонит — грорудит, а также трахидолериты и фонолиты.

В Красноморских горах Судана располагаются четыре кольцевых комплекса описываемой группы (Салала, Анкур, Кейли и Тамей). К этой же группе, несмотря на преобладание габброидов в ассоциации пород, может относиться неполнокольцевой комплекс Эйт, поскольку по количеству гипабиссальных и эффузивных образований он относится к субвулканической фации.

Кольцевой комплекс Салала (см. рис. 11, а) расположен в 120 км западнее Красного моря, в северной части Красноморских гор среди верхнепротерозойских вулканогенных образований серии Нафирдейб и интрузирующих их батолитовых диоритов верхнего рифея. Комплекс имеет бифокальное строение и состоит из большого и малого кольцевых комплексов.

Большой, или главный, комплекс образован узкой незамкнутой внешней кольцевой интрузией, внутренней кольцевой интрузией и центральным штоком. Внешняя кольцевая интрузия в плане имеет форму, близкую к овалу, с длиной осей 7 и 8,5 км; мощность — от 0,5 до 2,4 км (на западе); контакты крутопадающие от центра комплекса. Интрузия сложена лейкократовыми, существенно натриевыми эгириновыми сиенитами. Внутренняя кольцевая интрузия анортозитов слагает большую часть кольцевого массива. Анортозиты массивные, грубозернистые, сложены в основном андезином, лабрадором и биотитом; характерна высокая концентрация призматического апатита (до 10%). Породы внутреннего кольца пересечены маломощными дайками щелочно-полевошпатовых гранитов и сельвсбергитов.

Центральный шток главного комплекса представлен разобщенными обнажениями, сложенными троктолитами в северной части и более поздними (250 млн. лет, К-Аг метод) нефелиновыми сиенитами — в южной. Нефелиновые сиениты содержат крупные ксенолиты анортозитов и ороговикованных долеритов, что обуславливает значительную неоднородность их состава. При отсутствии ксенолитов порода является лейкократовой, с крупными (до 1 см) зернами нефелина, количество которого иногда достигает 30%. Дайковая серия главного комплекса представлена трахитами, щелочно-полевошпатовыми гранитами, сельвсбергитами, грорудитами и долеритами.

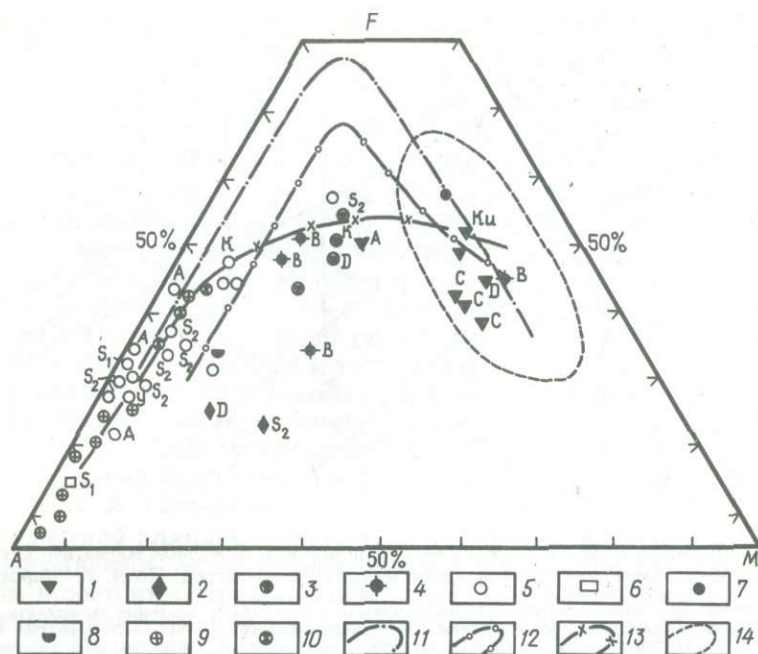


Рис. 12. Диаграмма *AFM* кольцевых комплексов Красноморских гор Судана:

1 — габбро и габбронориты; 2 — анортозиты; 3 — щелочные габбро; 4 — дайки диабазов и долеритов; 5 — сиениты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — базальты (180 млн. лет); 8 — трахиты серии Наташ (мел); 9, 10 — трахиты и бостониты Красноморских гор: 9 — мезозойские (85 млн. лет), 10 — карбон-пермские (290 млн. лет). Линии дифференциации: 11 — интрузия Скаергард, 12 — гавайские толенты, 13 — Красноморские кольцевые комплексы, 14 — поле базальтов срединно-океанических хребтов. Интрузии: S₁ — Салала (Главный комплекс), S₂ — Салала (Малый комплекс), С — Саса, К — Кейли, Ки — Кур, У — Умм-Шибрик, А — Анкур, В — дайковый комплекс, D — состав по Дэли

Малый кольцевой комплекс интродирован в юго-западном сегменте главного и подобно ему имеет форму слабоудлиненного в северо-восточном направлении овала с размерами осей 3,6 и 4,8 км. Как и главный комплекс, малый состоит из узкой внешней и широкой внутренней кольцевых интрузий. Первая не замкнута на севере, но кольцо здесь обозначается серповидным разломом. Внешняя кольцевая интрузия сложена розовыми сиенитами с значительным количеством (10—15%) гематита, образующего местами шпирь и жилы. Сиениты включают ороговикованные ксенолиты вмещающих пород вместе с секущими их дайками. Сложены они главным образом пертитовым и антипертитовым ортоклазом и в меньшей степени микроклином. Внутренняя кольцевая интрузия малого комплекса неоднородна по строению. Слагающие ее породы по химическому составу относятся к группе меланократовых щелочных пород, соответствующих щелочным габбро (рис. 12, 13).

Конический центральный шток имеет в плане форму овала размером 1,5×2 км, удлиненного в северо-восточном направлении. Шток расположен эксцентрично в северном сегменте кольца и сложен красными крупнозернистыми сиенитами, состоящими из шахматного

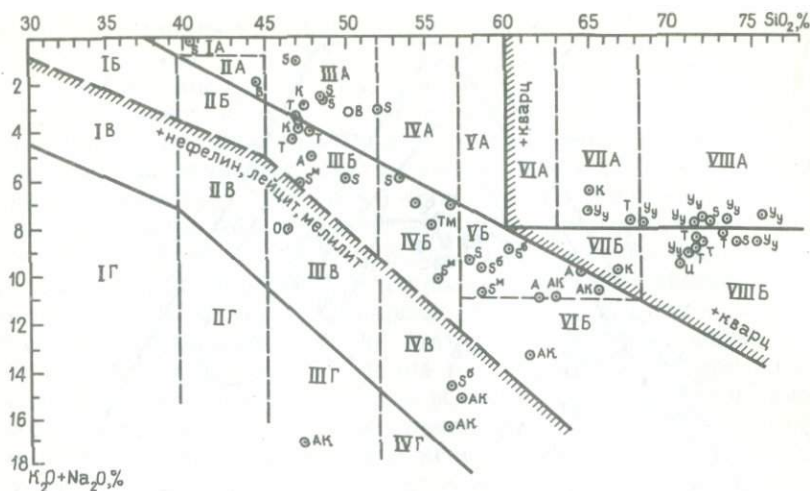


Рис. 13. Распределение составов пород Красноморских кольцевых магматических комплексов в петрохимических группах магматических горных пород. По А. А. Маракушеву.

Группы пород: IA — дуниты, перидотиты, IIА — пикриты, IIIА — габбро, щелочные пироксениты, IVA — габбродиориты и пироксениты, VA — диориты, VIA — кварцевые диориты, VIIA — гранодиориты, VIIIA — граниты; IB — кимберлиты, IIB — щелочные пикриты, IIIB — щелочные габброиды, IVB — монцитониты и трахиандезитобазальты, VB — сиениты и трахиты, VIB — щелочные сиениты, VIIB — кварцевые сиениты, VIIIB — щелочные граниты; IC — якупирангиты, IIC — базаниты, IIIC — тералиты, тефриты, IVB — нефелиновые сиениты, фолониты; IG — турьяниты, IIG — ийолиты, IIIG — нефелиниты, IVГ — хибиниты. Интрузии: А — Анкур, АК — Абу-Хурук, В — Барака, К — Кур, О — Одрус, S — Саса, S⁴ — Салала (Главный комплекс), S⁴ — Салала (Малый комплекс), Т — Техилла, ТМ — Тамей, U — Умм-Шибрик, Y, — Уэйджаж

альбита (70%), замещающего ортоклаз, и значительно слабее насыщенными кремнеземом, чем все разновидности сиенитов, рассмотренные ранее.

Жильная серия малого кольцевого комплекса представлена бескварцевыми пегматитами, лейкократовыми сиенитами и карбонатитами. Кроме жил карбонатиты слагают два штокообразных тела, интрузирующие внутрикольцевой массив в юго-восточном секторе. В плане они имеют округлую (диаметром 10 м) и овальную (50—30 м) формы, сложены серпентин-карбонатной породой, состоящей из зерен кальцита и доломита. Г. П., Шаховым по соотношению минералов-вкрапленников различаются магнетитовые и апатит-магнетитовые карбонатиты. В экзоконтактовой части кольцевой интрузии сиенитов малого кольцевого комплекса залегают рудные тела кальцит-магнетитового (на западе) и кварц-гематитового (на востоке) состава.

Кольцевой комплекс Анкур (см. рис. 11, б) расположен на западном склоне Вади-Дииб. Он имеет в плане форму эллипса (3×4 км), удлинённого в меридиональном направлении. На большей части периметра комплекса вмещающими породами являются верхнерифейские диориты и лишь в юго-западном сегменте — метаосадочные образования серии Нафирдейб (нижний — средний рифей).

Комплекс состоит из внешней и внутренней кольцевых интрузий и центрального штока. Экзоконтакт внешней кольцевой интрузии

почти вертикальный, слегка наклонный от центра, внутренней — падает к центру комплекса. Сложена она габброидами, варьирующими по составу от троктолитов до микрогаббро. Габбро слагают восточную часть внешнего кольца. Микрогаббро в виде полукольцевого массива залегают между внешней и внутренней кольцевыми интрузиями в восточной части комплекса, являясь фациальной разновидностью габброидов внешней интрузии. Внутренняя кольцевая интрузия имеет резкие контакты, иногда тектонические. Внешний ее контакт круто падает к центру комплекса, внутренний — вертикальный. Интрузия сложена эгириновыми сиенитами, вмещающими огромные ксенолиты измененных габбро. Центральный шток сложен кварцевыми сиенитами средне- и крупнозернистой ксеноморфно- и гипидиоморфно-зернистой структуры.

Внедрение интрузий кольцевого комплекса Анкур происходило от периферии к центру. Возраст внешнего габброидного кольца 250 млн. лет (К-Аг метод), центрального штока — 121 млн. лет, т. е. кольцевой комплекс Анкур принадлежит к центрипетальному типу, по А. А. Полканову.

Кольцевой комплекс Кейли (см. рис. 11, в), размещается среди зеленосланцевой серии Бутана, имеет форму эллипса с осями 1,6 и 3,3 км и состоит из трех кольцевых интрузий с эксцентрично расположенным центральным штоком. Наиболее ранними дифференциатами интрузии являются габбро, которые представляют собой, по-видимому, крупные ксенолиты 1-й фазы комплекса. Следующая, в порядке образования, внешняя кольцевая интрузия (зона закалки, по Ф. Делани) сложена авгитовыми кварцевыми сиенитами и порфировыми микрогранитами. С внешней стороны эти образования контактируют с риолитами, которые считаются экструзивными, хотя описанный Ф. Делани постепенный переход к сиенитам указывает на то, что риолиты скорее относятся к зоне закалки сиенитов, чем к экструзии. Среднее кольцо сложено фаялитовыми сиенитами, внутреннее — гастингситовыми, а центральный шток — рибекитовыми кварцевыми сиенитами, местами с пегматондной структурой. Сиениты во всех кольцах пересечены радиальными и дугowymi дайками микросиенитов, бостонитов, гроссудитов и эгириновых фельзитов.

Кольцевой комплекс Тамей (см. рис. 11, г) расположен на правобережье Вадии Одрус, идущей вдоль меридионального разлома системы Дииб. Комплекс интрузирует верхнепротерозойские диориты, имеет форму овала размером 4,5×6,0 км, удлиненного в субширотном направлении, и состоит из внешней кольцевой интрузии лейкократовых сиенит-порфиров и центрального массива монцитоподобных сиенитов. В сиенитах выделяется участок (1,5×1 км) крупнокристаллических магнетитовых сиенитов, содержащих до 20% магнетита.

Кольцевой комплекс Абу-Хурук (см. рис. 11, д), исследованный Эль Рамли, В. И. Будановым, Н. Е. Деренюком, А. Гинди и другими, приведен как пример щелочных кольцевых интрузий северной части Аравийско-Нубийской провинции, сохранивших реликты вулкани-

ческих построек; диаметр — 4 км. Он состоит из кольцевой интрузии сиенитов и внутреннего массива нефелиновых сиенитов. Сиениты варьируют от граносиенитов (внешняя часть интрузии) до щелочных сиенитов. Во внутреннем массиве различают коническое тело нефелиновых сиенитов с их разновидностью — умпектитами и центральный шток дитроитов с участками уртитов. Для вулканогенных образований существенно риолитового состава характерно присутствие щелочных натриевых трахитов.

Кольцевой комплекс Умм-Шибрик (см. рис. 11, е) расположен в 30 км севернее кольцевого комплекса Анкур. Он интродуцирован в граниты и габбро верхнего протерозоя, имеет диаметр 3,6 км и состоит из центрального штока граносиенитов, возраст которых 180 млн. лет (К-Аг метод), и кольцевой интрузии с возрастом 140 млн. лет. Сиениты макроскопически аналогичны сиенитам комплекса Анкур. Наличие в комплексе штока граносиенитов позволяет рассматривать его в качестве переходного к группе щелочно-гранитоидных кольцевых комплексов.

Щелочно-гранитоидные магматические комплексы центрального типа

Данная группа сложена сиенитами и гранитами, а петрохимически крайние члены этого ряда — только щелочными гранитами. В обрамлении Красного моря группа представлена интрузиями Одрус и Умм-Шибрик, а за его пределами — интрузиями Сабалока и Баюда в долине Нила, Бахари и Увейнат — в Ливии, Уэйджах, Хадб Алдиахин, Мидиан и др. — в Саудовской Аравии.

Кольцевой комплекс Уэйджах расположен в восточной части Аравийского щита и детально изучен Ф. Доджем. Он может иллюстрировать строение и развитие аналогичных интрузий щелочно-гранитоидной группы, развитых по периферии этого щита. Кольцевая интрузия сложена гранодиоритами Аль-Арейеф, варьирующими от кварцевых монодиоритов до гранитов. Гранодиориты в центральной части интродуцированы гранитами Таабан, а по периферии — кольцевой дайкой «лейкогранитов» Абу-Хург диаметром 15—20 км и мощностью до 2 км. Для нее характерны как секущие контакты, так и согласные инъекции в кристаллические сланцы. Вмещающие кварцевые роговики и биотитовые сланцы имеют вертикальное падение и конформны интрузии.

Наиболее просто из рассматриваемой группы, построены интрузии Сабалока в долине Нила и Бахари в массиве Увейнат (Ливия). Они представлены соответственно кольцевой дайкой гранофиоров и кольцевым телом гранитов.

Массивы «расслоенных» габбро. Под этим названием описываются интрузии расслоенных ультрамафит-мафитовых пород, широко развитых в обрамлении Красного моря и Аденского залива. Интрузивные массивы данной группы представлены перидотитами, пироксенитами, габбро, норитами и анортозитами, относящимися к перидотит-пироксенит-норитовой формации или к формации диффе-

ренцированных габбровых и норитовых интрузий, по Ю. А. Кузнецову. В то же время расслоенные габброидные интрузии обнаруживают петрохимические и минералогические черты сходства с габброидными интрузиями кольцевых магматических комплексов. Учитывая широкие вариации пород габброидных интрузий рассматриваемой группы и недостаточную изученность, особенно в Аравии, формационная принадлежность их нуждается в уточнении. Однако для целей нашего анализа это обстоятельство несущественно, и мы объединяем их в группу «расслоенных» габбро — название, под которым они известны в зарубежной литературе применительно к Аравийско-Нубийскому щиту.

Массивы основных пород имеют форму лополитов и отчетливо выраженное зонально-концентрическое строение. Для массивов характерна ассоциация титаномagnetитовых, ильменит-магнетитовых, а местами сульфидных медно-никелевых руд.

На Аравийско-Нубийском щите «расслоенные» габбро локализованы в обрамлении Красного моря и Аденского залива. Наиболее широко они развиты в Саудовской Аравии, Египте, Судане и по обе стороны Аденского залива в НДРЙ и Северном Сомали. В Саудовской Аравии массивы «расслоенных» габбро имеют овальную форму диаметром от $0,8 \times 3$ до $2,9 \times 8$ км, местами 10×24 км. В большинстве случаев они прорывают зеленосланцевые толщи нижнего — среднего рифея, образующие синклинорные структуры среди гнейсовых блоков основания или крупных массивов батолитовых гранитов. Сложены они главным образом клинопироксеновыми габбро с оливином или без, норитами, троктолитами и анортозитами. В породах хорошо выражены кумулятивная и межкумулятивная составляющие. Плаггиоклаз является преобладающим кумулятивным минералом, образующим с ортопироксеном нориты, а с оливином — троктолиты.

На африканской части Аравийско-Нубийского щита массивы «расслоенных» габбро развиты в Аравийской пустыне Египта и в Красноморских горах Судана.

В Аравийской пустыне Египта наиболее изученными массивами «расслоенных» габбро являются массивы Абу-Галага и Акарем. С первым связано ильменит-магнетитовое месторождение, со вторым — медно-никель-кобальтовая минерализация. Массивы имеют форму лополитов. Массив Абу-Галага сложен, главным образом, габброноритами, гиперстеновыми габбро с подчиненным количеством меланоритов и анортозитов. Формирование массива происходило в три последовательные фазы: магматическую, метаморфическую, или мобилизационную, и гидротермальную. С последней связывается окончательное образование ильменитовых руд. Массив Акарем имеет сходный состав с массивом Абу-Галага. От последнего он отличается наличием перидотитов, слагающих около 30% массива. В разрезе наблюдается переслаивание перидотитов, пироксенитов с габброидами. Вкрапленность сульфидов меди и никеля рассеяна во всех разновидностях основных и ультраосновных пород. В его формировании выделяются две интрузивные фазы. В первую из них

произошло образование габброноритового лополита с обособлением более меланократовых разностей. Со второй фазой было связано внедрение даек перидотитов, плагиоклазовых перидотитов, меланоритов и пироксенитов с комплексной медно-никель-кобальтовой минерализацией.

В Красноморских горах Судана основные породы участвуют в строении многофазных, часто полиформационных кольцевых интрузий. Здесь выделяется ряд кольцевых интрузий, центральные части которых сложены габбро, норитами и анортозитами. Это интрузии Кур, Хая, Тахамиям, Техилла, Кинубануйдеб и др. (см. рис. 13). Наиболее четкое концентрически расслоенное строение имеют массивы Кур и Кинубануйдеб, в которых наблюдается тонкое (5—10 м) чередование оливиновых габброноритов, роговообманковых пойкилитовых габбро и магнетитовых тел.

Массивы «расслоенных» габбро Аравийско-Нубийского щита в основном имеют радиологические датировки (К-Аг и Rb-Sr методы) от 702 до 415 млн. лет. Для отдельных массивов Р. Колеманом, Р. Флеском и другими получены значения 20—23, 769 и единичная цифра 1374 млн. лет. Таким образом, образование их происходило в позднем рифее, венде и раннем палеозое, а отдельных массивов (Ат-Тарф), приуроченных к восточному краевому разлому рифта Красного моря — в миоцене. Эти данные показывают, что образование интрузий «расслоенных» габбро в районах, прилегающих к Красному морю, происходило длительное время. Цифра в 1374 млн. лет является пока что единственной, и ее истинное значение неясно. Не исключено, что она отвечает началу формирования «расслоенных» габбро в районе ранней стабилизации структур Красноморской складчатой области, как это предполагалось ранее. Примерно такой же возрастной диапазон (правда, без выхода в палеозой) устанавливается для «расслоенных» габбро Убендийской зоны на юго-западе Танзании.

Большой интерес представляют как общая закономерность распространения интрузий «расслоенных» габбро, так и условия локализации отдельных массивов, в которых отчетливо проявлен структурный контроль, имеющий отношение и к древним складчатым комплексам, и к гораздо более поздним тектоническим формам. Интрузии «расслоенных» габбро Аравийско-Нубийского щита, как и массивы кольцевого строения, приурочены к сетке разломов северо-восточного, северо-западного, субмеридионального и в меньшей мере субширотного простираний, а также к местам пересечения этих разломов. Однако особого внимания заслуживает совпадение их распространения с кайнозойскими рифтовыми системами Красного моря, Аденского залива и Руква — Танганьика. В этом проявляется большое своеобразие древних эндогенных режимов и магматизма вдоль определенных направлений, впоследствии с большим разрывом во времени ставших зонами рифтообразования.

Гаттарский комплекс субщелочных и щелочных гранитов широко развит на территории Египта, Судана, Саудовской Аравии и в меньшей мере — Эфиопии, НДРЙ и Сомали. Повышенный ин-

терес к этим гранитам объясняется тем, что с ними связаны промышленные месторождения тантала, ниобия, олова, вольфрама, бериллия, редких земель и других металлических полезных ископаемых. Общим для всех интрузий гранитов является их субщелочной и щелочной состав. Возрастной диапазон их формирования широк. Так, в Нигерии к ним относятся граниты с возрастом 120—170 млн. лет, а в Алжире (Аир) — 295 млн. лет, в Египте, Судане, Саудовской Аравии формирование их растянуто в диапазоне 620—450 млн. лет. В отдельных интрузиях Судана, Эфиопии и Сомали возраст их уменьшается до 50 млн. лет.

В пределах Аравийско-Нубийской провинции гаттарские граниты наиболее хорошо изучены в Египте и Судане, где с ними связана редкоземельная и оловянно-вольфрамовая минерализация промышленного значения. По соотношению с вендской молассовой формацией Хаммамат гаттарские граниты подразделяются на два возрастных комплекса: нижний — дохаммаматский, или раннегаттарский, и верхний — постхаммаматский, или позднегаттарский.

Систематические исследования Восточной пустыни Египта с участием советских геологов позволили уточнить последовательность формирования геологического комплекса «молодых» гранитов, существенно дополнить их петрографическую характеристику и выявить тектоническую позицию. Установлено, что гранитам обоих возрастных комплексов, особенно более молодого, свойственны наложенные процессы альбитизации, фельдшпатизации, грейзенизации, окварцевания и связанная с ними редкометальная минерализация.

Граниты раннегаттарского комплекса представлены среднезернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми, гранофировыми разновидностями, гранит-порфирами и фельзит-порфирами. Ими сложены относительно крупные, дискордантные по отношению к складчатым структурам, массивы в центральной части Восточной пустыни. В тесной ассоциации со среднезернистыми биотитовыми гранитами находятся гранофировые граниты. В эндоконтактных частях массивов встречаются фельзит-порфиры. Среднезернистые биотитовые граниты сопровождаются дайками мелкозернистых биотитовых гранитов, гранит-порфиров и фельзит-порфиров.

Важнейшими типами гранитов позднегаттарского комплекса являются крупнозернистые биотитовые и мелкозернистые лейкократовые граниты. Именно в них наиболее проявлены мусковитизация и альбитизация. Крупнозернистые биотитовые граниты — розовые и красновато-розовые полнокристаллические породы. Характерной морфологической чертой массивов этих гранитов является способность образовывать в рельефе острые пики, благодаря чему они легко диагностируются на местности и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Они состоят из кварца (25—30%), микроклинпертита (50—60%), альбит-олигоклаза (10—20%), биотита (5—10%) и роговой обманки (менее 3%). Акцессорные минералы — циркон, апатит, танталониобаты, магнетит, ильменит. От раннегаттарских гранитов их отличает резкое преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазом. Крупные массивы гранитов имеют

зональное строение с обособлением центральных частей, сложенных крупнозернистыми биотитовыми гранитами, и внешних экзоконтактных зон, сложенных биотит-мусковитовыми и аляскитовыми гранитами с широким проявлением процессов альбитизации.

Мелкозернистые лейкократовые граниты пространственно ассоциируют с крупнозернистыми биотитовыми гранитами, обычно они образуют крутопадающие (50—80°) дайки и силлы протяженностью от первых десятков метров до первых километров. Для них также характерны процессы альбитизации и мусковитизации.

В тесной пространственной ассоциации с позднегаттарскими гранитами находятся мусковитовые граниты и апограниты, несущие тантал-ниобиевую, бериллиевую и оловянно-вольфрамовую минерализацию промышленного значения.

Мусковитовые граниты слагают небольшие штоки, силлообразные и пластовые тела. Обычно они слагают краевые части массивов крупнозернистых биотитовых гранитов, продуктами метасоматоза которых они являются. В ряде массивов отмечается постепенный переход от биотитовых гранитов к мусковитовым разновидностям. При этом структура и текстура гранитов сохраняется, изменяется лишь их окраска, придающая мусковитовым гранитам лейкократовый облик.

Апограниты представляют собой метасоматически наиболее измененные позднегаттарские граниты. Процессы метасоматоза, связанные с постмагматическими растворами, выразились в виде интенсивной альбитизации и мусковитизации. В зависимости от размеров, формы, глубины среза и метасоматической зональности намечается различная степень рудоносности апогранитов Восточной пустыни Египта. Как установлено В. А. Бугровым, содержание редких металлов в апогранитах растет по мере увеличения размеров их массивов, уменьшения глубины эрозионного среза и выполаживания контактов последних.

В размещении интрузий гаттарского комплекса Египта или комплекса «молодых» гранитов в пределах Аравийско-Нубийского щита устанавливается следующая закономерность: подавляющая часть интрузий приурочена к области развития складчатого позднепротерозойского зеленосланцевого комплекса и в меньшей степени к его архейско-нижнепротерозойскому гранитогнейсовому основанию. В размещении гранитов внутри позднепротерозойских поясов четко проявлена контролирующая роль складчатых структур и разломов северо-западного, северо-восточного и, в меньшей мере, субширотного направления, ограничивающих межблоковые подвижные зоны и оперяющие их трещины. Раннегаттарские граниты локализованы преимущественно в складчатых блоках, испытавших на геосинклинальном этапе восходящие движения. Позднегаттарские крупнозернистые биотитовые граниты приурочены к активизированным разломам межблоковых вулканогенно-осадочных рифейских прогибов или к краевым частям блоков. Для центральных частей этих блоков они нехарактерны. Размещение мусковитовых и лейкократовых гранитов и фельзит-порфиров контролируется более позд-

ними сквозными разломами, дискордантными к блокам и разделяющим их шовным зонам. Сквозные разломы имеют преимущественно северо-западное, реже северо-восточное простирание.

На Аравийском полуострове в Саудовской Аравии и НДРЙ к «молодым» гранитам относятся широко развитые здесь «красные» и «розовые» щелочные и ультращелочные граниты, слагающие главным образом кольцевые интрузии, штоки и дайки с возрастом 620—520 млн. лет.

В более южных частях Аравийско-Нубийского щита в пределах Эфиопии и обрамляющих Аденский залив выступов докембрийского фундамента (НДРЙ, Северное Сомали) интрузии субщелочных и щелочных гранитов менее распространены, что по-видимому, наряду с уменьшением интенсивности щелочно-гранитоидного магматизма в южном направлении объясняется слабой изученностью района и развитием обширных кайнозойских лавовых полей. В Эфиопии интрузии представлены многочисленными мелкими телами микрогранитов, щелочных гранитов, гранит-порфиров. Вдоль западного края Эфиопского плато граниты, по данным В. Г. Казьмина, имеют позднепалеозойский возраст. Они представлены крупнозернистыми порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми массивными разностями. Морфологически граниты так же, как и в центральном и северном флангах Аравийско-Нубийского щита, большей частью представлены изометричными округлыми в плане телами, контролируемыми разломами. На Аравийско-Нубийском щите щелочные граниты гаттарского комплекса наряду с образованием гомогенных массивов входят в состав сложных многофазных кольцевых интрузий щелочного и щелочно-габброидного состава.

До недавнего времени сведения о петрохимии гаттарских гранитов были крайне скудны.

Выполненный автором, по существу впервые для Северо-Восточной Африки, петрохимический анализ субщелочных и щелочных гранитов базируется на пересчетах более 150 химических анализов гранитоидов Египта и Судана. Часть этих анализов заимствована из литературных источников, часть из них представляет оригинальный материал автора. Для наиболее изученных в настоящее время гранитоидов Египта и Северо-Восточного Судана оказалось возможным наметить тип родоначальной магмы и пути ее эволюции. Для более полного определения петрохимической принадлежности конкретных типов гранитов Северо-Восточной Африки они сопоставлены с «молодыми» гранитами Нигерии и Алжира (Хоггар), а также со своего рода эталонными геохимическими типами гранитоидов Забайкалья и МНР (табл. 4).

Пересчет химических анализов выявил следующие петрохимические особенности гранитов гаттарского комплекса. Диаграмма Куно, иллюстрирующая отношение суммы щелочей и кремнезема, показывает их принадлежность к субщелочной высокоглиноземистой и щелочной сериям (рис. 14). По расположению фигуративных точек на диаграмме Уэджера намечается ход кристаллизационной дифференциации от батолитовых гранитов к ранне- и позднегат-

Таблица 4

**Важнейшие петрохимические характеристики гранитов
Северо-Восточной Африки и МНР**

Гранитоидные комплексы	K_2O/Na_2O	K_a	M	G
<i>Гаттарские граниты Египта</i>				
Раннегаттарские	0,99	0,81	5,45	2,25
Позднегаттарские	1,11	0,92	5,28	2,41
Биотитовые	1,10	0,83	0,52	2,09
Рибекитовые	1,15	0,91	0,29	1,99
<i>«Молодые» гранитные массивы Северо-Восточного Судана</i>				
Тагготи	1,08	0,57	8,51	1,53
Халаиб	0,48	0,90	1,38	2,18
Эльба	1,00	0,84	6,93	2,48
Гаш-Амер	0,84	0,96	0,26	2,75
Умм-Шибрик	0,88	0,94	4,50	3,23
<i>Граниты Уганды</i>				
Граниты Лунио	0,45	0,98	0,18	3,41
Наманго	1,26	0,68	0,24	2,10
Бутеба	1,45	0,86	2,10	1,10
Мазаба	0,84	0,83	3,72	1,81
<i>Граниты Ин-Тунина Ахаггара</i>				
1-я фаза	1,30	0,72	5,40	2,68
2-я фаза	1,29	0,78	1,78	2,63
3-я фаза	0,79	0,75	1,70	2,61
<i>«Молодые» граниты Нигерии</i>				
Биотитовые	1,17	0,93	0,19	2,35
Таррауджи Аира	1,09	0,89	0,61	2,84
<i>Редкометалльные граниты МНР (Коваленко и др.)</i>				
Стандартные модотинские	1,12	0,80	2,00	0,28
Литий-фтористые	1,10	0,93	0,32	2,20
Альбит-лепидолитовые	0,58	0,90	0,90	3,72
Амазонит-альбитовые	1,00	0,32	0,60	2,40
Гуджирский комплекс	1,12	0,84	3,27	3,00

Примечание. $K_a = K_2O + Na_2O / Al_2O_3$ — коэффициент апаитности; $M = MgO / (MgO + Fe_2O_3 + FeO + K_2O + Na_2O)$ — индекс затвердевания Куно (%); $G = (Na_2O + K_2O)^2 / SiO_2 - 43$ — индекс Ритмана (%).

тарским гранитам (рис. 15). Ведущая роль в дифференциации принадлежит калиевым компонентам, смещающим ход эволюции магмы в сторону увеличения ее щелочности. В процессе дифференциации гранитоидной магмы происходит обеднение ее железом и магнием, а содержание щелочей повышается к конечным стадиям фракционирования. Начиная с раннегаттарских гранитов, в составе щелочей преобладает калий, причем это различие увеличивается к конечной стадии дифференциации. В раннегаттарских гранитах сумма щелочей превышает 8% при примерно равном соотношении K_2O и Na_2O . Позднегаттарские граниты — калиевые ($K_2O/Na_2O = 1,10-1,15$), сумма щелочей в них достигает 9—10%. Эту же тенденцию отражает и коэффициент апаитности.

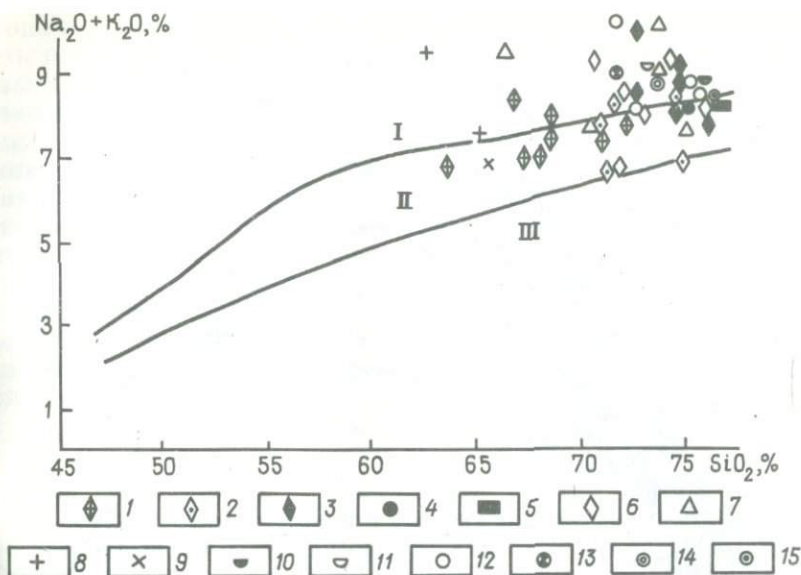


Рис. 14. Диаграмма соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ гранитов Северо-Восточной Африки.

Гаттарский комплекс гранитов: 1 — 1-я фаза, 2 — 2-я фаза, 3 — 3-я фаза; 4—12 — граниты: 4 — биотитовые, Египет (среднее из 28 проб), 5 — рибекитовые, Египет (среднее из 12 проб), 6 — Северо-Восточного Судана, 7 — Уганды; 8 — батолитовые, Египет (среднее из 43 проб), 9 — батолитовые, Северо-Восточный Судан (среднее из 11 проб), 10 — «молодые», Нигерия (среднее из 7 проб), 11 — «молодые», Таррауджи (среднее из 3 проб), 12 — редкометалльные, МНР; 13 — Гуджирский комплекс редкометалльных гранитов Забайкалья (среднее из 11 проб); 14 — щелочный гранит по Дэли; 15 — аляскит по Дэли. Поля магматических серий: I — щелочных, II — высокоглиноземистых, III — толентовых

Направленный характер дифференциации гаттарских гранитов от ранней фазы к поздней также четко отражается в индексе затвердевания Куно (M), представляющем собой отношение оксида магния к сумме оксидов магния, железа и щелочей. Величина данного соотношения для большинства первичных магм равна 40, в полностью дифференцированных остаточных расплавах она приближается к нулю. Индекс Куно, например, для батолитовых гранитов верхнего рифея равен 10, для гаттарских гранитов — 5,45—5,28. Наиболее дифференцированными являются биотитовые и рибекитовые граниты Египта ($M=0,52-0,29$).

Таким образом, петрохимические особенности венд-нижнепалеозойских постскладчатых гранитов позволяют относить их к дифференциатам глубинного очага палингенной гранитоидной магмы, сформировавшегося в результате плавления гранитометаморфического слоя. На «коровый» уровень их генерации указывает и относительно повышенное значение отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,7201.

Вопрос о возрасте гаттарских или «молодых» гранитов Северо-Восточной Африки и Аравии все еще недостаточно изучен. Это объясняется тем, что в группу «молодых» гранитов входят граниты широкого возрастного диапазона — от позднего рифея до кайнозоя.

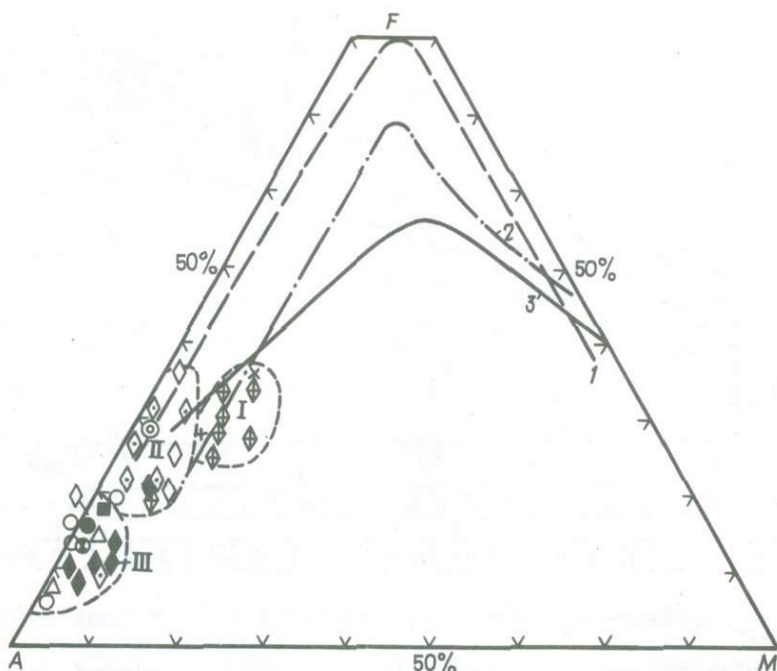


Рис. 15. Диаграмма *AFM* гранитов Северо-Восточной Африки.

Линии дифференциации: 1 — интрузии Скаергард, 2 — гавайских толеитов, 3 — известково-щелочной серии. Поля гранитов Гаттарского комплекса: I — 1-я фаза, II — 2-я фаза, III — 3-я фаза. Усл. обозначения см. на рис. 12

Более определен возраст гаттарских гранитов в Египте, Северо-Восточном Судане и Саудовской Аравии. Для этой территории в настоящее время имеется свыше 150 радиологических определений (K-Ar и Rb-Sr методы), из которых большинство приходится на интервал 650—450 млн. лет, т. е. венд — ранний палеозой. Гаттарские граниты Египта подразделяются на три возрастные группы — 630, 610 и 570 млн. лет. Однако по нашим данным, верхний возрастной предел гранитов нельзя ограничивать рубежом 570 млн. лет, поскольку имеющиеся радиологические определения возраста гранитов по Египту, Судану и Саудовской Аравии включают многочисленные цифры моложе 570 млн. лет, отвечающие раннему палеозою (кембрий, ордовик). На раннепалеозойский возраст гранитов в Северо-Восточном Судане указывает и К. Неари, выделяющий фазу «молодых» гранитов с возрастом 500 млн. лет. Этим же исследователем выделяются граниты с возрастом ~100 млн. лет. Это обстоятельство подтверждает широкий возрастной диапазон гаттарских гранитов.

В заключение следует отметить, что близость петрохимического состава и возрастных датировок гаттарских гранитов, охватывающих интервал от венда до нижнего палеозоя и даже мезозоя, не позволяет ответить на вопрос: где кончается орогенный этап и

начинается активизационный. Косвенный ответ на этот вопрос может быть получен исходя из автономности тектонической локализации позднегаттарских, особенно мусковитовых и лейкократовых гранитов, позволяющий относить их к активизационным и отделять от орогенных, связанных с завершением развития Красноморского позднепротерозойского геосинклинально-складчатого пояса. Возрастная близость к орогенному этапу развития Красноморского пояса характерна и для магматических комплексов центрального типа, в состав которых входят и граниты гаттарского типа. Таким образом активизационное развитие Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе следовало с минимальным перерывом за орогенным и было как бы «сквозным». В этом заключена одна из характерных особенностей Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе ее развития.

* *
* *

По особенностям строения и состава кольцевые интрузии западного обрамления Красного моря подразделяются на две группы — южную и северную. Интрузии южной группы Техилла, Тахамиям, Хая, Кур, Саса и Эйт включают дериваты как мантийных толеитовых, так и коровых гранитоидных и смешанных магм. Для этих комплексов, расположенных в центральной части западного обрамления Красного моря, в целом характерно преобладание щелочноземельных пород над щелочными. В северной группе кольцевых комплексов, объединяющей интрузии Умм-Шибрик, Увейнат, а также несколько кольцевых интрузий «открытого» типа в египетской части Красноморских гор (Абу-Хурук, Эль-Кахфа, Нугрус-Эль-Фокани и др.), в сообществах пород преобладают щелочные разновидности. Промежуточными между этими группами являются комплексы Анкур и Салала, в которых имеются как дериваты толеитовой магмы (троктолиты или оливиновые габбро), так и щелочные породы (эгириновые или нефелиновые сиениты, эссекситы).

Подобное распределение естественных ассоциаций в кольцевых комплексах, с учетом их возраста и более широкого развития платформенного чехла на территории северной группы комплексов, позволяет считать, что щелочно-габброидные и габбро-гранитоидные комплексы юга Красноморских гор трассируют наиболее ранние центры возбуждения мантии на дорифтовом этапе развития Красноморской рифтовой зоны [28]. Кольцевые комплексы северной щелочной группы в целом являются более глубинными по уровню генерации магмы, более поздними по времени образования и менее эродированными, поскольку большинство из них включает остатки вулканических построек. Щелочно-гранитоидные кольцевые комплексы развиты значительно шире первых двух групп. Ниже рассмотрим эту эмпирически установленную закономерность размещения кольцевых комплексов в аспекте их связи с рифтогенезом.

Ассоциации кольцевых комплексов показывают, что эволюция от габбро-гранитоидных к щелочным происходит постепенно, а строение

всех кольцевых комплексов почти стереотипно. На общность развития рассмотренных комплексов указывают и их сочетающиеся морфологические типы. Это обстоятельство дает основание считать, что все кольцевые магматические комплексы в совокупности отражают разные уровни магмогенерации в эволюции единой эндогенной системы. Различие в строении и составе отдельных комплексов зависит от уровня эрозионного среза, но в целом оно не выходит за рамки вариаций количественно-породного состава формации, к которой принадлежит тот или иной комплекс.

Направление и характер дифференциации пород кольцевых интрузий представлены на диаграмме *AFM* (см. рис. 12). Как видно из диаграммы, породы кольцевых интрузий образуют непрерывный петрохимический ряд от толеитовых до щелочных. По соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (см. рис. 13) породы, за исключением интрузий Саса и Кур, относятся к щелочным разностям. При этом подавляющая их часть принадлежит натриевой серии и лишь сиениты интрузий Анкур и Кейли — калиевой.

Время формирования магматических комплексов центрального типа

Изложенный материал показывает, что магматические комплексы центрального типа представляют собой сложные гетерогенные, обычно полиформационные образования длительного развития. Формирование кольцевых интрузий охватывает широкий возрастной диапазон от позднего протерозоя (венд) до кайнозоя. В настоящее время по радиологическим (в основном К-Аг метод) и геологическим данным выделяются следующие эпохи их формирования (в млн. лет): 650, 550, 450, 400, 350, 230, 180, 140, 120 и 90, т. е. они образовались в венде, кембрии, ордовике, силуре, девоне, юре, мелу и палеогене (В. И. Буданов, Дж. Р. Вейл, А. В. Разваляев, Г. П. Шахов, К. М. Серенситс и др.). Не установлены они лишь в карбоне и триасе.

Интересно отметить длительность формирования комплексов центрального типа не только Красноморской зоны, но и отдельных интрузий. Так, интервал формирования кольцевых комплексов (в млн. лет), по данным радиологического определения возраста (К-Аг и Rb-Sr методы), равен для интрузии Техилла 636—493, Саса — 734—490, Салала — 570—240, Анкур — 250—121, Умм-Шибрик — 180—140, Абу-Хурук — 90—45. Из приведенных данных следует, что период формирования отдельных магматических комплексов изменяется от 35—50 млн. лет (Абу-Хурук) до 330 млн. лет (Салала). Формирование отдельных массивов центрального типа соизмеримо с одним или даже несколькими тектономагматическими циклами. Так, например, становление кольцевого комплекса Салала началось еще в венде (570 млн. лет) внедрением щелочных сиенитов внешней кольцевой интрузии, затем продолжалось образованием габбро-анортозитов внутреннего кольца (540 млн. лет) и сиенитов центрального штока (430 млн. лет). Завершилось формирование

кольцевого комплекса Салала внедрением штока нефелиновых сиенитов (240 млн. лет). Учитывая, что кольцевой комплекс Салала является полицентральной, а малый кольцевой комплекс более молодой по отношению к главному, можно предположить, что начало формирования последнего относится к венду или даже позднему рифею.

Имеющиеся данные по радиологическим определениям возраста пород кольцевых магматических комплексов позволяют прийти к выводу о том, что длительным периодом развития, охватывающим 100—200 млн. лет и больше, характеризуются древние, в основном вендские и раннепалеозойские интрузии. Период развития более молодых кольцевых интрузий не превышает первых десятков млн. лет (50—60), что согласуется с продолжительностью образования мезозойских и кайнозойских кольцевых интрузий Африки, Бразилии, Канады и др. При этом на формирование многофазных кольцевых интрузий оказало влияние учащение импульсов тектогенеза от ранних этапов тектономагматических циклов к поздним.

Из анализа данных о возрасте кольцевых интрузий следует, что в их расположении выявляется определенная закономерность. Установлено — наиболее древние, главным образом, позднепротерозойские (вендские) и раннепалеозойские комплексы расположены в центральной части обрамления Красного моря. Данную возрастную группу в основном представляют кольцевые комплексы Красноморских гор Судана. Интрузии этой группы развиты и на противоположной восточной стороне Красного моря, в Саудовской Аравии. И хотя они изучены значительно слабее, чем в Судане, тем не менее имеющиеся данные не противоречат сделанному заключению, а, наоборот, его подтверждают, поскольку наиболее древние датировки кольцевых массивов расположены именно в центральной части восточного обрамления Красного моря. Более того, здесь же расположены многочисленные интрузии «расслоенных» габбро, часть из которых, судя по интрузии Лакатах, принадлежит интрузиям центрального типа. Возраст этих массивов отвечает венд-раннепалеозойскому диапазону. Все эти данные показывают, что образование магматических комплексов центрального типа позднего рифея, венда и раннего палеозоя было локализовано в центральной части обрамления Красного моря.

Более молодые (мел-палеогеновые) интрузии центрального типа расположены в северной части Красного моря в Египте. Это кольцевые комплексы Эль-Мансура, Эль-Гезира, Эль-Нага, Эль-Кахфа, Нугрус-Эль-Фокани и др. Возрастной диапазон их формирования 80—45 млн. лет. В последнее время кайнозойские щелочные комплексы, прорывающие нубийские песчаники мелового возраста в виде пробок и изометричных штоков, установлены к западу от долины р. Нил на широте г. Асуан. По-видимому, продолжением зоны этих интрузий на запад являются щелочные комплексы кольцевой и штокообразной формы в массиве Увейнат.

Формационное расчленение магматических комплексов центрального типа

Известно, что магматические формации, в особенности щелочные, являются чутким индикатором эндогенных режимов. В последнее десятилетие формационный анализ магматических пород стал одним из важнейших теоретических направлений геологии, являясь фундаментальной базой металлогенических обобщений и теоретических построений в области геотектоники применительно к созданию моделей глубинного строения и развития земной коры и верхней мантии.

Основы формационного анализа геологических образований заложены трудами Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Кузнецова, Ю. М. Шейнманна и др. В последнее десятилетие формационный анализ применяется во многих аспектах геологии — петрологическом, металлогеническом и тектоническом.

Применительно к кольцевым интрузиям Аравийско-Нубийской щелочной провинции вопросы формационного расчленения рассматриваются впервые. При этом анализировались имеющиеся материалы по конкретным массивам, особенности тектонического развития региона и теоретические представления о существовании разноглубинных исходных магм, проявление которых в разных тектонических обстановках дает все многообразие пород. Основные положения концепции разноглубинности магнообразования содержатся в работах Ю. М. Шейнманна, Ю. А. Кузнецова, Л. С. Бородин, Л. Н. Когарко, Р. М. Яшиной, В. А. Кононовой, В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, В. Г. Лазаренкова и др.

Поскольку интрузии центрального типа сложены преимущественно породами щелочного состава, проблема их формационного расчленения связана именно с этими формациями. В настоящее время существует несколько классификаций формаций щелочных пород. Вместе с тем многие вопросы классификации щелочных формаций остаются дискуссионными. В частности, среди петрологов отсутствует единый взгляд на природу нефелин-сиенитового и щелочно-сиенитового магматизма, выделение самостоятельных нефелин-сиенитовых магм дискутируется. При этом нефелин-сиенитовые породы рассматриваются либо в качестве продуктов дифференциации щелочной оливин-базальтовой магмы, либо считается, что они образуются в результате вертикального перемещения мантийного магматического очага с последовательной генерацией щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных и фонолитовых магм.

Согласно Ю. М. Шейнманну, все щелочные породы подразделяются на три формации: ультраосновную щелочную, габброидную и гранитоидную щелочные, отвечающие соответственно щелочно-ультраосновной, габброидной и гранитоидной магмам. Считается, что выпадающие из этой схемы своеобразные в петрографическом и петрохимическом отношении нефелиновые сиениты могут входить в любую из этих трех формаций и, таким образом, рассматриваться в качестве продуктов дифференциации соответствующей магмы. Л. С. Бородин в своей схеме выделяет те же три группы щелочных

пород, но при этом за двумя первыми, т. е. щелочно-ультраосновой и щелочно-габброидной, он оставляет название формаций, а третью — щелочно-гранитоидную (включая нефелиновые сиениты) формацию (в понимании Ю. М. Шейнманна), породы которой, по его мнению, обладают не генетическими связями, а парагенетическими, он предлагает назвать «группой». Нефелиновые сиениты по схеме Л. С. Бородина — продукт корового выплавления магм с участием ювенильных эманаций. Пространственное и временное сонахождение их с гранитами, по его мнению, — результат параллельной коровой плавки.

К схеме Л. С. Бородина близка классификация щелочных пород В. Г. Лазаренкова [16], в которой выделены три группы формаций: 1) щелочных ультрамафитов и габброидов; 2) щелочных гранитов и 3) нефелиновых и щелочных сиенитов. В классификации В. Г. Лазаренкова щелочные породы подразделены на 11 формаций. Отличие ее от классификации Л. С. Бородина прежде всего состоит в выделении самостоятельной формационной группы нефелиновых и щелочных сиенитов, которая, по мнению В. Г. Лазаренкова, имеет мантийный уровень заложения (генерации). Л. Н. Когарко также считает, что нефелиновые сиениты имеют мантийное происхождение. По ее мнению, на однозначную связь нефелин-сиенитовых (агпаитовых) пород с родоначальными глубинными мантийными расплавами указывают такие факторы, как пространственное совмещение щелочно-ультраосновых и нефелин-сиенитовых пород, геохимическое и петрохимическое сходство, а также наличие в них ксенолитов мантийного происхождения. Как отмечает Л. Н. Когарко, о связи нефелиновых сиенитов с мантией свидетельствует «сухой» состав агпаитовых магм, их низкий кислородный потенциал, «восстановленный» состав газовой фазы и ряд других петролого-геохимических черт. Применительно к Аравийско-Нубийской провинции важно подчеркнуть отмеченную Л. Н. Когарко связь нефелиновых сиенитов со щелочно-базальтоидной формацией. На самостоятельность нефелин-сиенитовой магмы указывает и Р. М. Яшина [33], которая считает, что нефелиновые сиениты могут являться продуктом дифференциации щелочно-базальтоидных и щелочных ультраосновых магм, но крупные автономные нефелиновые массивы, типа Ловозерского, Хибинского, Илимауссакского и др., по ее мнению, являются продуктом самостоятельной нефелин-сиенитовой (фонолитовой) магмы мантийного происхождения. Д. Сатерленд, Л. Вильямс, Н. А. Логачев и другие приходят к выводу о существовании самостоятельной фонолитовой магмы на примере Кенийского рифта Восточной Африки, где огромные, уникальные по масштабам плато-фонолиты не связаны во времени и пространстве с базальтоидной магмой.

Глубинный петрологический аспект формирования фонолитовых магм ставит ряд вопросов, обсуждение которых выходит за рамки данного исследования. Отметим лишь, что в целом, признавая глубинный мантийный уровень генерации фонолитовых магм, исследователи расходятся в оценке глубины, характера исходного вещества и масштабов процесса. Так, по мнению Л. Н. Когарко, агпаитовые

расплавы образуются при длительной дифференциации мантийной меланефелиновой магмы, находящейся во взаимодействии с кислотными летучими минерализаторами. Р. М. Яшина считает, что уровень генерации фонолитовой магмы находится на глубине ~ 80 км, т. е. на глубине бóльшей, чем теоретически обоснованный, экспериментально подтвержденный Д. Х. Грином и А. Э. Рингвудом уровень генерации щелочной оливин-базальтоидной магмы (~ 60 км), что вызывает серьезные возражения у ряда петрологов. Более реальными, по-видимому, являются поздние представления Р. М. Яшиной [33] о том, что образование фонолитовой магмы происходит в верхней мантии, во фронтальной части восходящей колонны щелочно-базальтоидной магмы с участием флюидов. По мере развития этого процесса происходит спад температуры, отмирание щелочно-базальтовой колонны и образование изолированного очага фонолитовой магмы. Следовательно, фонолитовая магма менее глубинна, чем щелочно-базальтоидная. Сходного мнения придерживается и Н. А. Логачев при объяснении происхождения плато-фонолитов Кенийского рифта.

Таким образом, для объяснения больших полей фонолитов или крупных автономных нефелин-сиенитовых массивов, большинство исследователей склоняется к предположению о существовании мантийных исходных фонолитовых магм. Что же касается нефелин-сиенитового магматизма континентальных рифтовых зон, в которых нефелиновые сиениты находятся в многофазных полиформационных комплексах центрального типа и ассоциируют со щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидными формациями, то условия их магмогенерации менее определены из-за слабого изучения этой проблемы. В соответствии с представлениями Р. М. Яшиной и других исследователей, часть нефелин-сиенитовых массивов, по-видимому, представляет продукт кристаллизационной дифференциации щелочно-базальтовых (габброидных) магм. Однако нефелиновые и щелочные сиениты таких кольцевых интрузий, как Салала в Красноморской рифтовой зоне, оторванные от формирования щелочных габброидов основной интрузии не менее, чем на 300 млн. лет, вряд ли могут являться дифференциатами последних. Их естественнее рассматривать в качестве производных самостоятельных исходных фонолитовых магм.

С учетом сказанного автор считает нефелин-сиенитовые породы продуктами самостоятельной мантийной нефелин-сиенитовой (фонолитовой) магмы, формирующейся на более высоком уровне, чем щелочно-базальтоидная, что в целом соответствует представлениям Л. С. Бородина, Р. М. Яшиной, В. Г. Лазаренкова и др.

При формационном анализе в целях выявления эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны важно иметь в виду положение нефелин-сиенитовой формации в ряду глубинностей уровней магмогенерации. Уровни магмогенерации щелочно-базальтоидных, щелочно-ультраосновных с карбонатитами, щелочно-гранитоидных формаций в настоящее время теоретически обоснованы, экспериментально подтверждены и им посвящена обширная зарубежная и отечественная петрологическая литература. Некоторые затруднения

возникают при определении уровня генерации фонолитовых магм, но и они преодолимы, если учесть теоретические и экспериментальные данные о *PT*-условиях формирования магматических расплавов, изложенные в работах Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда, В. С. и Н. В. Соболевых, Н. Л. Добрецова, Л. С. Бородина, Л. Н. Когарко, Р. М. Яшиной и др. На основании этих работ отметим, что фонолитовые расплавы формируются в верхней мантии при $P=15 \cdot 10^8$ Па, тогда как щелочно-базальтовые — на большей глубине, при $P=25 \cdot 10^8$ Па, щелочно-ультраосновные с кимберлитами, при $P=80 \cdot 10^8$ Па и глубине 150—250 км.

В данной работе автор придерживается классификаций Ю. А. Кузнецова, Л. С. Бородина, Р. М. Яшиной, В. Н. Москалевой, В. Г. Лазаренкова и др. Они наиболее приемлемы и удобны для целей тектонического анализа, поскольку связывают ту или иную породную ассоциацию с исходной магмой определенного уровня генерации. Среди интрузий центрального типа Красноморско-Аденской рифтовой зоны выделяются три главные формационные группы щелочных пород: щелочно-габброидная, нефелин-щелочно-сиенитовая и щелочно-гранитоидная. Породы щелочно-ультраосновной формационной группы развиты крайне ограниченно и выделены условно.

Временной и латеральный ряды формаций магматических комплексов центрального типа

Методической основой формационного анализа магматических комплексов центрального типа являются теоретические представления о временных и латеральных формационных рядах, отражающих эволюцию эндогенного режима, содержащиеся в работах Н. А. Логачева, В. Н. Москалевой, В. Г. Лазаренкова, Ю. Г. Гатинского и др. Исследования последних лет показали, что при различных палеореконструкциях тектономагматических процессов более эффективно использование не отдельных магматических формаций, а их парагенезов или временных и латеральных рядов.

Под временным рядом магматических формаций автор понимает парагенез последовательно образующихся магматических формаций, под латеральным — синхронно образующихся в пределах смежных структурных элементов крупной эндогенной системы (в нашем случае — Красноморской рифтовой зоны). Временные формационные ряды магматических формаций кольцевых интрузий характеризуют эволюцию эндогенного режима во времени, выразившуюся в генерации разноглубинных магм. Латеральные ряды отражают изменение состава и строения близких по возрасту (~50 млн. лет) формаций (или кольцевых интрузий), расположенных в различных частях крупной эндогенной структуры и характеризующих как бы импульс ее магматической активности. Сопоставление латеральных рядов показывает степень развития (продвинутоści) эндогенных режимов. Латерально-временной ряд того или иного крупного тектонического элемента, связанного с существованием единой области термовозбуждения мантии, характеризуется совокупностью магматических формаций, образующихся в пределах данной эндогенной системы.

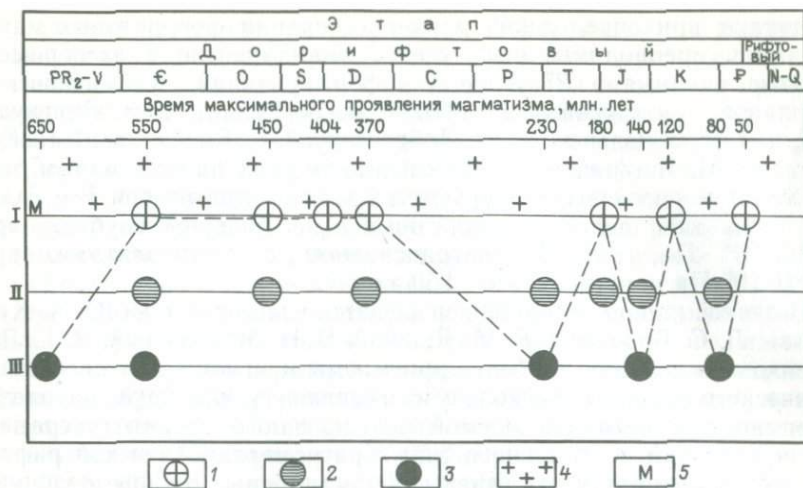


Рис. 16. Обобщенные латерально-временные формационные ряды кольцевых комплексов Красноморской рифтовой зоны.

Очаги магмогенерации: 1 — щелочных гранитов, 2 — нефелиновых и щелочных сиенитов, 3 — щелочных габбро; 4 — земная кора; 5 — граница Мохо; уровни магмогенерации: I; II—15·10⁸Па; III—25·10⁸Па

Как показывает состав магматических комплексов центрального типа Аравийско-Нубийской провинции, ведущие формации в них щелочно-габброидная и нефелин-щелочно-сиенитовая. Эти две формации составляют основу латерально-временного ряда, отражающего направленность развития эндогенного режима. В этом двухчленном ряду старшей по возрасту является щелочно-габброидная (габброидная) формация, начало формирования которой относится к венду, а возможно, и к концу позднего рифея. Что касается щелочно-гранитоидной формации, то она имеет как бы сквозное развитие, поскольку подъем глубинных базальтоидных и сопряженных с ними нефелин-сиенитовых магм так или иначе воздействовал на сиалическую кору, продуцируя зарождение в ней палингенной гранитоидной магмы.

Анализ латеральных и временных формационных рядов кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны позволяет сделать выводы о характере развития дорифтового эндогенного режима. Прежде всего временные формационные ряды выявляют цикличность его развития, устанавливаемую по смене уровня магмогенерации (рис. 16). В эволюции дорифтового эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны выделяются три полных цикла смены глубинности уровня магмогенерации. Длительность первого из них равна 420 млн. лет, второго и третьего соответственно 80 и 70 млн. лет. Первый цикл отвечает венду и палеозою. Кривая уровня магмогенерации первого цикла приблизительно симметрична. Растяннутость цикла во времени отражает устойчивое возбуждение эндогенного режима на уровне щелочно-гранитоидной формации в течение кембрия, ордовика, силура и девона. Кривые смены уровня магмо-

генерации второго и третьего циклов приблизительно соизмеримы. По времени эти циклы отвечают мезозою с максимумами уменьшения глубины уровня магмогенерации на рубеже 180 и 120 млн. лет.

Анализ временных и латеральных формационных рядов магматических комплексов центрального типа позволил выявить ряд особенностей развития Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе, выходящих за рамки региональной значимости. Это прежде всего: 1) приуроченность максимума эндогенного возбуждения к границе докембрия и фанерозоя (~550 млн. лет); 2) приуроченность к границе палеозоя и мезозоя резкой смены уровней магмогенерации, проявленной в повышенной контрастности эндогенного режима в мезозое и кайнозое.

Таким образом, магматизм Красноморской рифтовой зоны, наряду с проявлением его в определенные эпохи повышенной активности, подчинялся крупной цикличности, соотносящейся по времени с глобальными реперами геологической истории, такими как границы докембрия и палеозоя, палеозоя и мезозоя, или с границами эпох, заметно выделяющихся существенной перестройкой геологической истории, сопровождавшихся глобальной трансгрессией морей и фазами развития новообразованных океанов (позднеюрская и позднемеловая).

Проведенное исследование позволило подойти к количественной оценке эндогенного режима дорифтового этапа. Она выражается числом возрастных рубежей проявления магмогенерации. Для Красноморской рифтовой зоны эта величина, в порядке увеличения глубины уровня магмогенерации, следующая: для уровня I — 7; II — 7; III — 5; IV — 0, или эти проявления можно представить в виде отношения 7:7:5:0, для Байкальской — 3:3:1:0 (см. рис. 16). Предлагаемая форма количественной оценки эндогенных режимов дает представление о количественном соотношении возрастных рубежей и уровней магмогенерации. И хотя данный подход не содержит информации о масштабах магматизма, его все же можно рассматривать в качестве первого шага на пути к разработке методики сравнительной оценки дорифтовых эндогенных режимов.

Структурно-тектонические условия локализации магматических комплексов центрального типа

Анализ пространственного размещения кольцевых интрузий Аравийско-Нубийской щелочной провинции показывает, что щелочной магматизм обнаруживает четкий тектонический контроль. Магматические комплексы центрального типа приурочены к рифтовым зонам, которые можно рассматривать в качестве «сквозьструктурных» разломов, по Ю. М. Шейнманну, или линеаментов, по Л. С. Бородину. Связь кольцевых интрузий щелочного состава с крупными разломами, в том числе рифтовыми, так же как и их кустовое размещение в пределах рифтовых зон, хорошо известна. Материал о размещении кольцевых интрузий Аравийско-Нубийской щелочной провинции в этом плане не является исключением, но в то же время он дает

новые представления о связи кольцевых интрузий с рифтогенезом как в структурном, так и в историко-геологическом аспекте.

В Аравийско-Нубийской провинции кольцевые интрузии контролируются характерными для данного региона Африки разломами северо-западного (красноморского), северо-восточного и субширотного (средиземноморского) направлений. На связь кольцевых интрузий с этими разломами указывали Эль Рамли, В. И. Буданов, Ф. Делани, Дж. Р. Вейл, А. В. Разваляев, К. М. Серенситс и др. Однако, как показали данные по Красноморским горам, существенная роль в размещении кольцевых интрузий принадлежит также крупным субмеридиональным зонам разломов глубинного заложения и длительного развития.

Связь кольцевых интрузий с зонами субмеридиональных разломов значительно расширяет наши представления о строении Красноморской рифтовой зоны, истории ее формирования и соотношении с Восточноафриканской рифтовой системой. Было установлено, что разломы этого направления играют ведущую роль в строении Красноморского рифта. Субмеридиональные разломы часто имеют скрытый, прерывистый характер, поэтому определение их возможно по комплексу прямых и косвенных геологических, геоморфологических и геофизических признаков. В Красноморских горах изучены две таких зоны — Диибская и Баракская (см. рис. 8).

Крупные субмеридиональные разломы являются магмоподводящими для щелочного магматизма. В своем развитии они предшествуют кайнозойскому рифтогенезу, что позволяет видеть в этом проявление предопределенности развития рифта Красного моря предшествующим структурным планом. Щелочные кольцевые интрузии в Красноморской зоне группируются в линейно вытянутые зоны (пояса) северо-западного простирания. Эти зоны шириной от 50 до 150 км ограничивают рифтовую впадину и прослеживаются параллельно ей. Зоны щелочного магматизма обнаруживают генетическую общность с рифтом Красного моря и рассматриваются в качестве своеобразной формы дорифтового этапа эпиплатформенной активизации — швов активизации, расчленяющих платформу на полосовидные, в различной степени активизированные блоки генерального северо-западного простирания. Особо подчеркивается совпадение конфигурации поясов со структурным планом рифта Красного моря.

Связь кольцевых интрузий со структурным планом Красноморского рифта проявлена не только в параллелизме поясов кольцевых интрузий и структурных элементов рифтовой зоны — ее главного и осевого трогов и обрамляющих «плечей», но и, видимо, в более глубокой зависимости от структурного каркаса («рамы») рифтогенеза. В этом отношении интересна связь кольцевых интрузий с поперечными разломами рифта. Установлено, что в обрамлении Красного моря кольцевые интрузии группируются в отдельные линейные зоны северо-восточного простирания. Разломы этого направления по ряду прямых и косвенных признаков выявлены по всему западному обрамлению Красного моря от Египта на севере до Эритреи

на юге. Геолого-геофизическими исследованиями, проведенными в последние годы с участием автора в Красноморских горах Судана, установлено, что разломы северо-восточного простирания имеют древнее, позднерифейско-вендское заложение, развитие их происходило на орогенном этапе позднепротерозойской геосинклинали.

Анализ латеральных рядов магматических формаций кольцевых комплексов в более широком плане, выходящем за рамки дизъюнктивного контроля, показал, что в распределении их по составу намечается определенная закономерность. Интрузии щелочно-габброидной формации и формации дифференцированных интрузий основного состава и толеитовых даек развиты в центральной части обрамления Красного моря. Причем они являются самыми древними по возрасту. Интрузии нефелин-щелочно-сиенитового и щелочно-гранитоидного состава занимают преимущественно периферийное положение в Красноморской рифтовой зоне. Следовательно, при движении от центра Красноморской рифтовой зоны к ее периферии происходит смена уровня магмогенерации и как бы экспансия эндогенного режима во времени и пространстве (рис. 17, 18).

Исходя из направленного изменения формационного состава магматических комплексов центрального типа запада Аравийско-Нубийской провинции и, следовательно, изменения уровня их магмогенерации при движении от центра рифта Красного моря к его периферии, мы приходим к выводу о существовании активизационной зоны на дорифтовом этапе развития Красноморского рифта. Эта зона активизации в плане имеет форму овала, трассирующего самые ранние очаги дорифтового возбуждения мантии. Важно подчеркнуть, что с длинной осью овала совпадает рифт Красного моря (см. рис. 8).

Что касается восточного фланга активизационной зоны, то, хотя он и слабее изучен на территории Саудовской Аравии, все же имеющиеся материалы позволяют считать, что подобная тенденция изменения глубины очагов кольцевых интрузий прослеживается и к востоку от Красного моря. Прежде всего, развитые здесь кольцевые интрузии щелочно-габброидного состава, и что особенно важно подчеркнуть, в сочетании с расслоенными массивами габбро-норит-анортозитов позднедокембрийско-раннепалеозойского возраста, также локализованы в обрамлении Красного моря. Наличие нескольких кольцевых интрузий габброидного состава на крайнем востоке Аравийско-Нубийской провинции не может нарушить отмеченной закономерности и их, очевидно, следует рассматривать в качестве побочного ареала термовозбуждения мантии, параллельного основной активизационной зоне рифта Красного моря. Ранее автором отмечалось, что с северо-западным продолжением этой зоны логично связывать развитие щелочно-базальтоидного неоген-четвертичного вулканизма Друзского прогиба в Юго-Западной Сирии. Тот факт, что эти два района дорифтовой и собственно рифтовой активизации разобщены, не может служить препятствием для взаимосвязанного их рассмотрения, поскольку рифтогенез характеризуется дискретностью по простиранию и, следовательно, отдельные сегменты риф-

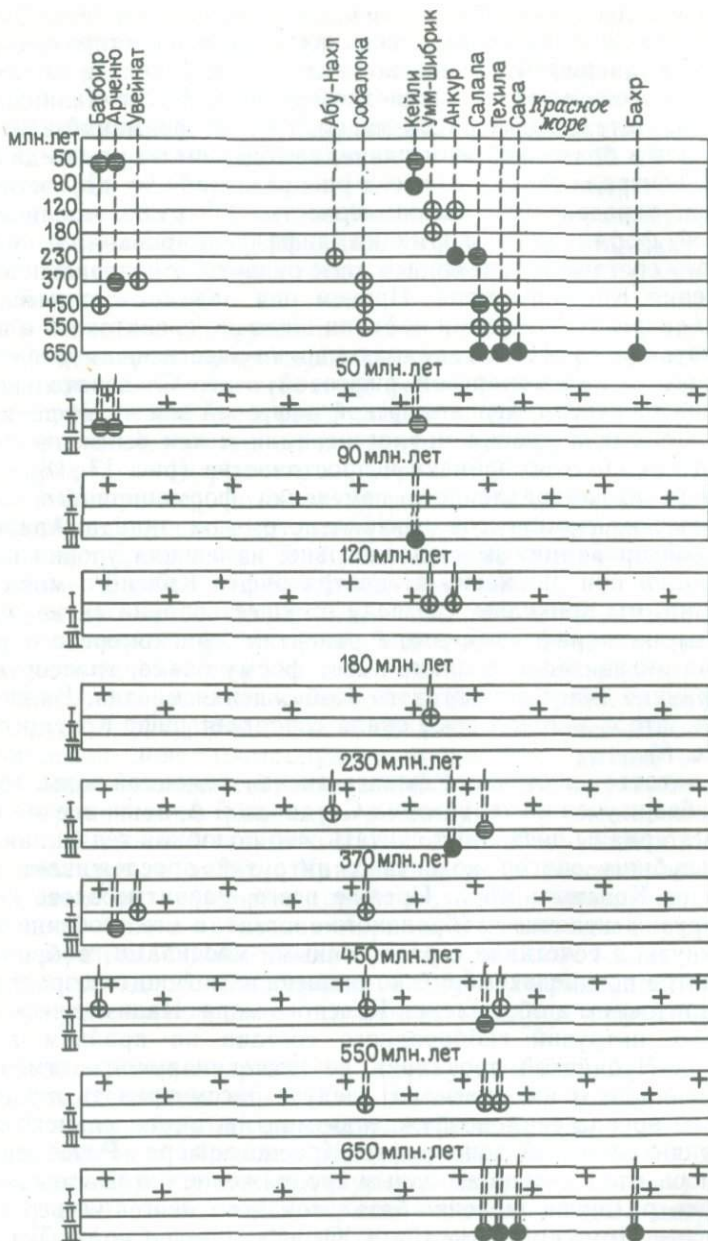


Рис. 17. Латерально-временные формационные ряды кольцевых комплексов Красноморской рифтовой зоны (вкостр простиранья)

Усл. обозначения см. на рис. 16

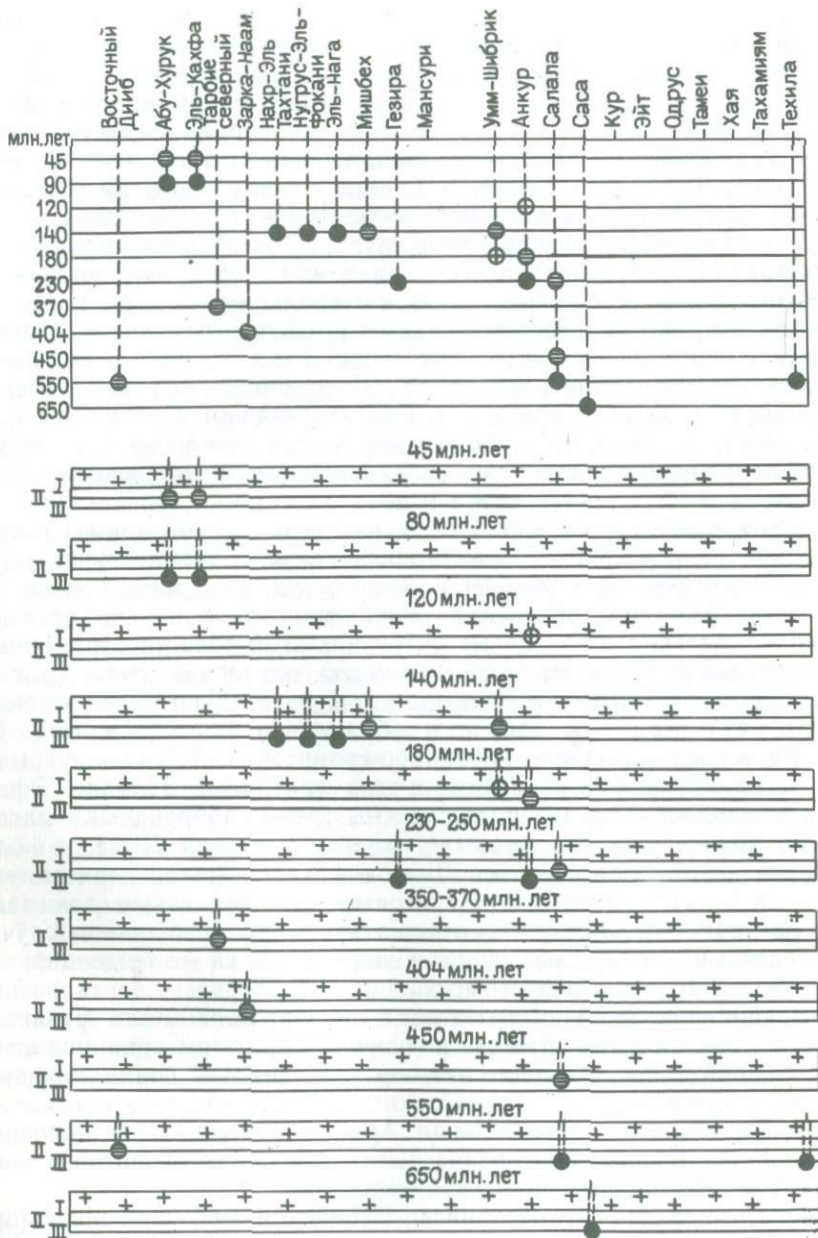


Рис. 18. Латерально-временные формационные ряды кольцевых комплексов Красноморской рифтовой зоны (по простиранию)

Усл. обозначения см. на рис. 16

товых зон могут находиться на разных стадиях своего развития.

В связи со сказанным становится понятной структурная локализация Друзского вулканогенного района, тектоническая природа которого, в аспекте традиционных попыток связать его с Левантинской зоной разломов, оставалась неясной. Друзский вулканический район при генеральном северо-западном простирании магмоконтролирующих разломов с позиций концепции левостороннего сдвига должен был испытывать напряжения сжатия, пусть даже с горизонтальной составляющей. Подобная кинематическая обстановка не способствует проявлению вулканизма, и, следовательно, не может объяснить природу этого крупного вулканического района, диагонально ориентированного к разломам рифта Мертвого моря. Поэтому более естественна связь магмоконтролирующих разломов Друзского района с северо-западным структурным планом Красноморской зоны рифтогенеза. Интересно отметить, что в последнее время разломы северо-западного (Красноморского) направления выявлены по космоснимкам и в Северо-Западной Сирии. Эти данные существенно расширяют значимость красноморского структурного направления в строении Аравийской плиты, что недавно было подтверждено Г. Д. Ажгиреем и др.

Южное окончание дорифтовой активизационной зоны Красноморской рифтовой зоны менее определено. Самые южные кольцевые интрузии щелочно-габброидного состава расположены на 18° с. ш., южнее, в Эритрее, изученность которой все еще остается слабой, сведения о кольцевых интрузиях этой области отрывочные. Значительная часть Эфиопии перекрыта платобазальтами трапповой серии эоцен-неогенового возраста. Кольцевые интрузии установлены на северном и западном обрамлении платобазальтов. На севере, в южной Эритрее, это габбро-гранитоидный комплекс Гемалха, ассоциирующий с риолитами и агломератами. В Западной Эфиопии кольцевые интрузии представлены тремя габброидными массивами, крупнейшим из которых является интрузия Дума, и кольцевыми интрузиями сиенитов Дума и Ганган. Важно подчеркнуть, что среди этих интрузий сиенитовые массивы также занимают периферийное положение по отношению к рифту, в данном случае Эфиопскому, т. е. в их размещении сохраняется та же тенденция, что и в Красноморской рифтовой зоне.

Заканчивая анализ магматизма дорифтового этапа развития Красноморской зоны, отметим полученные при этом принципиально новые положения, имеющие важное значение для понимания процессов рифтогенеза.

1. Выявлена самостоятельная Аравийско-Нубийская щелочная провинция. Впервые обоснована полихронность ее развития и дана пространственно-временная характеристика.

2. Установлено, что Аравийско-Нубийская щелочная провинция имеет длительное развитие. Магматизм охватывает период от венда до кайнозоя. Начало активизационного магматизма по существу совпадает с магматизмом орогенного этапа развития позднепротерозойского Красноморского подвижного пояса. Подобное, практи-

чески «сквозное» развитие дорифтового активизационного магматизма является уникальной особенностью Красноморской рифтовой зоны.

3. Полихронность развития характерна не только для щелочной провинции в целом, но и отдельных магматических комплексов центрального типа, диапазон формирования которых изменяется от 50 до 300 млн. лет.

4. Выделены временные латеральные ряды магматических формаций дорифтового этапа и показана их цикличность. В эволюции дорифтового эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны прослежены три полных цикла смены уровня магмогенерации. При этом длительность как этих циклов, так и эпох щелочного магматизма с уменьшением возраста сокращается, а количество последних увеличивается, что подтверждает интенсификацию тектономагматического процесса в эволюции Земли.

5. Установлен локальный и региональный тектонический контроль щелочного магматизма. Первый проявлен в приуроченности магматических комплексов центрального типа к разломам преимущественно субмеридионального и северо-восточного простирания и, в меньшей степени, широтного и северо-восточного, а также к узлам пересечения этих разломов, второй — в его локализации в форме овальной (в плане) активизационной зоны, совпадающей с Красноморской. Длительное, устойчивое в пространстве развитие этой зоны позволяет рассматривать ее в качестве «ствола активизации», или «рифтогенного ствола».

6. Латеральная формационная неоднородность активизационной зоны проявлена в локализации кольцевых интрузий габбро-гранитоидного и щелочно-габброидного состава, «расслоенных» габбро и толеитовых даек в ее центре, а нефелин-щелочно-сиенитовых и щелочно-гранитоидных — по периферии. Причем интрузии, расположенные в центре, наиболее древние (венд-раннепалеозойские), а по периферии — более молодые. На основании этого сделан вывод о экспансии эндогенной активности на дорифтовом этапе развития Красноморской рифтовой зоны.

7. Установлено, что характерной особенностью магматизма на дорифтовом этапе развития Красноморской рифтовой зоны является многократное чередование продуктов мантийных (щелочно-габброидная, нефелин-щелочно-сиенитовая и толеит-базальтовая формации) и коровых (щелочно-гранитоидная формация) магм и, как следствие этого, выдвинуто положение о термической «расшатанности» или «дестабилизации» литосферы.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КРАСНОМОРСКО-АДЕНСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Африкано-Аравийский рифтовый пояс является одним из крупнейших континентальных рифтовых поясов мира. Он простирается более, чем на 6000 км от Альпийского складчатого пояса на севере до Мозамбика на юге. При генеральном субмеридиональном простирании отдельные его звенья или ветви отклоняются к северо-западу или северо-востоку. Характерной чертой Африкано-Аравийского рифтового пояса, кроме значительной протяженности, отличающей его от других поясов или рифтовых зон, является связь через Аденский рифт со срединно-океаническими рифтами Индийского океана. Внутри рифтового пояса отдельные рифтовые зоны изменяются по своему строению от типично континентальных (Ньясская, Танганьикская, Кенийская, Эфиопская) до межконтинентальных (Красноморская, Аденская). В первых деструкция континентальной коры проявилась лишь в начальной стадии; во вторых — процесс дошел до стадии ее существенной переработки вплоть до замены новообразованной корой океанического типа.

Со времени открытия английским геологом Дж. Грегори в конце прошлого века Кенийского рифта, или рифта Грегори, различным вопросам геологии (стратиграфия, вулканизм, геоморфология, геофизика и тектоника) как отдельных зон, так и Африкано-Аравийского пояса в целом посвящена обширная литература, являющаяся итогом многих исследований. Отметим лишь наиболее важные исследования, к числу которых относятся исследования самого Дж. Грегори, В. Бейкера, Э. Саггерсона, Л. Вильямса по Кенийскому рифту; Г. Тазиева, П. Мора, Ж. Варе, Р. Барбери и многих других по Эфиопскому рифту и Афару; А. Азароли, Э. Лаутона и др. по Аденскому рифту; С. Тромпа, Д. Шварца, Д. Ардена, А. Вайтмана и др. по Красноморскому рифту; Л. Дюбертре, Л. Пикара, Б. Виллиса, А. Кеннелла, Я. Бентора, Р. Фреунда и др. по Западно-Аравийской (Левантинской) рифтовой зоне; Ф. Дикси, Р. Мак-Конелла и др. по Африкано-Аравийскому рифтовому поясу в целом или по отдельным крупным его сегментам.

Большой вклад в изучение Африкано-Аравийского рифтового пояса внесли исследования международных научных экспедиций, направленные на решение крупных проблем как Африкано-Аравийского рифтового пояса, так и рифтогенеза в целом. Это прежде всего советская Восточно-Африканская экспедиция (1967—1969 гг.) под руководством В. В. Белоусова, изучавшая рифтовые зоны Восточной Африки, исследования геологов Италии и ФРГ в Афаре (1975—1976 гг.) и др., а также океанологические исследования в Красном море и Аденском заливе на научно-исследовательских судах ФРГ «Ванда Ривер» (1969 г.) и «Вальдивия» (1971—1972 гг.). Особо следует отметить работы Красноморской экспедиции Инсти-

туда океанологии АН СССР на научно-исследовательских судах (НИС) «Академик Курчатов», «Профессор Штокман» и «Акванавт», проведенные в 1979—1980 гг. с использованием подводных аппаратов, включая обитаемый аппарат «Пайсис».

Учитывая, что в настоящее время уже опубликованы обобщающие работы по систематизации регионального материала Африкано-Аравийского рифтового пояса, наиболее полными из которых, применительно к его северному мегасегменту (Красноморско-Левантинская ветвь), являются монографии Е. Е. Милановского, А. Ф. Грачева и Н. А. Логачева, автор не ставит перед собой цель подробного изложения обширного регионального материала по Африкано-Аравийскому рифтовому поясу.

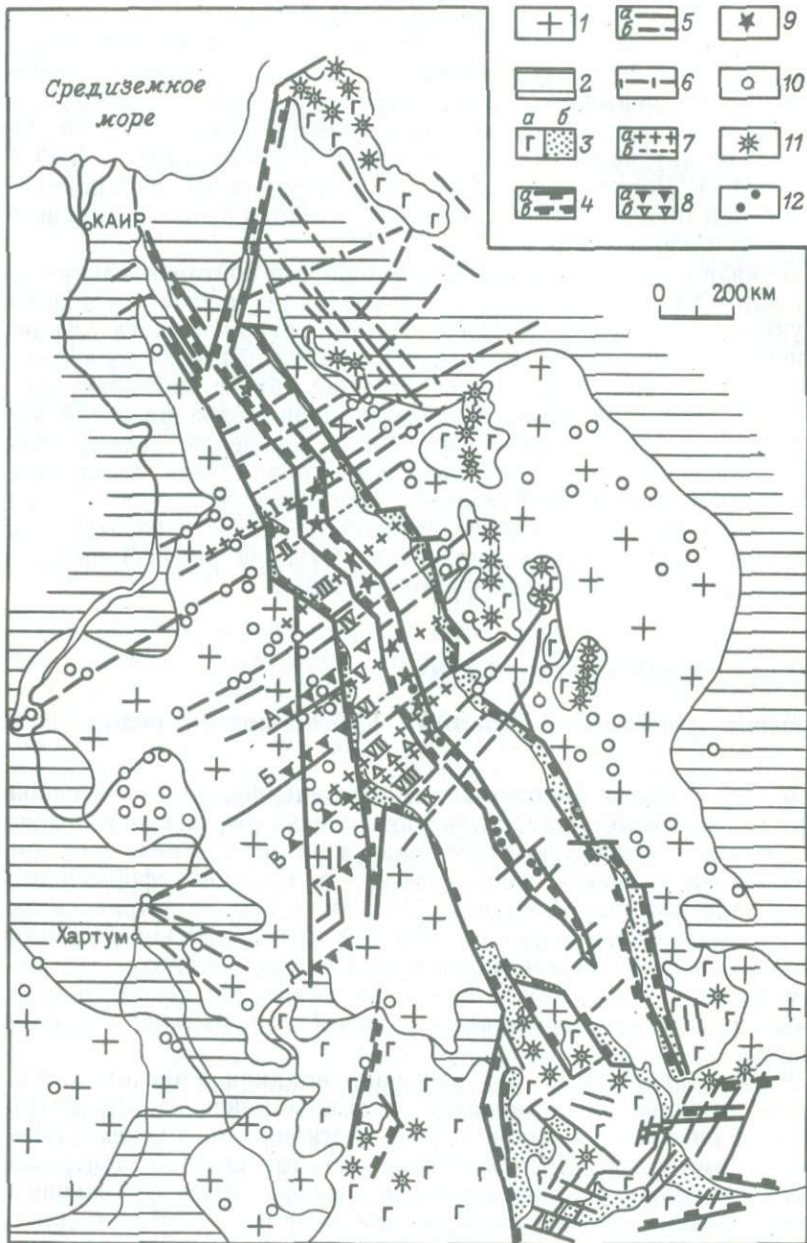
В связи с проблемой предопределенности континентального рифтогенеза в главе сделан акцент на выявление древнего и новейшего структурных планов и истории развития северной части Африкано-Аравийского рифтового пояса. Красноморская рифтовая зона (рис. 19) в этом отношении представляет хороший объект, поскольку она сочетает в себе структуры, в которых дорифтовое развитие может быть прослежено, с одной стороны, в пределах докембрийского кристаллического щита, где прекрасно сохранились магматические образования этапов активизации (Красноморский рифт), а с другой — в платформенном чехле, зафиксированном в разрезах осадочных пород, их фациях и мощностях (Суэцкий рифт, Западно-Аравийская или Левантинская рифтовая зоны).

КРАСНОМОРСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА

Строение фундамента («рамы») Красноморской рифтовой зоны

Одним из аспектов проблемы предопределенности континентального рифтогенеза является характер соотношения рифтогенного структурного плана с дорифтовым. Решение этой задачи включает анализ строения фундамента, или «рамы», в котором сформировалась Красноморская рифтовая зона. В связи с тем, что Красноморская рифтовая зона в основном заложена на докембрийском фундаменте, основные черты строения и развития которого рассмотрены в гл. 1, в этом разделе остановимся на особенностях его строения, необходимых для раскрытия характера связей дорифтового и рифтового этапов.

В гл. 1 отмечалось, что рифтовая впадина Красного моря является секущей по отношению к докембрийскому структурному плану. При этом по характеру ее соотношения с докембрийскими структурами в ней могут быть выделены три сектора: центральный, северный и южный. Максимальное дискордантное положение впадины с докембрийским структурным планом характерно для центрального сектора; в северном и южном — оно менее резкое (см. рис. 2). В связи с такой резкой обособленностью соотношений впадины с фундаментом рассмотрим его строение и связь с рифтоген-



ным структурным планом именно в центральном секторе, т. е. на участке экстремально дискордантного соотношения. Целесообразность такого подхода диктуется еще и тем, что западное обрамление центральной части Красного моря (Красноморские горы Судана и Египта) в последнее время геолого-геофизическими методами изучено лучше.

Главным структурным элементом фундамента Красноморских гор является Судано-Аравийский позднепротерозойский складчатый пояс, в строении которого участвуют три структурно-вещественных комплекса: катархейско-нижнепротерозойский, верхнепротерозойский (рифейский) и позднерифейско-вендский (рис. 20).

Основным развитием в пределах Судано-Аравийского складчатого пояса пользуется вулканогенно-осадочный зеленосланцевый комплекс нижнего — среднего рифея (андезиты, базальты, риолиты, сланцы, граувакки, туфы, конгломераты и мраморы). Комплекс обладает морфологическим многообразием складчатых форм при устойчивом северо-восточном их простирании. По магнитным характеристикам породы, слагающие осадочно-вулканогенный зеленосланцевый комплекс, относятся к категории немагнитных и слабомагнитных с магнитной восприимчивостью до $500 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. Однако широко развитые в пределах комплекса интрузивные образования, обладающие повышенными магнитными свойствами (до $5000 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ), создают мозаичную картину интенсивно дифференцированного магнитного поля.

Самый молодой позднерифейско-вендский комплекс докембрия Красноморских гор отвечает орогенной стадии развития позднепротерозойского Красноморского складчатого пояса. Он представлен молассовой толщей, имеющей крайне ограниченное распространение. Комплекс сложен конгломератами, глинистыми сланцами, дацитами, андезитами, риолитами и их туфами. Породы слабо метаморфизованны (не выше эпидот-хлоритовой фации) и обладают почти горизонтальным залеганием; они слагают пологие мульдообразные впадины и узкие приразломные прогибы, интенсивность дислоцированности в которых повышается близ ограничивающих их разломов.

Интрузивные образования фундамента Красноморской рифтовой зоны разнообразны и представлены позднепротерозойскими ультрабазитами, габбро, диоритами и известково-щелочными батолитовыми гранитами. К раннему интрузивному комплексу относятся породы основного и ультраосновного состава, распространенные в

Рис. 19. Схема структурных элементов Красноморской рифтовой зоны:

1 — докембрийский фундамент; 2 — фанерозойский платформенный чехол; 3 — рифтогенные комплексы (а — вулканогенный, б — осадочный); 4 — рифтогенные разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 5 — региональные разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 6 — разломы, установленные по геофизическим данным; 7 — зоны магнитных аномалий (а — положительные, б — отрицательные); 1 — Южно-Египетская, II — Нугруская, III — Халайбская, IV — Дунгунабская, V — Мохамедкольская, VI — Порт-Суданская, VII — Синкатская, VIII — Дерудебская, IX — Карорская; 8 — гравитационные ступени (а — на континенте, б — предполагаемые в акватории); А — Гебейтская, Б — Медерская, В — Индейская, Г — Керманская, Д — Кассалинская; 9 — глубоководные впадины с металлоносными илами и термальными рассолами; 10 — кольцевые магматические комплексы; 11 — вулканы; 12 — эпицентры землетрясений

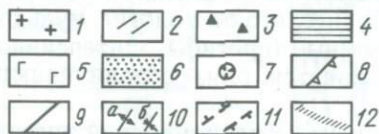
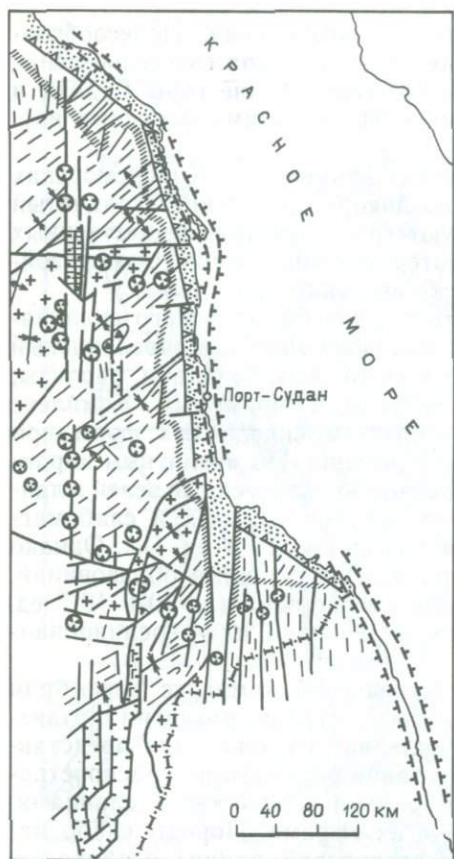


Рис. 20. Тектоническая схема Красноморских гор. По Е. Н. Исаеву, А. В. Разваляеву.

Структурные комплексы: 1 — архейско-нижнепротерозойский сланцево-гнейсовый (серия Кашебиб); 2 — верхнепротерозойский вулканогенно-осадочный (серия Нафирдейб); 3 — позднерифейско-вендский орогенный комплекс (серия Ават); 4 — платформенный чехол («нубийские песчаники»); 5 — кайнозойские базальты; 6 — кайнозойские отложения; 7 — кольцевые интрузии; 8 — краевые разломы впадины Красного моря; 9 — главнейшие разломы; 10 — оси (а — антиклиналей, б — синклиналей); 11 — Приморский горст; 12 — Приморская гравитационная ступень

форме мелких массивов и дайковых тел. В количественном отношении среди интрузивных пород резко преобладает комплекс батолитовых гранитов (граниты, гранодиориты, реже диориты), занимающий в Судано-Аравийском поясе (Красноморских горах) >50% всей площади. Среди интрузий орогенного этапа Судано-Аравийского пояса выделяется обширная группа гранитов, для которых характерна многофазность и щелочной состав. Широко представлены интрузии центрального типа, время формирования которых отвечает периоду от позднего рифея до мезозоя и даже кайнозоя.

Структурный план Судано-Аравийского пояса характеризуется генеральным северо-восточным простираем складчатых и разрывных структур и магматических поясов. Он проявлен в крупных линейных отрицательных остаточных гравитационных аномалиях, связанных со сланцево-гнейсовым комплексом, в зональном интенсивно дифференцированном магнитном поле и в развитии поясов интрузий. Главными элементами структуры Судано-Аравийского пояса являются синклинорные и антиклинорные зоны. Важнейшие синклинорные зоны (с севера на юг): Даракшейбская, Дунгунабская, Порт-Суданская и менее четко проявленные (фрагментарные) Тахамиямская и Лангебская, разделенные крупными массивами батолитовых гранитов, внедрившихся в зоны антиклинорной природы — Халаибскую, Мохамедкольскую, Синкатскую и Дерудебскую.

Следует отметить, что кроме генерального направления (северо-восточного) в магнитном поле Красноморских гор проявляются отдельные фрагменты аномальных зон северо-западного простирания. Выделяются докембрийские интрузивные тела, вытянутые, согласно гравиметрическим данным, в меридиональном направлении. Широтные простирания отмечаются в некоторых зонах интенсивного дайкового магматизма, контролируемого магнитными аномалиями.

Докембрийские структуры северо-восточного простирания картируются вплоть до границы с неоген-четвертичными отложениями Приморской равнины. По характеру магнитного поля Е. Н. Исаев установил, что они прослеживаются и к северо-востоку от этой границы, резко обрываясь сложной системой сбросов, образованных пересекающимися разрывными нарушениями преобладающего меридионального и северо-западного простирания, формирующих юго-западный борт рифтовой впадины Красного моря. В пределах Красного моря зона дифференцированного магнитного поля северо-восточного простирания установлена лишь на продолжении Амарарской зоны в районе $21^{\circ}15'$ с. ш.

На территории Красноморских гор дифференцированное магнитное поле образует сложную систему субпараллельных зон северо-восточного простирания. Таких зон пять: Софайская, Амарарская, Порт-Суданская, Синкатская и Дерудебская (рис. 21). Зоны дифференцированного магнитного поля разделены крупными минимумами аномалий Буге, соответствующими сланцево-гнейсовому комплексу. В пределах минимумов или на их границах выделяются гравитационные ступени северо-восточного простирания: Гебейтская, Медерская, Индерайкванская, Керианская и Кассалинская. Минимумы аномалий Буге, области дифференцированного магнитного поля и гравитационные ступени находятся в полном соответствии с простиранием докембрийского Судано-Аравийского складчатого пояса. Вместе с тем геофизические аномалии лишь в редких случаях совпадают с известными антиклинориями и синклинориями. Этот факт, по мнению автора, свидетельствует о послескладчатом (орогенном) этапе структурной перестройки, во время которого сформировалась блоковая структура региона. На этом этапе отдельные крупные блоки, соизмеримые с выделенными по геофизическим данным областями, испытали разнонаправленные вертикальные перемещения вдоль разграничивающих их ослабленных зон (разломов). Именно с такими зонами, вероятно, связаны гравитационные ступени северо-восточного простирания и границы зон дифференцированного магнитного поля. В пользу этого говорит их совпадение с крупными межблоковыми зонами разломов. В качестве примера можно привести характеристику Гебейтского разлома, совпадающего с южной границей Софайской зоны дифференцированного магнитного поля.

Гебейтский разлом четко проявлен в осадочно-вулканогенных отложениях серии Нафирдейб интенсивным рассланцеванием, к нему приурочены линейные экструзивные тела кварцевых порфиров, рассматриваемых в качестве эффузивных аналогов орогенных гра-

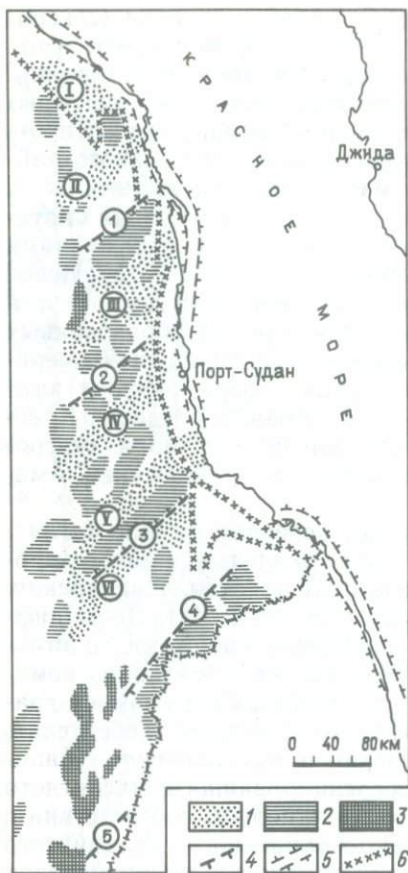


Рис. 21. Схема районирования территории Красноморских гор по геофизическим данным. По Е. Н. Исаяву:

1 — зоны дифференцированного магнитного поля: 1 — Халаибская, 2 — Софайская, 3 — Амарарская, 4 — Порт-Суданская, 5 — Синкатская, 6 — Дерудебская; 2 — области отрицательных остаточных гравитационных аномалий; 3 — отрицательные аномалии Буге, связанные с грабенами; 4 — гравитационные ступени малых амплитуд: 1 — Гебейтская, 2 — Медерская, 3 — Индерайкванская, 4 — Кернанская, 5 — Кассалинская; 5 — границы прибрежного гравитационного максимума; 6 — Приморская гравитационная ступень большой амплитуды

нитов. Рассланцевание пород — процесс, наложенный на складчатую структуру пояса. Следовательно, его образование, как и разлома, с которым он связан, является послескладчатым. Заложение же разлома произошло не позднее орогенного этапа (поздний рифей — венд), что устанавливается по приуроченности к нему экстрезивных тел кварцевых порфиров и соотношению его с позднеорогенными интрузиями щелочных гранитов. Последние пересекают Гебейтский разлом, не нарушаясь им. Возраст гранитов по К/Аг методу равен 470 млн. лет. Но эти значения занижены, поскольку аналогичные граниты в сопредельной части Египта по Rb-Sr методу имеют датировку 600 млн. лет.

Таким образом, структурный план докембрия Красноморских гор Судана, образующий «раму» рифтовой зоны, определяется генеральным северо-восточным простиранием структур, сформированных на этапе складчатости ранне-среднерифейских интракратонных прогибов. Орогенный этап (поздний рифей — венд) характеризуется расчленением территории на блоки северо-восточного простирания, разделенные гравитационными ступенями, совпадающими с крупными межблоковыми разломами глубинного заложения.

Кайнозойский (рифтогенный) структурный план Красноморской рифтовой зоны

Крупнейшая межконтинентальная рифтовая зона Красного моря состоит из широкой грабенообразной впадины длиной примерно 2000 км при ширине от 150 км на севере до 350 км на юге. На севере впадина как бы «расщепляется», непосредственным ее продолжением служит грабен Суэцкого залива, а под углом к ней прикле-

няется узкий зал. Акаба. На юге приблизительно на $12^{\circ}30'$ с. ш. впадина Красного моря, сужаясь, оканчивается Баб-эль-Мандебским проливом, соединяющим ее с Аденским заливом.

С запада и востока впадину обрамляют новейшие поднятия, сложенные докембрийскими породами. По изогипсе 0,5 км предмиоценовой поверхности выравнивания современная структура рифтовой зоны имеет асимметричное строение как в поперечном, так и в продольном сечениях. Поднятие, ограничивающее впадину с запада (Нубийское), в этих параметрах представляет узкий полусвод шириной от 100 км на севере до 300 км на юге. Высота его на севере в пределах Аравийской пустыни (Египет) достигает 1—1,5 км, на юге она увеличивается до 2,5 км. Восточное (Аравийское поднятие) обрамление впадины Красного моря значительно шире Нубийского. Ширина его только по изогипсе 1 км составляет 300—450 км, а по изогипсе 0,5 км оно достигает 450—700 км. Высота поднятия на юге достигает 3,0 км. Существенную роль в строении восточного (Аравийского) поднятия играют обширные вулканические плато с осевыми вулканическими хребтами, ориентированными в северо-северо-западном и субмеридиональном направлениях (плато Рахат, Кисб и др.). Как на востоке, так и на западе южные окончания обрамляющих поднятий занимают обширные поля базальтов (трапповая серия) эоцен-неогенового возраста. Аравийское и Нубийское поднятия осложнены сводово-глыбовыми поднятиями и грабенообразными впадинами второго порядка.

Общий структурный план Красноморской рифтовой зоны характеризуется зональным полосовидным строением. В структуре Красноморского рифта выделяется главная впадина (главный трог), представляющая собой грабен, отделенный от приподнятых блоков «плеч» или «крыльев» рифта нормальными сбросами. В центральной части главной впадины расположен осевой трог, отвечающий наиболее глубоководной части моря и трассирующийся по изобате 1000 м. Ширина осевого трога 50—60 км. На $18^{\circ}00'$ с. ш., по данным А. С. Монина, Л. П. Зоненшайна и др., в поперечном сечении Красноморского рифта выделяются следующие крупные структурные элементы: 1) шельфовая зона, или верхняя ступень, шириной до 70 км, глубиной до 600 м; 2) всхолмленный террасовидный основной уступ высотой 600—800 м при ширине 40—50 км; 3) осевой трог шириной 35—40 км, характеризующийся сильной расчлененностью рельефа дна и максимальными глубинами (до 2000 м и более). В свою очередь, в осевом трого выделяются внутренние зоны, или нижние тектонические ступени (от одной до трех), на глубинах от 1100 до 1500 м и осевая зона с центральным поднятием шириной 4—5 км.

Обрамляющие осевой трог, симметрично расположенные структурные ступени в геоморфологическом отношении представляют собой шельфовые зоны. Ширина их изменяется от 30 км в северной части Красного моря до 150 км в южной при сравнительно небольшой глубине (до 500 м). С внешней стороны шельфовые ступени обрамляются, как правило, прибортовыми ступенями, примыкаю-

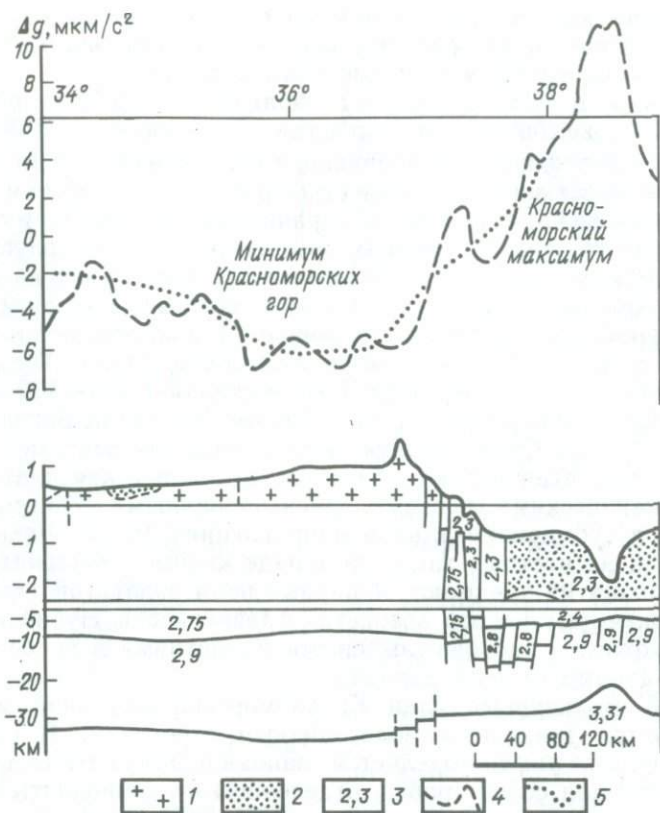


Рис. 22. Разрез земной коры западного борта рифта Красного моря. По Е. Н. Исаеву, А. В. Разваляеву:

1 — докембрийский субстрат; 2 — осадочный чехол; 3 — плотность, г/см^3 по гравиметрическим данным; 4 — аномалии Буге; 5 — усредненная аномалия Буге

щами к краевым разломам рифта. На 20° с. ш. главный трог имеет ширину от 100 до 150 км. Южнее 24° с. ш. в главном трого обособляется осевой трог, достигающий глубины 2000 м. Местами осевой трог изрезан продольными рвами. Южнее 19° с. ш. глубина главного трого и его ширина уменьшаются при одновременном расширении зоны шельфа. На параллели 17° с. ш. осевой трог вырождается.

Большинство исследователей считают, что главный трог рифта Красного моря представляет собой грабен, выполненный кайнозойскими отложениями, обнажающимися лишь в прибрежных равнинах (ступенях). Сейсмическими исследованиями установлено, что фундамент главного трого погружен на глубину 3—5 км (рис. 22). Неогеновые отложения, обнажающиеся в прибрежной равнине вдоль всего побережья Египта, Судана и Эфиопии, сложены терригенными и терригенно-карбонатными породами нижнего и среднего миоцена, эвапоритовой толщей верхнего миоцена и грубообломочными континентальными и прибрежными мелководно-морскими терригенно-

карбонатными отложениями плиоцен-четвертичного возраста. Мощность отложений достигает нескольких километров; на Суданском отрезке побережья Красного моря она составляет 2,0—2,5 км. Мощность осадков в нефтяных скважинах, пробуренных в акватории у Суданского и Эфиопского побережий, увеличивается до 3,8 км и более, а по сейсмическим данным достигает 5 км.

В прибортовых ступенях Египта, Судана неогеновые отложения характеризуются резкими изменениями мощностей и фаций, что связано с горсто-блоковым строением зоны перехода от ограничивающего рифт поднятия («плеча») к шельфовой зоне главного трога Красноморского рифта. Формирование впадины сопровождалось активным конседиментационным развитием разломов, ростом поднятий и прогибов, интенсивно заполнявшихся быстро поступавшим обломочным материалом. Активная тектоническая обстановка в прибрежной зоне главного трога способствовала излиянию базальтов на побережье Судана и Саудовской Аравии.

Строение шельфовых ступеней главного трога Красного моря изучено геофизическими методами и разведочными скважинами. Сейсмическими исследованиями установлено, что почти под всей впадиной (исключая осевой трог) Красного моря протягивается отражающий горизонт *S*, отождествляемый с кровлей миоценовой эвапоритовой толщи. Этот горизонт рассматривается в качестве поверхности несогласия между позднемиоценовыми эвапоритами и залегающими на них слабо литифицированными плиоцен-четвертичными осадками. Скорость продольных волн в эвапоритовой толще 4,4 км/с, в плиоцен-четвертичных осадках — 1,6—1,7 км/с.

Сейсмические данные показывают, что неогеновые отложения шельфовых ступеней главного трога нарушены многочисленными сбросами, в отдельных случаях отмечаются раздвиговые трещины, что устанавливается по интенсивному тепловому потоку, вулканизму. Характерной структурной особенностью неогеновых отложений впадины Красного моря является широкое развитие диапировых соляных структур и связанных с ними пликативных дислокаций.

Осевой трог Красного моря представляет собой молодую тектоническую депрессию. Начинается он южнее 24° с. ш. узкой глубоководной (1—2,2 км) шелью, постепенно расширяющейся к югу и достигающей в ширину 50—60 км. В южной части Красного моря осевой трог постепенно сужается и выклинивается, не доходя до Баб-эль-Мандебского пролива. Северное его окончание менее определено. К северу от 24° с. ш. осевой трог мелеет, теряет свою морфологическую выраженность, хотя отдельные глубоководные впадины (Гипсовая, Кебрит, Океанограф) наблюдаются и здесь, и его продолжение с известной долей условности прослеживается до южной проекции Акабского залива в Красное море.

Сложное строение осевого трога не только в поперечном, но и в продольном сечении недавно было подтверждено исследователями Института океанологии АН СССР А. С. Мониним, Л. П. Зоненшайном, О. Г. Сорохтиным и др. Общеизвестны такие характерные черты осевого трога Красного моря, как его высокая сейсмичность и

высокий тепловой поток. Ему свойственны высокоамплитудные (до 955,2 м А/м) линейные магнитные аномалии, с ним связаны зоны положительных (до $+150 \cdot 10^{-5}$ м/с²) гравияномалий Буге. К осевому трогу приурочены глубоководные впадины с горячими рифтами и металлоносными осадками — уникальные лаборатории современного рудогенеза.

Дно осевого трога сильно расчленено. Мощности современных осадков почти в два раза меньше, чем в главном троге. Чаще всего они приурочены к маленьким грабенам или «карманам». Фотографированием и драгированием дна, а также исследованием с помощью обитаемого аппарата установлены следы молодой вулканической деятельности. Осадочные породы осевого трога подстилаются породами, имеющими скорость $7,08 \pm 0,21$ км/с, характерную для коры океанического типа. Драгированные со дна образцы базальтов петрохимически сходны с толеитами срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов. Исследованиями Института океанологии АН СССР установлено, что самый молодой вулканизм в осевом троге локализован в узкой экструзивной зоне шириной не более 0,5—1 км.

Таким образом, совокупность перечисленных признаков осевого трога Красного моря позволяет считать, что континентальная кора в нем существенно изменена, разорвана и замещена новообразованной корой океанического типа. Большинство исследователей придерживаются этого мнения. Однако в вопросе о механизме данного процесса их взгляды расходятся. Дискуссионным остается вопрос об амплитуде раскрытия Красного моря, а также о природе коры шельфовых ступеней главного трога.

В пользу континентальной природы коры в главном троге Красного моря свидетельствуют отсутствие в шельфовых зонах линейных магнитных аномалий, значения скорости продольных волн, равные в среднем 5,86 км/с. Вместе с тем установлены и более высокие скорости 6,6—6,7 км/с, характерные больше для океанического типа коры. Подобные противоречивые значения скоростей продольных волн коры шельфовых зон Красного моря отражают ее специфический характер, обусловленный тем, что в процессе деструкции континентальной коры на ранней стадии образования впадины Красного моря (олигоцен — миоцен) «гранитный» слой подвергся растяжению, раздроблению, внедрению базальтовых даек, в результате чего резко сократилась его мощность, изменился состав. Все это, по-видимому, привело к изменению его физических параметров в сторону приближения их к значениям «базальтового» слоя. В пользу этого свидетельствуют данные Д. Лоуэлла, согласно которым осадки шельфовых зон в южной части Красного моря сильно нарушены, наклонены в процессе ее растяжения и утонения (без полного разрыва сплошности). На это же указывают инъекции миоценовых толеитовых базальтов в прибрежной полосе Северо-Восточного Судана и в районе Джебель-Тарф на побережье Саудовской Аравии.

Д. Росс и Ж. Шли, изучавшие в 1977 г. южную часть Красного моря, как раз то единственное место, где рядом исследователей на

шельфе выделяются линейные магнитные аномалии, пришли к мнению, что магнитные, сейсмические, структурные и петрологические данные опровергают наличие океанической коры под всей впадиной Красного моря.

Итак, главнейшими чертами строения Красноморского рифта являются: 1) зональность, проявленная в симметричности береговых уступов, шельфовых зон и элементов структуры осевого трога; 2) сегментарность, выраженная наличием трех частей: северной (севернее 25°), центральной (между 25 и 19°) и южной (к югу от 19°). Для северного и южного сегментов характерны отчетливая линейность при выдержанном генеральном северо-западном простирании и сравнительно простое строение составных элементов рифта. Среднему сегменту свойственно более сложное строение и изменение простирания на субмеридиональное, отчетливо проявленное по западному борту на отрезке между $19-21^\circ$ и $23-24^\circ$ с. ш. Именно в среднем сегменте осевой трог имеет максимальное расчленение дна, распадаясь на серию разобщенных глубоких впадин. Здесь же расположены почти все глубоководные впадины с горячими росолами и металлоносными осадками (см. рис. 6, 16). Исключение составляет впадина Океанограф, находящаяся в северном сегменте ($26^\circ 40'$), но и она располагается там, где осевой трог испытывает слабое, как бы «зачаточное» субмеридиональное отклонение.

Разрывные нарушения и их роль в формировании Красноморской рифтовой зоны

В структурном плане Красноморской рифтовой зоны отчетливо проявлена система разломов северо-западного, северо-восточного, меридионального и субширотного простираний. Однако, как показали исследования, разломы субмеридионального и северо-западного направлений являются доминирующими и определяют конфигурацию главнейших составных элементов: осевого трога, главной впадины и сграницивающих ее краевых разломов и поднятий. Для всех этих элементов характерны линейность и параллелизм в строении, что указывает на их генетическую общность.

Признание ведущей роли разломов субмеридионального и северо-западного простираний в строении Красноморской рифтовой зоны объясняет природу поперечных изгибов рифта. Рифт Красного моря наиболее заметно отклоняется от своего генерального северо-западного простирания на 18° и 23° с. ш. по западному борту. Береговая линия в этих местах образует изгибы. Геоморфологически к ним приурочены депрессионные впадины, глубоко вдающиеся и продолжающиеся на континенте речными долинами субмеридионального простирания.

Геолого-геофизические исследования западного обрамления Красного моря показывают, что изгибы рифта связаны с субмеридиональными разломами, наиболее крупными из которых являются Баракский, Диибский и Нильский. Субмеридиональные разломы играют роль крупных структурных элементов глубинного заложения

и длительного развития. Они контролируют размещение многофазных щелочных кольцевых интрузий, формировавшихся с позднего докембрия до мезозоя и даже кайнозоя.

Одним из таких разломов является краевой разлом впадины Красного моря, ограничивающий ее на субмеридиональном отрезке. Разлом прослеживается вдоль рифтового уступа Красноморских гор Судана от 22° до 18° с. ш. на расстоянии свыше 500 км. Е. Н. Исаевым установлено, что в зоне сопряжения с поднятием Красноморских гор разлом фиксируется в геофизических полях, с ним связана интенсивная гравитационная ступень, отражающая изменение глубинного строения коры и подъем поверхности Мохо (см. рис. 22). В месте перехода разлома на континент к нему приурочен гравитационный максимум [11]. Разлом, ограничивающий рифт Красного моря, здесь как бы вклинивается в континент, сопровождаясь глубинной рифтогенной его перестройкой (см. рис. 20, 21). Далее на юг краевой разлом переходит в разлом Барака и с перерывом прослеживается до оз. Тана в Эфиопии.

Другой меридиональной структурой Красноморской рифтовой зоны является Диибский разлом (см. рис. 8). Он имеет строго меридиональное простираение, протягиваясь не менее чем на 800 км от Египта на севере до Эфиопии на юге. Разлом представлен системой нарушений, группирующихся в зону шириной до 30 км, субмеридионально рассекающей Красноморские горы примерно вдоль 36° в. д. На севере разлом начинается у изгиба грабена Красного моря депрессией, выполненной неоген-четвертичными осадками. Южнее зона разлома трассируется системой субмеридиональных грабенов, выполненных «нубийскими песчаниками» мелового возраста. Грабены имеют ширину в среднем от 5 до 15 км при длине от нескольких километров до первых десятков километров. Самый большой грабен, расположенный в северной части Красноморских гор, имеет ширину до 20 км и простирается на 80—100 км. Более мелкие приразломные грабены трассируются вдоль разлома на расстояние свыше 100 км. Южнее, уже в центральной части Красноморских гор, зона Диибского разлома проявлена в виде субмеридиональных грабенов, выполненных конгломератами, природа которых пока неясна (возможно, позднедокембрийская моласса), а также серией разломов того же простираения.

Южнее 17° с. ш. зона Диибского разлома, по данным Е. Н. Исаева и М. А. Айеда, выражена системой грабенов, выявленных геофизическими исследованиями. Здесь между 17° и 15° с. ш. в гравитационном поле прослеживается серия меридиональных минимумов. С учетом имеющихся геологических данных эти аномалии интерпретируются как система грабенообразных структур, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями пониженной плотности. Расчет гравиметрических данных показывает, что глубина погружения в них достигает 2—2,5 км. Наиболее крупной из этих структур является грабен Гаш. Последний простирается на расстояние не менее 80—100 км при ширине 10—15 км. В северной части грабен асимметричен: с пологим западным и крутым восточным бортами. Южнее $15^{\circ}40'$ с. ш.

грабен Гаш расширяется, его борта становятся пологими, глубина уменьшается, и в районе г. Кассала он выполаживается. Возможно, что южнее грабен полностью затухает. Однако, учитывая прерывистый характер Диибской зоны, представляется наиболее вероятным продолжение этой зоны и далее в южном направлении, вдоль края Эфиопского базальтового плато, где разломы подобного направления отмечались ранее П. Мором и недавно были вновь подтверждены Дж. Р. Вейлом.

Меридиональная Диибская зона разломов является одной из главных черт современной структуры Красноморских гор и имеет глубинное заложение и длительное развитие. Разломы этой зоны контролируют размещение позднедокембрийских линейных интрузий гранитов с возрастом 520 млн. лет (К-Аг метод), а также мезозойского посленубийского вулканизма (трахиты, фонолиты, лавобрекчи), проявленного в виде вулканических игл, некков и пробок. Кроме того, в грабенах, трассирующих зону, локализованы останцы покровов неоген-четвертичных базальтов и риолитов, залегающих на «нубийских песчаниках». Конфигурация останцев также удлинённая в субмеридиональном направлении.

Пространственное размещение кольцевых интрузий Красноморских гор показывает, что они контролируются Диибским разломом и в меньшей степени Баракским. В настоящее время в зоне Диибского разлома установлено около 20 кольцевых интрузий и штоков. На отдельных отрезках разлома интрузии группируются в субмеридиональные цепочки, связь которых с разломами не вызывает сомнений. Кроме выявленных массивов в зоне разлома локализуются многочисленные изометричные магнитные аномалии, вероятно, отражающие не вскрытые эрозией кольцевые интрузии.

Меридиональные Диибский и Баракский разломы имели длительное развитие, что подтверждается многофазностью и длительностью формирования связанных с ними линейных и кольцевых интрузий, а также щелочно-базальтоидного вулканизма. Полученные автором для кольцевых интрузий Салала, Анкур и Умм-Шибрик значения радиологического возраста (К-Аг метод) дают широкий возрастной диапазон формирования этих структур. Так, формирование кольцевого комплекса Салала происходило в интервале от 570 до 250 млн. лет, Анкур — от 250 до 150 млн. лет, Умм-Шибрик — от 180 до 140 млн. лет. Самые поздние проявления магматизма в зоне Диибского разлома — излияния базальтов (120 млн. лет) и щелочных трахитов (85 млн. лет), а в зоне Баракского — излияния базальтов и интрузии щелочных гранитов (50 млн. лет). Данные показывают, что проявления щелочно-гранитоидного и щелочно-габброидного магматизма растянуты во времени и относятся к позднему докембрию (венду), палеозою, мезозою и кайнозою. Все это свидетельствует о длительной тектонической активности и магматической проницаемости меридиональных разломов в процессе их эволюции.

Меридиональные Диибский и Баракский разломы — это крупные структурные элементы глубинного заложения и длительного развития. Магмоконтролирующее значение этих разломов, сходство в

простирации с разломами Восточно-Африканской рифтовой системы (рифтовые звенья оз. Мобуту-Сесе-Секо и Рудольфа) и расположение их на продолжении последних позволяет рассматривать Диибский и Баракский и другие разломы в качестве северного продолжения восточноафриканских. Эта аналогия становится особенно убедительной, если учесть, что зона Диибского разлома по существу представляет собой систему небольших грабенных и горстов, как бы «миниатюрных» рифтов. На существование связующего звена разломов к северу от оз. Рудольфа вдоль западного эскарпа базальтового плато Эфиопии указывал еще П. Мор. Примечательно, что позднее В. Г. Казьминим здесь были выявлены и кольцевые интрузии.

Крупные меридиональные разломы, являясь магмоподводящими, в своем развитии предшествуют кайнозойскому рифтогенезу. Характерно, что кольцевые интрузии в Красноморской зоне группируются в линейно вытянутые зоны (пояса) северо-западного простираения. Как отмечалось, эти зоны шириной от 50 до 150 км ограничивают рифтовую впадину и следуют параллельно ей на расстоянии 50—100 км от береговой линии. Пояса (зоны) щелочного магматизма обнаруживают генетическую общность с рифтом Красного моря и рассматриваются в качестве своеобразной формы дорифтового этапа активизации — швов активизации, расчленяющих платформу на полосовидные, в различной степени активизированные блоки генерального северо-западного простираения. Отметим совпадение конфигурации поясов со структурным планом рифта Красного моря. Все это указывает на взаимосвязь структурного плана Красноморского рифта и сопряженных с ним разломов и зон щелочного магматизма.

В структурном плане Северо-Восточной Африки отчетливо выделяется система разломов северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного простираений. Разломы контролируют размещение щелочных кольцевых интрузий. Местами они трассируются цепочками кольцевых интрузий. Постоянство простираений разломов, их длительное развитие и магмоконтролирующая роль позволяют видеть в них проявление регматической сетки разломов, существование которой признается многими исследователями: С. С. Шульцем, В. Е. Хаиным, А. Ф. Грачевым и др.

Анализ количественного соотношения ориентировки и распространения разломов Красноморских гор и Красноморской зоны рифтогенеза позволяет сделать вывод, что здесь в равной степени проявлены как диагональная, так и ортогональная системы регматической сетки разломов. Доминирующими разломами являются разломы субмеридионального и северо-западного простираения, т. е. происходит преобладание одного из направлений ортогональной и диагональной систем.

Рифты, как показано для Красноморской, Байкальской и других рифтовых зон, в своем развитии использовали каркас этих разломов. В случае Красноморского рифта, в котором преобладают субмеридиональные и северо-западные направления, рифт, «приспособившись» к ним, как бы «выколосся» по данным направлениям. Это

обстоятельство надо иметь в виду при определении механизма и кинематики движений рифта Красного моря.

В Красноморской зоне рифтогенеза регматическая сетка существовала уже в конце докембрия (венд). Разломы этой сетки, как контролирующие щелочные вулканоплутонические кольцевые структуры, активно развивались в палеозое, мезозое и кайнозое [30]. Существует мнение, что регматическая сетка разломов имеет более древнее, возможно архейское, заложение. По мнению В. Е. Хаина, в качестве проявления регматической сетки разломов может рассматриваться закономерная система узких линейных зеленокаменных прогибов, расчленяющих архейский фундамент Алданского щита и Южно-Африканских массивов.

В Красноморской рифтовой зоне разломы диагональной и ортогональной систем проявлены неравномерно во времени и пространстве. На разных этапах развития активизировались разломы тех или иных направлений. Субмеридиональные разломы в целом активно развивались в палеозой-мезозойское время, но отдельные разломы данного направления оставались активными и на кайнозойском этапе. В Саудовской Аравии они, например, контролировали размещение плиоцен-четвертичного вулканизма, в Египте — заложение долины р. Нил. В Иордании и Южной Сирии разломы северо-западного простирания были доминирующими при формировании Друзского неоген-четвертичного вулканогенного прогиба. В Судане разломы этого направления контролируют рифты Эль-Араб, Белого и Голубого Нила, выполненные мощной толщей (свыше 5000 м) мезо-кайнозойских осадков. В простирании суданских рифтов, так же как и в Красноморской рифтовой зоне, четко проявлено сочетание субмеридиональных и северо-западных структурных направлений.

С признанием существенной роли в структуре рифтов регматической сетки разломов становятся более понятными, по мнению автора, участки сочленения отдельных рифтовых звеньев. В Африкано-Аравийском рифтовом поясе многочисленны случаи, когда по простиранию рифтовая структура в целом или отдельные ее разломы смещаются вправо и влево. В. Г. Казьмин и др. подобные изгибы рифтов в плане объясняют существованием трансформных разломов. Е. Е. Милановский считает, что в этих случаях имеет место кулисообразное сочленение рифтовых структур или их разветвление.

Автор считает, что при наличии сетки разломов, предшествующей по времени образованию рифтогенному процессу, последний на каком-то отрезке может использовать субмеридиональные разломы, затем по простиранию совмещаться с разломами северо-восточного или северо-западного направления, реже с субширотными разломами, отклоняясь от первоначального простирания. Далее рифт может вновь следовать субмеридиональному простиранию. Подобный подход к формированию рифтовых структур не исключает трансформной природы (в широком понимании) поперечных и диагональных разломов в плане их дорифтового заложения. Однако в настоящее время нет достаточных фактических данных для однозначного отнесения этих разломов к типу трансформных. Зачастую все еще

нельзя установить их кинематическую природу, а то обстоятельство, что рифтовые разломы в ряде случаев пересекают поперечные разломы, существенно не смещаясь ими, по мнению автора не позволяет отождествлять последние с трансформными разломами срединно-океанических рифтов.

В связи с этим отметим, что одним из таких мест, где предполагается трансформный разлом, является северное продолжение западной ветви восточно-африканских рифтов. И действительно, на существующих геологических картах и тектонических схемах Западный риф обрывается к северу от сз. Мобуту-Сесе-Секо. Считается, что ветвь оканчивается, упираясь в разлом Асва, которому придается роль трансформного разлома. А. Вайтман допускает, что в Судане на их возможное продолжение могут указывать отдельные отрицательные гравитационные аномалии, прослеживаемые из Северной Уганды. Автором уже отмечалось, что долина Нила в Верхнем Египте имеет тектоническое заложение и приурочена к разломам субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания и коленообразные изгибы ее отвечают местам пересечения этих разломов. Отмечалась также возможная связь разломов, контролирующих заложение долины, с Западным рифтом.

В последнее время появляется все больше данных о существовании рифтовых структур в Центральном и Южном Судане. Так, по данным Эль-Рабаа, Эль-Шафие, Р. Б. Салама, П. М. Бермингхама и др., в Южном Судане выделяются три ветви рифта (Малакаль-Кости, Бара и Джуба-Абу), выполненные неоген-четвертичными континентальными осадками серии Умм-Руваба мощностью до 4 км. На основании этих данных считают, что Восточно-Африканская рифтовая система продолжается в Южный Судан. В простирании суданских рифтов (грабенов) четко проявлено сочетание субмеридиональных и северо-западных структурных направлений, характерных для Красноморской зоны рифтогенеза.

В связи с установлением крупных меридиональных разломов, контролирующих распределение кольцевых интрузий щелочного состава, и новыми данными по строению Верхненильской впадины продолжение Западного рифта к северу становится более обоснованным. На северном продолжении Западного рифта выделяется крупный субмеридиональный разлом, представленный в Египте системой разломов долины Нила. В районе Асуана с этим разломом совпадают линейно вытянутые выходы гранитов с возрастом 600 млн. лет, что указывает на его древнее заложение и сходство в этом с Диибским разломом. Южнее разлом трассируется субмеридиональной долиной Вади-Хальфа. В Центральном Судане к северу от г. Хартума, в районе большой излучины Нила, с ним совпадают выходы кольцевых интрузий. Еще южнее разлом трассируется субмеридиональным разломом, названным автором Нильским.

Тот факт, что Верхненильская впадина имеет грабенообразную природу и выполнена разновозрастными с Красноморской впадиной континентальными осадками, еще больше сближает Нильскую зону разломов с рифтовыми структурами. Возможная структурная связь

Верхненильской впадины (рифта) с Западным рифтом подчеркивается также приуроченностью к зоне сочленения щелочных кольцевых интрузий в Южном Судане.

Наряду с разломами субмеридионального и северо-западного направлений, существенная роль в строении рифта принадлежит разломам северо-восточного простирания. Наличие разломов этого направления в осевом трого рифта отмечалось многими исследователями. Р. Гирдлер первым предположил, что поперечные разломы северо-восточного направления прослеживаются из акватории на континент. Одним из таких разломов, по его мнению, является поперечный разлом осевого трого, переходящий на сушу в районе Токар юго-восточнее г. Порт-Судана. Позднее поперечные разломы в структуре осевого трого Красноморского рифта намечались многими исследователями как по батиметрии, так и по магнитометрическим и сейсмическим данным.

Д. Филлипс на основании изучения магнитного поля осевого трого на участке между 20° и 22° с. ш. установил, что его расширение происходило в направлении северо-восток 60° , а смещение — по трансформному разлому этого простирания, проходящему через впадину Атлантис II. Было также установлено, что большинство эпицентров землетрясений приурочено к центральной части осевого трого между 19° и 21° с. ш., где хорошо выражены крупные трансформные разломы. Определение фокального механизма для землетрясений во впадине Суакин ($19^{\circ}8'$ с. ш., $38^{\circ}8'$ в. д.) и в районе подводного пика Рамад ($17^{\circ}2'$ с. ш., $40^{\circ}6'$ в. д.) показало, что они отвечают сдвигам с левосторонним смещением по плоскости северо-восточного простирания соответственно на северо-восток 43° и 49° .

Структурный план Красноморских гор Судана, выраженный в расчленении территории на блоки северо-восточного простирания, разделенные гравитационными ступенями и линейными зонами дифференцированного магнитного возбуждения, продолжается в акватории Красного моря. Разломы, разграничивающие на континенте эти блоки, проявлены в батиметрии дна как шельфовых зон главного трого, так и осевого трого. На их продолжении в осевом трого Красного моря располагаются поперечные (трансформные) разломы, установленные по магнитным полям и батиметрии. Отметим то обстоятельство, что в большинстве случаев на простирании северо-восточных разломов континента в осевом трого Красного моря располагаются глубоководные впадины, такие как Атлантис, Дискавери, Вальдивия и др.

Разломы северо-восточного простирания в западном обрамлении Красного моря, сформировавшиеся на орогенном этапе (поздний рифей — венд) позднепротерозойского подвижного пояса сохранили активность и в более поздние эпохи, контролируя размещение кольцевых интрузий, интрузий «расслоенных» габбро длительного развития: в венде, кембрии, ордовике, силуре, девоне, юре, мелу и палеогене.

С учетом геолого-геофизических данных по Судану, Египту и карты магнитных полей центральной части Красного моря и его

обрамления (проект «Атлантис II») выделяется девять основных полосовидных (линейных) аномалий магнитных полей, совпадающих с разломами северо-восточного простирания, установленных по геофизическим данным (гравитационные ступени), смещению геологических структур, линейному контролю кольцевых интрузий, геоморфологическим и другим признакам (с севера на юг): 1) Южно-Египетская, трассируемая на глубокоководную впадину осевого трога Кебрит; 2) Нугруская — на впадины Венус и Вальдивия; 3) Халаибская — на впадину Нереус; 4) Дунгунабская (Софайская) — на впадину Тетус; 5) Мохамедкольская (Амарарская) — на впадины Атлантис и Дискавери; 6) Порт-Суданская — на впадину Эрба; 7) Синкатская — на впадину Порт-Судан; 8) Дерудебская — на впадину Суакин; 9) Карорская, трассируемая на изгиб осевого трога 18° с. ш. (см. рис. 19).

Такая исключительная сходимость в размещении глубокоководных впадин осевого трога Красного моря, его поперечных разломов и разломов на континенте не может быть случайной. Вероятно это объясняется тем, что локализация впадин предопределена структурным каркасом разломов, предшествовавших заложению основного трога Красного моря. Образованию впадины Красного моря на дорифтовом этапе предшествовала сетка северо-западных и субмеридиональных разломов. Рассматриваемые северо-восточные разломы являются составной частью этой сетки, в которой рифт как бы закреплен. При этом северо-восточные разломы играли роль сдвигов, по которым при последующей реактивизации происходило поперечное смещение рифта Красного моря и его структурных элементов — осевого трога и шельфовых ступеней.

Интересно отметить, что глубокоководные впадины осевого трога распределены не беспорядочно. При некоторой схематизации можно представить, что сеть разломов была геометрически правильной, т. е. расстояния между разломами были равными. Правомерность такого допущения подтверждает тот факт, что северо-восточные разломы расположены примерно на равном расстоянии, во всяком случае между основными разломами. Особенно хорошо это видно на примере разломов юга Аравийской пустыни Египта. Сходное расстояние в размещении глубокоководных впадин осевого трога Красного моря и северо-восточных разломов на континенте позволяет видеть в этом проявление «шага» разломной сети и усматривать общность их структурного контроля. С таких позиций положение глубокоководных впадин осевого трога как бы «закреплено» в каркасе (сетке) разломов. Наиболее вероятное положение глубокоководных впадин осевого трога — узлы пересечения разломной сетки. Следует отметить, что изгибы осевого трога и в том случае, когда они не сопровождаются глубокоководными впадинами ($25^{\circ}30'$, $22^{\circ}00'$ и $19^{\circ}00'$), также вписываются в «шаг» разломной сетки и это косвенно указывает на возможность обнаружения здесь глубокоководных впадин или сопутствующих им гидротермальных процессов.

Приведенное соотношение северо-восточных разломов длительного развития и глубинного заложения на континенте с попереч-

ными разломами осевого трога и глубоководными впадинами с горячими рассолами и металлоносными осадками можно рассматривать как признак «приспосабливаемости» рифтогенного процесса и древней анизотропии фундамента («рамы»), на котором заложился рифт Красного моря. Такая исключительная сходимость в размещении глубоководных впадин осевого трога, его поперечных разломов и разломов на континенте указывает на то, что структурно-вещественные комплексы, отраженные в магнитных полях, и разломы оказались наиболее комплементарны рифтогенезу. Эндогенный процесс в глубоководных впадинах осевого трога как бы максимально «прожигает» субстрат в строго predeterminedных местах, что еще раз указывает на зависимость рифтогенеза от структурной анизотропии фундамента и на дискретность рифтогенеза по простиранию.

Северо-восточные разломы Красноморского рифта, конформны направлению его растяжения, смещают осевой трог с корой океанического типа, т. е. здесь проявлена их трансформирующая роль. Эти данные указывают на то, что трансформные разломы наследуют древние докембрийские разломы и что их развитие и положение в структурном плане рифтовых зон также имеет predeterminedный характер.

Исследования в пределах западного обрамления Красного моря (Египет, Судан), как и во всей Красноморской рифтовой зоне, показали, что важное значение в структуре рифтовой зоны принадлежит широтным разломам. Установлено — широтные разломы пересекают докембрийские метаморфические и интрузивные образования и, как правило, хорошо выражены в рельефе долинами рек, выполненными молодыми голоценовыми аллювиально-пролювиальными отложениями. В сочетании с меридиональными разломами они иногда образуют характерный структурно-морфологический рисунок, названный Е. Е. Милановским для Кенийского рифта шахматным. Широтные разломы, как и меридиональные, имеют древнее заложение. Однако установить точное их время развития не удастся. В основном они сформировались в кайнозой. Разломы этого направления нарушают неогеновые отложения приморской равнины, а также их контакт с докембрием. Из всех систем разломов обрамления Красного моря — наиболее активны в новейшее время широтные. Вдоль них происходит интенсивная эрозия долин, поперечных к простиранию Красноморского рифта. Их новейшая активность подтверждается перехватом современных речных долин. Наиболее крупными широтными разломами в западном обрамлении Красного моря являются разломы Мерса-Алям в Египте (25° с. ш.), Мохамедкольский и Хор-Шинабский в Северо-Восточном Судане. Длина Хор-Шинабского разлома составляет 70 км, Мохамедкольского — 90 км. Примерно такая же длина Мерса-Алямского разлома. Все названные разломы имеют сдвиговую природу с правосторонним смещением и амплитудой до 1,5—2 км. Определение вертикальной амплитуды затруднено. Судя по соотношению высоты уступов долин рек она, вероятно, не превышает первых сотен метров. Широтные

разломы вместе с меридиональными образуют ортогональную систему, играющую важную роль в структурном плане Красноморской рифтовой зоны. Важно отметить, что разломы этого направления широко развиты и в осевом трого Красного моря.

Изложенное показывает, что существенную роль в структуре Красноморской рифтовой зоны играют разломы северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного направлений. Приведенный материал не оставляет сомнений о древнем возрасте разломов и предопределенности простираения и структурного плана Красноморской рифтовой зоны этими разломами, которые можно рассматривать в качестве планетарной сетки. В настоящее время планетарное значение сетки разломов является неоспоримым. Существование и ее влияние на плановое положение рифтовых зон хорошо показано для Байкальской рифтовой зоны и Восточно-Африканского рифтового пояса. Значение планетарной сети разломов в структуре рифтовых зон в целом, и Африкано-Аравийского в частности, в настоящее время резко возросло после появления космогеологических исследований. Составленные П. Кронбергом и др. по космоснимкам для Афара и сопредельных частей Эфиопии карты разломов показывают, что доминирующими структурными направлениями являются северо-восточное и северо-западное. Разрывы ортогональной системы проявлены слабее.

Результаты дешифрирования космоснимков, выполненных на обширную территорию, включающую не только Красноморскую рифтовую зону, но и Афарскую впадину с прилегающими частями Эфиопского плато и обрамление Аденского залива показали, что здесь четко проявлены следующие системы разломов: ортогональная (рис. 23) и две диагональные (рис. 24, 25), одна из которых строго параллельна генеральному простираению Красного моря (северо-запад 330° и северо-восток 45°), простираение другой — северо-запад 315° и северо-восток 55° . Еще более важными оказались батиметрические данные Х. Бекера по осевому трого Красного моря, согласно которым повышенные градиенты изобат осевого трого обнаруживают отчетливые прямолинейные уступы, связанные с разломами, образующими ту же сетку разломов, что и выявленная по космоснимкам на Аравийском и Африканском обрамлениях Красного моря. Помимо общего простираения осевого трого градиенты изобат отражают более или менее резкие устойчивые изменения направлений и крутизны склонов, связанные с новейшими разрывами. Разломы, выделенные по батиметрии осевого трого, большей частью имеют северо-западное направление, их пересекают разломы северо-восточного направления. Наряду с этими разломами выделяются разломы широтного и меридионального простираения. Существование продольных и поперечных разломов в структуре осевого трого Красного моря недавно подтверждено прямыми наблюдениями с обитаемого подводного аппарата «Пайсис».

В связи с выделением диагональной системы разломов, одно из направлений которой строго параллельно общему простираению впадины Красного моря, важно отметить существование протяженной

Рис. 23. Ортогональная система разломов Красноморской рифтовой зоны. По М. Шонфельду

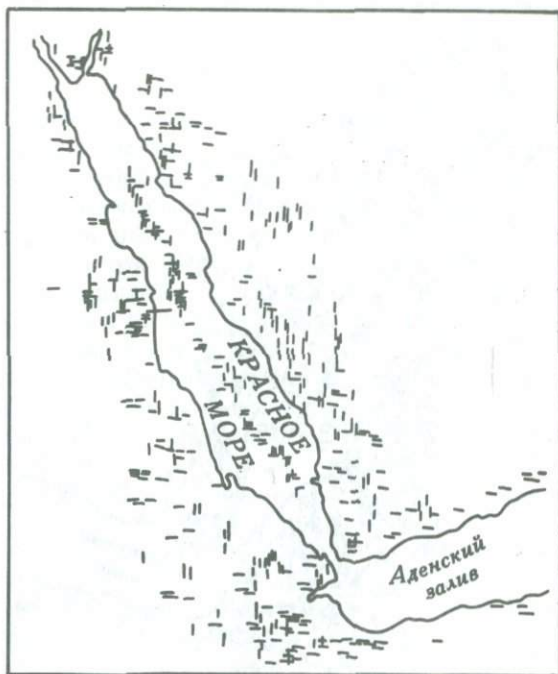
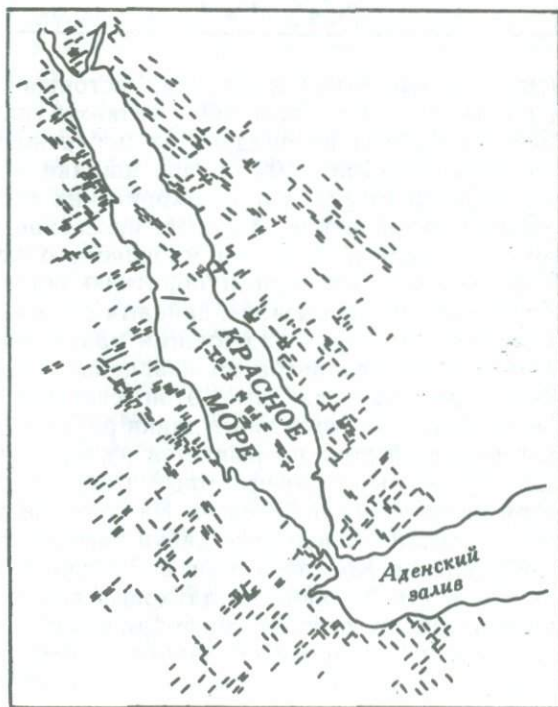


Рис. 24. Диагональная система разломов (северо-запад 315° и северо-восток 55°) Красноморской рифтовой зоны. По М. Шонфельду



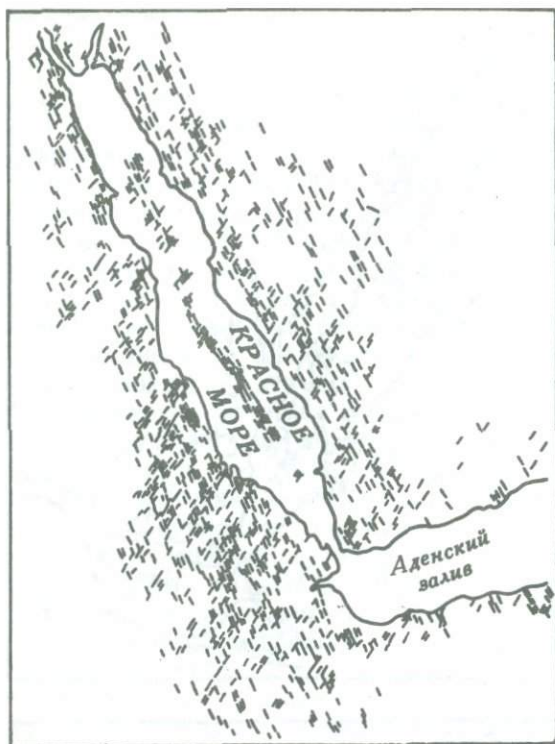


Рис. 25. Диагональная система разломов (северо-запад 330° и северо-восток 45°) Красноморской рифтовой зоны. По М. Шонфельду

зоны аэромагнитных аномалий, состоящей из узких отрицательных и положительных аномалий с резкими градиентами и протягивающейся параллельно впадине на побережье Саудовской Аравии на расстоянии свыше 1500 км при ширине ~ 100 км. Магнитные аномалии располагаются в докембрийских комплексах и имеют с ними секущее соотношение. Наиболее интенсивные аномалии обусловлены крутопадающими дайками миоценового возраста (22 млн. лет по К-Аг методу), имеющими обратную остаточную намагниченность. Другие аномалии вызваны дайками с нормальной остаточной намагниченностью и крутопадающими разломами. По составу дайки изменяются от долеритов до кварцевых мондонитов. Возможно, что более древними дайками этой системы являются олигоценовые (~ 30 млн. лет) толеитовые дайки района Тихама-Асир. Отмечается, что дайковый пояс прерывается на широте г. Джидда в том месте, где поперечные трансформные разломы осевого трюга Красного моря выходят на побережье. На Африканском побережье магнитовозмущающие толеитовые дайки того же простирания установлены в обрамлении Красного моря в Восточной пустыне Египта. Предполагается, что Аравийский дайковый комплекс связан с глубинными разломами, по которым докембрийские породы Аравийского блока опущены в процессе образования рифтогенной континентальной окраины. Строгий параллелизм дайковой зоны и впадины Красного

моря несомненно указывает на генетическое родство их образования. Существование генетически связанных с рифтогенезом протяженных линейных магнитных аномалий в континентальной коре указывает на возможность образования последних без привлечения спрединговой модели концепции тектоники плит.

Аналогичные линейные магнитные аномалии, но разноориентированные, установлены и во впадине Афар, где континентальная кора утонена и значительно растянута, но не разорвана. В гл. V мы вернемся к этому вопросу при рассмотрении модели образования впадины Красного моря. Здесь же отметим, что видимо подобную природу имеют магнитные аномалии в главном трого Красного моря в его юго-западной части в районе архипелага Дахлак. Выделяемые здесь магнитные аномалии с возрастом от 40 до 35 млн. лет некоторыми исследователями рассматривались в качестве признака океанической коры. Однако эти аномалии непротяженные и в других частях впадины Красного моря не выделяются. Поэтому попытки на этом основании считать, что кора главного трого впадины является океанической, а тем более сформирована по спрединговой модели, следует признать безуспешными. Больше того, сейсмические исследования Р. В. Гирдлера в этой части Красного моря показали, что под осадочным слоем со скоростью продольных волн 3,3 км/с залегает слой со скоростью 5,91 км/с, характерной для опущенных по разломам кристаллических пород, правда несколько уплотненных, по-видимому, за счет инъекций базальтового материала, вскрытого в виде силлов и потоков разведочными нефтяными скважинами.

Интересные данные получены автором также при сопоставлении батиметрии Красного моря со структурами докембрия его обрамлений. Так, в пределах шельфовой зоны Красного моря (глубины менее 1000 м) в местах, где ограничения рифтовой зоны пересекают структуры докембрия под значительными углами, дно моря обладает довольно сложным рельефом. Впадины и выступы дна, так же как и ограничения шельфовой и пришельфовой зон, по своей ориентировке подчинены докембрийским структурам и имеют, как и последние, преимущественно северо-восточное простирание. В противоположность этому на участках, где ограничения рифтовой впадины и докембрийские структуры пересекаются под небольшими углами, морфология шельфовой и пришельфовой зон сравнительно проста, а их границы преимущественно линейны с редкими локальными подвортами, согласно с ориентировкой структур докембрия.

Таким образом, установленные в обрамлении Красного моря системы разломов древнего (докембрийского) заложения и последующей длительной (периодической) активизации в течение почти всего фанерозоя, проявленной в их магмоконтролирующей роли, подкрепляется данными дешифрирования космоснимков и батиметрии дна Красного моря. Параллелизм данных разломов с разломами осевого трого Красного моря с новообразованной корой океанического типа позволяет видеть в этом генетическую связь между ними. Этот факт можно интерпретировать как признак того, что первичное заложение и развитие как главного, так и осевого трого

происходило под влиянием древних систем разломов в фундаменте Аравийско-Нубийского щита. Важно подчеркнуть, что выявление устойчивой сетки разломов резко ограничивает возможность вращения Аравийского блока вокруг полюса, лежащего в Восточном Средиземноморье, как это допускает ряд исследователей при объяснении кинематики и механизма развития Красноморской и Западно-Аравийской (Левантинской) рифтовых зон.

В свете установления единой системы разломов в континентальном обрамлении и в осевом трого Красного моря возникает вопрос: каким образом сохраняется постоянство систем разломов в континентальной и океанической коре (если последняя присутствует в осевом трого в «чистом» виде) и почему океаническая кора реагирует с континентальной одинаково на более поздние тектонические напряжения? Можно предположить, что в результате общего поля напряжений, вызванного глубинным подкоровым процессом и действием глобальных сил, возможно связанных с вращением Земли, активизировавшиеся в континентальной коре древние разломы проникли в новообразованную океаническую кору. Однако с этих позиций трудно объяснить, почему новообразованная океаническая кора, представляющая, в соответствии со спрединговой моделью, симметричное относительно некоторого центра наращивание базальтовых колонн, должна «колоться» по древним докембрийским разломам континентальной коры, притом дискордантным к этим колоннам. И еще одно обстоятельство остается неясным: почему в осевом трого проявлены не только согласные с его простиранием и поперечные к нему разломы, широко развитые в океанических рифтах, но и меридиональные и широтные? Естественно допустить, что в осевом трого Красного моря структуры низов континентальной литосферы продолжают свое «остаточное» влияние и как бы «прочисляются» в новообразованной коре океанического типа и что осевой трого на данной стадии еще не представляет собой «раздвинутую» на всю глубину зияющую трещину в литосфере, заполненную базальтами. Этой последней стадии деструкция континентальной коры достигла в Срединно-Аденском и срединно-океанических хребтах. В связи с этим можно предположить, что в осевом трого Красного моря новообразованная кора океанического типа еще не утратила полностью связи с континентальной литосферой. Кора в этом случае может находиться на «псевдоокеанической» стадии, когда в ней еще, по-видимому, присутствует маломощный промежуточный слой, настолько насыщенный мантийным магматическим материалом, что его трудно отличить от типичной океанической.

Из этих предположений можно сделать вывод о глубинном (литосферном) уровне заложения планетарной сетки разломов в Красноморской рифтовой зоне, на что могут указывать такие данные, как переход крупных разломов (линеаментов) с континента в океан (или наоборот), унаследованное развитие трансформных разломов океанов от древних (докембрийских) разломов континентов. Консервативность же сетки разломов Красноморской рифтовой зоны противоречит крупным перемещениям Аравийского блока с его вра-

щением против часовой стрелки, как это предполагается рядом исследователей.

Время формирования впадины Красного моря

Вопросам происхождения впадины Красного моря посвящена обширная литература.

Образование впадины долго трактовалось с позиций сводовой модели Г. Клооса. В последние 10—15 лет применительно к ней развиваются идеи раздвига в контексте тектоники литосферных плит. Впадина служила объектом многочисленных геолого-геофизических исследований. В настоящее время они с достаточной полнотой суммированы в многочисленных публикациях в отечественной и зарубежной литературе. Отметим, что во многих работах с различных точек зрения интерпретируется в основном один и тот же фактический материал. Большинство исследователей едины в мнении о том, что впадина Красного моря имеет грабенообразное строение и что главный этап ее формирования приходится на неоген-четвертичное время. Однако вопрос о времени заложения впадины дискутируется. Это последнее обстоятельство объясняется существованием объективных причин, ограничивающих возможности изучения раннего (дорифтового) этапа развития впадины, поскольку в основном она сформирована в докембрийских породах, и из анализа, за небольшим исключением, выпадают палеозойский и почти весь мезозойский этапы.

После стабилизации позднепротерозойского Красноморского складчатого пояса в позднем рифее — венде территория будущего Красноморского рифта испытала обширное сводовое поднятие и перешла в стадию развития Аравийско-Нубийского щита. В течение фанерозойского этапа развития, охватывающего каледонский, герцинский, киммерийский и раннеальпийский (поздний мел — эоцен) этапы Аравийско-Нубийский щит испытывал устойчивое воздымание. В его центральной части на всех этапах широко проявились процессы дорифтовой активизации, расчленившие щит на жесткие и подвижные глыбы, проницаемые для щелочного магматизма пояса — швы активизации: Аравийский на востоке и Суданский на западе. Временами северное и южное периклинальные окончания щита испытывали локальные погружения, во время которых морские перикратонные бассейны — Западно-Аравийский (Восточно-Средиземноморский) на севере и Восточно-Африканский (Индостанский) на юге — трансгрессировали на щит, глубоко проникая вдоль его оси, но они никогда не соединялись. Это относится к каменноугольным отложениям Суэцкого залива и мел-палеогеновым осадкам северной части Красного моря. В позднемеловое время морской бассейн проник в центральную часть щита до широты г. Джидда, где отмечены мелководные морские осадки с фауной маастрихтского возраста [36].

Вместе с тем повышение мощности каменноугольных отложений в Суэцком заливе и совпадение его с девонским прогибом может указывать на то, что заложение отдельных сегментов красномор-

ского структурного направления, в частности Суэцкого грабена, было разновременным. Однако экстраполяция каменноугольного прогиба на Красное море представляется маловероятной, фактически необоснованной. Особенность развития Красноморского рифта становится более понятной в свете представлений, развиваемых Е. Е. Милановским о дискретности развития как во времени, так и по простиранию линейных платформенных структур. С этих позиций примечательно расположение крупного разлома Марда глубинного заложения и длительного развития на продолжении впадины Красного моря в Эфиопии и Сомали. Разлом можно рассматривать как крупный линейный платформенный Индо-Средиземноморский линеамент, простирающийся на расстояние свыше 3000 км от Средиземного моря через Суэцкий залив, Красное море, впадину Афар, разлом Марда вплоть до континентального склона Индийского океана. Линеамент имеет длительное развитие, его позднедокембрийское заложение устанавливается приуроченностью к нему докембрийских даек и трещин на Синайском полуострове и в Красноморских горах Судана, магмоконтролирующей ролью в позднем рифее — венде — нижнем палеозое субмеридиональных разломов побережья Красного моря в Судане, позднедокембрийским сбросообразованием в зоне западного обрамления впадины Афар в Эфиопии и в связи с разломом Марда позднедокембрийских даек гранитов в Сомали.

Таким образом, Суэцкий грабен, являясь частью Красноморского структурного направления, активизировался в девоне и карбоне вдоль древнего Индо-Средиземноморского линеамента. Что касается меловых и палеогеновых пород, сохранившихся в грабенах Кусейр и Сафага на побережье Красного моря, то сравнительная характеристика их с более внутренними районами платформы (долина Нила, оазисы Харга и Дахла) показала, что они обладают общностью литофаций и сходством мощностей (рис. 26), свидетельствующих о единстве тектонических событий на мел-палеогеновом этапе. Достоверность подобных сопоставлений основывается на детальном литофациальном и зональном микрофаунистическом расчленении меловых и палеогеновых отложений, выполненном В. А. Крашенинниковым. Мощности меловых и палеогеновых отложений всех трех районов сопоставимы, изменения их незначительные. Некоторое увеличение мощностей в сторону Красного моря (Кусейр) нельзя рассматривать в качестве признака существования на территории последнего относительного прогиба, так как в восточной части Кусейра мощности меловых и палеогеновых отложений вновь сокращаются. В свою очередь факт существования здесь относительного поднятия также не может распространяться на территорию Красного моря. Дело в том, что не менее резкие изменения мощностей наблюдаются и в долине Нила.

Отсутствие принципиального различия в строении мел-палеогеновых отложений убеждает автора в том, что все три района принадлежали единому седиментационному бассейну. Можно допустить, что территория Аравийской пустыни в Египте в момент осадконакопления являлась сушей, но отсутствие литологических изменений

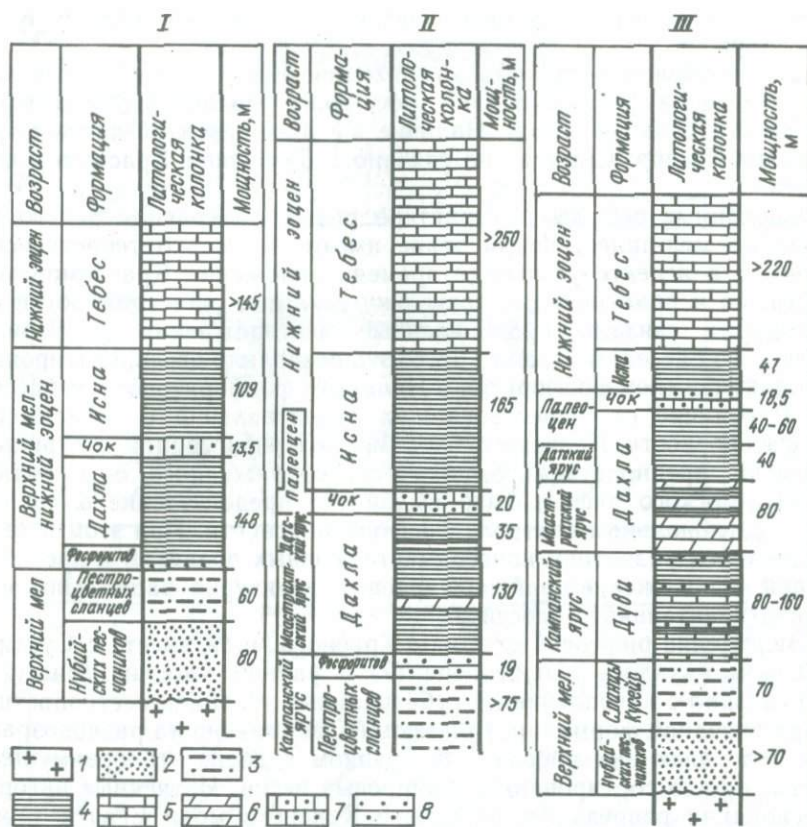


Рис. 26. Сопоставление разрезов меловых и палеогеновых отложений Красного моря — Кусейр (III), долины Нила (II) и оазиса Харга (I):

1 — докембрический фундамент; 2 — «нубийские песчанки»; 3 — пестроцветные глины, песчаники, мергели; 4 — глины; 5 — известняки органогенные и пелитоморфные; 6 — мергели и мелоподобные известняки; 7 — известняки мелоподобные; 8 — фосфоритоносные отложения (известняки, мергели, фосфориты, кремни)

пород в направлении предполагаемой суши как с западной (долина Нила), так и восточной (Кусейр, Сафага) сторон поднятия полностью исключает подобное предположение. По этой же причине и грабены района Красного моря (Кусейр, Сафага) не могут считаться первичными седиментационными мульдами. Следовательно, тектоническая активность (градиент движений) территории Красного моря на мел-палеогеновом этапе развития по существу ничем не отличалась от остальной части платформы и, в общем, соизмерима с ней. Наблюдающиеся изменения в строении мел-палеогеновых отложений свойственны разновозрастным образованиям окружающих частей платформы и не подчеркивают индивидуальности в развитии структуры Красного моря. Уменьшение мощностей, сокращение стратиграфического объема и смена в южном направлении морских условий мелководными прибрежно-морскими показывают, что мор-

ской бассейн ограничивался северной частью территории Красного моря.

Таким образом, говорить о заложении рифта в мелу и палеогене (до олигоцена) нет оснований, поскольку осадков этого возраста нет на его большей части. Наличие же их в северной части рифта (районы Кусейр, Сафага) не связано с развитием Красноморского рифта.

Сделанные выводы о характере развития Красноморского региона на мел-палеогеновом этапе имеют не только теоретическое значение в аспекте уточнения времени заложения Красноморского рифта, но и практическое, поскольку с кампан-маастрихтскими отложениями связаны промышленные месторождения фосфоритов Нильского бассейна. Прежде всего это позволило переориентировать методику поисков фосфоритов в Нильском фосфоритоносном бассейне. В отличие от существовавших представлений о зависимости фосфатности Нильского бассейна и конфигурации его рудных полей от предполагаемого поднятия, сопряженного с развитием Красноморского рифта, было выдвинуто представление о локальном и региональном контроле фосфоритности. При этом первый определялся развитием конседиментационных поднятий и прогибов, второй — положением района в краевой структурно-фациальной зоне эпиконтинентального бассейна.

Заложение рифтовой впадины Красного моря вместе с Суэцким грабеном началось в олигоцене (?) — раннем миоцене (рис. 27). Оно связано с накоплением в субаэральных условиях пестроцветной кварц-песчаной формации, залегающей несогласно на разновозрастных подстилающих породах. В Суэцком грабене это преимущественно хорошо сортированные кварцевые пески. Изученные автором в основании разреза на побережье Красного моря Египта (Умм-Русас) и Северо-Восточном Судане отложения, выполняющие впадину в прибортовых частях, сложены более грубозернистыми породами. В Египте — это толща карбонатных грубых песчаников небольшой мощности (60—80 м), в Судане — формация Хаммамит. Последняя сложена красно-коричневыми грубозернистыми кварцевыми песчаниками с редкими маломощными линзами конгломератов с хорошо окатанной кварцевой галькой.

Заложение впадины Красного моря сопровождалось, хотя и относительно резким, но кратковременным ростом обрамляющих его поднятий («плеч»). Тот факт, что для базальных горизонтов, выполняющих прибортовую часть впадины и расположенных в непосредственной близости от источников сноса, не характерен грубообломочный состав, указывает на заложение прогиба в условиях относительно спокойного погружения и отсутствия по его бортам крупных рифтогенных поднятий, сформированных позднее, в плиоцен-четвертичное время. В момент заложения впадины Красного моря Аравийско-Нубийский щит в целом испытывал умеренные поднятия. Это обстоятельство важно иметь в виду, поскольку в литературе все еще распространено мнение о заложении Красноморской впадины на крупном поднятии. Здесь отметим, что сравнение изучен-

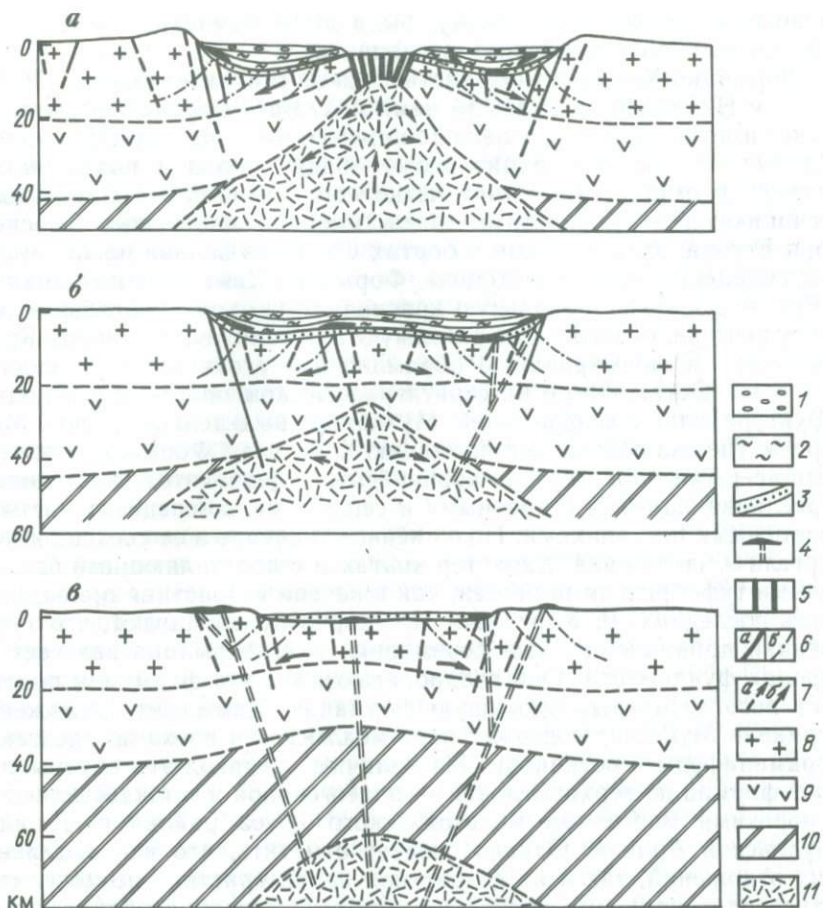


Рис. 27. Схема развития Красноморского рифта:

а — плиоцен-четвертичное время, *б* — средний — поздний миоцен, *в* — олигоцен — ранний миоцен; 1 — карбонатно-терригенные отложения; 2 — эвапоритовая серия; 3 — кварцевые пески, песчаники, линзы конгломератов; 4 — базальтовые покровы и подводящие каналы; 5 — рои базальтовых даек в новообразованной коре океанического типа в осевом трого; 6 — рифтовые разломы (*а*) и разрывы скалывания в хрупкой верхней части гранитно-метаморфического слоя (*б*); 7 — тектонические напряжения (*а* — в мантийном диапире, *б* — в нижней части сиалической коры); 8 — гранитно-метаморфический слой; 9 — «базальтовый» слой; 10 — верхняя мантия, 11 — аномальная мантия (кровля мантийного диапира)

ных автором отложений неогена на побережье Красного моря Египта между 24° и 25° с. ш., в Судане в районе Халайба и «нубийских» песчаников в долине Нила в Египте и в районе Белого Нила к югу от г. Хартум в Судане показывает, что по количеству обломочного материала и его размерности базальные горизонты неогена и «нубийские» песчаники близки. В обоих толщах наблюдается погрубение обломочного материала и некоторое увеличение его количества с севера на юг. Эти данные можно интерпретировать как признак того, что в момент заложения впадины Красного моря в олигоцене (?) — раннем миоцене контрастность рельефа Аравийско-Нубийско-

го щита в целом, по-видимому, была лишь немногим больше, чем при накоплении «нубийских» песчаников.

Формация Хаммамит фаунистически не охарактеризована. Р. Карелла и Н. Скарпа, а вслед за ними и А. Вайтман считают, что она может иметь возраст от эоцена до нижнего миоцена. Однако по литологическому составу, фациальному облику пород и положению в разрезе формация Хаммамит четко сопоставляется с базальными песчаниками и гравелитами низов миоцена побережья Красного моря Египта, залегающими в бортах Суэцкого залива на маломощных кварцевых песках олигоцена. Формация Хаммамит и ее аналоги в Египте образуют базальную красноцветную континентальную молассу неогена, отвечающую раннему этапу заложения грабена Красного моря и формированию обрамляющих его невысоких плоских поднятий. Остановимся на стратиграфическом положении и роли в структуре впадины формации Муккавар, выделенной в скв. Магхерсум, где она подстилает формацию Хаммамит. Формация сложена темно-серыми, реже красно-коричневыми адевролитовыми глинами, переслаивающимися с красными и серыми мелко-среднезернистыми кварцевыми песчаниками. Подчиненное значение в ее составе имеют мергели и известняки. Характер контакта с подстилающими базальтовыми туфобрекчиями неясен, как и неясна возрастная принадлежность последних. Р. Карелла и Н. Скарпа предполагают, что туфобрекчии принадлежат уже докембрию, т. е. формация залегает на породах фундамента. Они предполагают, что эта формация подстилает несогласно вышележащую формацию Хаммамит. Отложения формации Муккавар содержат ядра моллюсков и плохо определяемые фораминиферы и остракоды. По наличию остракод эти авторы считают формацию верхнемеловой — палеогеновой и отождествляют ее с морскими мергелями маастрихтского яруса района г. Джидда Саудовской Аравии. Однако следует отметить, что как выделение этих отложений, так и их возрастная характеристика не могут считаться однозначными, поскольку комплекс остракод обладает плохой сохранностью, а формы не являются руководящими, что отмечалось позднее палеонтологами.

Таким образом, выделение формации Муккавар, а тем более установление ее возраста требует дальнейших уточнений, поскольку эти вопросы затрагивают одну из принципиальных проблем геологии впадины Красного моря, а именно, время ее заложения. В этой связи необходимо отметить, что возможна и другая возрастная трактовка формации Муккавар, в соответствии с которой последняя представляет морскую мелководную или пресноводную фацию базальных отложений миоцена (формация Хаммамит). Нам представляется, что эта последняя трактовка лучше соответствует имеющимся геологическим данным. В этом отношении примечательно то, что формация Муккавар встречена на удалении от эродированного поднятия Красноморских гор, близ которых сравнительно более грубообломочная формация Хаммамит залегает непосредственно на породах фундамента. Представление о формации Муккавар как о фации или части формации Хаммамит согласуется со строением

базальных слоев низов миоцена побережья Красного моря Египта, где они представлены как обломочными красноцветными фациями, так и морскими карбонатными с горизонтами известковых песчаников, также содержащих ядра моллюсков, остатки кораллов и эхиноидей.

Следующая стадия образования впадины Красного моря началась в среднем миоцене и достигла своего максимума в позднем миоцене. Она связана с накоплением мощной эвапоритовой формации Магхерсум. Лагунно-морские условия были устойчивыми на огромной территории, о чем свидетельствует широкое развитие этой формации по побережью всего Красного моря. Значительная мощность (до 1500 м) эвапоритовой формации Магхерсум указывает на резкое увеличение амплитуды прогибания впадины. На этой стадии впадина Красного моря уже имела размеры, близкие современным, поскольку эвапоритовая толща распространена на всей ее площади, за исключением южной части осевого трога. Интенсивное прогибание сопровождалось растрескиванием по разломам и растяжением опущенной и утоненной континентальной коры, дифференцированным перемещением ее блоков, что способствовало излиянию базальтов в пределах впадины и на сопредельных территориях.

Конец среднего миоцена ознаменовался накоплением коралловых известняков формации Абу-Имама. Эти образования, устойчивые на значительных площадях, свидетельствуют об относительном тектоническом покое, обусловившем гомогенизацию палеогеографической обстановки. Вместе с тем соотношение известняков Абу-Имама с подстилающими эвапоритовыми отложениями, на которых они залегают, несогласное, что указывает на проявление значительных тектонических движений перед их накоплением. В результате этих движений на отдельных участках Гебель Хаммамит из разреза полностью выпадают эвапоритовые толщи формации Магхерсум и известняки со следами перерыва залегают на песчаниках и конгломератах формации Хаммамит. Важно отметить, что формация Магхерсум здесь не содержит гипсов и представлена маломощным разрезом красноцветных глин и песчаников. Более терригенный состав формации Магхерсум и иногда выпадение ее из разреза в горст-антиклинали Хаммамит свидетельствуют о дифференцированном характере тектонических движений в зоне сопряжения поднятия Красноморских гор и впадины Красного моря. Осадконакопление происходит в условиях неравномерного поднятия или погружения отдельных блоков, представленных в современной структуре горст-антиклиналями или грабен-синклиналями. Одним из таких активно поднимавшихся блоков в конце среднемиоценового этапа может служить упомянутая горст-антиклиналь Хаммамит.

Следующая эпоха развития впадины Красного моря ознаменовалась новым погружением и повторным накоплением мощной эвапоритовой толщи — формации Дунгунаб. Последняя при сопоставлении с эвапоритовой серией более северных районов побережья Красного моря скорее всего отвечает концу среднего миоцена — верхнему миоцену.

В плиоцене произошло усложнение структуры впадины Красного моря. Именно к этому времени относится основной этап формирования обрамляющих впадину Красного моря новейших поднятий. Движения имели блоковый характер; в результате разнонаправленного перемещения блоков по ограничивающим их разломам, преимущественно северо-западного простирания, завершили свое формирование горст-антиклинали Абу-Шагара, Хаммамит и разделяющая их грабен-синклиналь залива Дунгунаб на побережье Красного моря в Северо-Восточном Судане.

Последующая четвертичная история развития впадины связана с эвстатическими колебаниями уровня моря. На этом этапе на побережье Красного моря сформировались эрозионно-аккумулятивные поверхности континентального и морского генезиса. Наиболее древним эрозионным уровнем служит поверхность, аккумуляировавшая валунно-галечные конгломераты и галечники в виде обширных аллювиально-пролювиальных шлейфов у подножья быстро растущего поднятия Красноморских гор. Позже, вероятно, к концу среднего плейстоцена оживление эвстатических движений привело к поднятию и расчленению этой поверхности, в результате чего в настоящее время она сохранилась в виде плащеобразных останцев, залегающих на вершинах холмов.

Морские террасы представлены двумя последовательно понижающимися к морю ступенями. Наиболее устойчивой и широко развитой является терраса высотой 6—8 м над уровнем моря. Ее формирование происходило в позднеплейстоценовое время. Самая молодая терраса имеет высоту 1,5—2 м над уровнем моря и образовалась в современное время. А. Вайтман считает, что она формировалась в промежутке от 2100 до 2600 лет.

АДЕНСКИЙ РИФТ

Кайнозойская структура

Аденский рифт, ограничивающий Аравийский полуостров с юга, как и рифт Красного моря, характеризуется сходным простиранием береговых линий и структурных элементов. Тектоническая активность аналогично рифту Красного моря свойственна срединному хребту, зонам трансформных разломов, осевому желобу и проявлена в их высокой сейсмичности, повышенном тепловом потоке и накоплении горячих металлоносных донных осадков. От рифта Красного моря он отличается хорошо выраженным срединным хребтом. Аденский рифт начинается у зал. Таджура; на западе его ширина составляет 250 км, на востоке увеличивается до 500 км. В центральной части Аденского залива расположен подводный срединный хр. Шеба шириной 100—150 км с интенсивно расчлененным осевым рвом. В восточной части залива на меридиане о-ва Сокотра Срединно-Аденский хребет имеет ширину 240—280 км и возвышается над дном примыкающих к нему котловин на 1900 м, реже 2500 м. Хребет представлен системой продольных гряд, разделенных глубокими долинами. Высота гряд достигает 1500 м, ширина 3—8 км. Угол

склона гряд превышает 15° . В центре Срединно-Аденского хребта находится глубокая (~ 3000 м) трогообразная долина с плоским дном и крутыми бортами. К другой характерной особенности строения Аденского рифта, в отличие от Красноморского, следует отнести присутствие сильно редуцированных шельфа и континентального склона с утоненной континентальной корой в виде узких линейных зон. Если в Красноморском рифте новообразованная кора океанического типа развита лишь в осевом трого, то в Аденском она распространена значительно шире. А. Лаутон, Дж. Кохран и другие на основании результатов геофизических данных считают, что она простирается до континентального склона.

Для строения Аденского залива характерно широкое развитие трансформных разломов, простирающихся на северо-запад под углом 35° . По материалам геофизики и батиметрии установлено пять-шесть крупных разломов. Р. И. Каляев и другие по данным специализированной геолого-геофизической экспедиции 19-го рейса НИС «Академик Вернадский» кроме этих разломов выделяют более десяти линейных нарушений в виде узких депрессий в рельефе глубиной 50—150 м при ширине 2—3 км. Морфология разломов свидетельствует об их образовании в обстановке растяжения. Наиболее крупные трансформные разломы связаны с коленообразными выступами береговой линии, бесспорно имеющими разломную природу. Последние, как и в рифте Красного моря, обусловлены пересечением более древних разломов, но если в Красном море они имеют северо-западное и субмеридиональное направление, то здесь — северо-восточное и субширотное.

Наиболее показателен разлом Алула-Фартак, расположенный на прямой линии, соединяющей Африканский рог и крупный выступ Аравийского полуострова (мыс Фартак). Разлом включает V-образный желоб глубиной 2820 м, узкую продольную гряду, возвышающуюся над желобом на 1700 м, и редуцированный желоб. Ширина зоны разлома оценивается в 35—38 км. Составные элементы разлома Алула-Фартак имеют ступенчато-сбросовое строение.

Срединно-Аденский хребет смещен по разлому Алула-Фартак к юго-юго-западу примерно на 120 км. Западнее хребет сужается и морфологически менее выражен, а начиная с 45° в. д. исчезает. Его структурным продолжением служит узкий кулисообразный ров, прослеживаемый в зал. Таджура и оз. Ассаль впадины Афар. Изменение строения Срединно-Аденского хребта наблюдается при переходе через крупные трансформные разломы.

Краевые разломы Аденского рифта имеют древнее заложение и связаны с формированием юрского прогиба (Протоаденский рифт), однако основной этап развития этих структур приходится на временной интервал от раннего миоцена до настоящего времени. Внутренние разломы Аденского залива, связанные с формированием Срединно-Аденского хребта, образовались на более позднем этапе рифтогенеза. Их становление относится к позднему миоцену (~ 10 млн. лет), когда уже сформировалась кора океанического типа.

По мнению А. Ф. Грачева, срединные хребты океанских рифтовых зон вторичные по отношению к молодой океанической коре [6]. Они возникают в осевой части рифтовой зоны при достижении определенной стадии растяжения. Рифты Красного моря и Аденского залива хорошо иллюстрируют подобные представления. Растяжение в рифте Красного моря вызвало утонение континентальной коры, однако это растяжение было умеренным и сопровождалось значительными вертикальными движениями. По-видимому, лишь в осевой части, в узкой зоне максимального растяжения (раздвига) произошли разрыв континентальной коры и новообразование коры океанского типа. Срединный хребет здесь находится в эмбриональной стадии развития. Его зародыши представлены цепочкой малоамплитудных поднятий, расположенных вдоль осевого трога [9].

В Аденском рифте по мере роста амплитуды растяжения формируется уже типичный срединный хребет. Одновременно с увеличением растяжения начинаются смещения по трансформным разломам, в результате первоначально линейный осевой трог распадается на ряд кулисообразно расположенных сегментов, разделенных трансформными разломами. Таким образом, трансформные разломы также связаны со степенью растяжения и, следовательно, с новообразованием океанической коры. Вследствие этого поперечные разломы Красного моря необходимо рассматривать лишь как начальную стадию развития трансформных разломов.

К достижению последних лет относится выявление связи поперечных разломов рифта Красного моря (А. В. Развалев, Е. Н. Исаев, М. Шонфелд) и Аденского залива (В. Н. Козеренко, В. С. Ларцев, В. А. Селиванов) с их континентальным продолжением. Установлено, что поперечные разломы Красного моря и Аденского залива переходят на континент, где на их продолжении находятся разломы длительного (с докембрия) развития и глубинного заложения. Эти данные свидетельствуют о приспособляемости рифтогенеза к структурной анизотропии фундамента, на котором он развивается, и указывают на предопределенность его структурного плана. Сейчас хорошо известно, что это явление типично для зон континентального рифтогенеза. Такая информация позволяет считать, что трансформные разломы наследуют древние (докембрийские) разломы, и типичные трансформные разломы, в понимании Дж. Уилсона, возникают только на стадии формирования рифтов с океанической корой. Однако более широкое значение роли трансформных разломов в структуре Африкано-Аравийского рифтового пояса оспаривается.

Очень сложным и слабо изученным остается вопрос об амплитуде горизонтального смещения по трансформным разломам и масштабе суммарного расширения Аденского рифта, затрагивающий более общую проблему рифто- и океаногенеза. По отношению к Аденскому рифту он заключается в выяснении механизма образования океанической коры вне срединных хребтов. Г. Б. Удинцев, А. Л. Яншин, А. Е. Шлезингер и другие придают ограниченное значение роли спрединговой модели в развитии океанической коры вне

срединно-океанических хребтов. По мнению А. В. Развальяева, полное раздвигание Аденского залива, допускаемое с позиций спрединговой модели, нереально, поскольку на простирании Аденского залива с корой океанического типа расположен континентальный блок Айша. Однако это преодолимо с позиции новой модели образования коры Аденского залива вне его осевого хребта [38].

Хотя основное растяжение в Аденском рифте происходит в срединном хребте, где, как уже отмечалось, роль трансформных разломов велика, здесь наряду со сдвиговыми (трансформирующими) движениями и напряжениями растяжения существенную роль играют вертикальные движения. Кроме крупных линейных поперечных разломов, трассирующихся на континент, Срединно-Аденский хребет расчленен системой взаимопересекающихся поднятий, узких долин и желобов, создающих сложный структурный рисунок, напоминающий «шахматный», типичный для Кенийского рифта и характерный для обстановки дифференцированных вертикальных подвижек.

Механизм и кинематика образования впадин Красного моря и Аденского залива

Если в вопросе о времени заложения впадины Красного моря большинство исследователей сходится на мнении о молодом олигоцен (?)-четвертичном его образовании, то относительно механизма этого процесса и величины растяжения впадины — существенно расходятся. Предложенные механизмы заложения впадины Красного моря можно объединить в две группы: 1) в связи с развитием свода, по модели Г. Клооса и 2) за счет отодвигания Аравийского блока от Африканского и Сомалийского и его вращения против часовой стрелки на $7-9^\circ$.

Для впадины Красного моря, как и Аденского залива, характерно сходство очертаний береговых линий и краевых эскарпов. Анализ структурного плана Красноморской рифтовой зоны показал, что эта особенность — лишь частный случай общей симметричности рифтовой зоны, проявленной в сходстве строения ее составных элементов (осевой трог, шельфовые ступени, «плечи») и поясов щелочного магматизма. Сходство простираний береговых линий позволило предположить, что береговые линии раньше соединялись, а амплитуда расширения или раздвижения, рассчитанная из предложенной модели А. Лаутоном, Д. Дэвисом, К. Трамонтини и другими, составляет 200—300 км.

Суммарное расширение в Красном море, исчисляемое по совмещению береговых линий в 250—300 км, неприемлемо, так как оно отражает крайние и необоснованные мобилистские тенденции и не поддерживается многими исследователями, в том числе и сторонниками концепции тектоники плит, такими как Д. Росс, Ж. Шли, П. Мор, Кс. Ле Пишон, Дж. Кохран и др. Применительно к Красноморскому и Аденскому рифтам эти представления неоднократно подвергались справедливой критике. Так, Е. Е. Милановский по-

казал несостоятельность попытки «состыковать» борта Аденского залива и континентального горста Айша, являющегося выступом Сомалийского блока и находящегося на простирании южной краевой впадины Аденского залива.

Предполагалось, что впадины Красного моря и Аденского залива подстилаются корой океанического типа, образованной в две стадии спрединга. Применительно к Красному морю эти представления не разделяют и многие сторонники «чистой» спрединговой модели его образования. По геолого-геофизическим данным, кора, сходная по геофизическим параметрам с океанической, установлена только в осевом трого.

Амплитуду расширения (раздвижения) Красного моря различные исследователи оценивают от первых десятков до 250—300 км. Такой широкий диапазон бесспорно отражает отсутствие надежных критериев для ее вычисления, а также предвзятый подход с определенных теоретических концепций (в частности, спрединговая модель возникновения Красноморского рифта). Как уже отмечалось, представление о распространении новообразованной коры океанического типа под всей впадиной Красного моря не согласуется с геолого-геофизическими данными. Более вероятно предположение, что, хотя континентальная кора и подверглась растяжению, полный ее разрыв с новообразованием коры океанического типа возможен лишь в осевом трого, и, следовательно, амплитуда расширения не должна превышать его ширины, т. е. 30—50 км. Суммарная же величина должна учитывать рассеянное растяжение по всей впадине как при формировании главного трого в олигоцене (?) — миоцене, так и в плиоцен-четвертичное время, когда тектономагматическая активность в рифте локализовалась преимущественно в его осевом трого.

Представления о наличии новообразованной коры океанического типа под всей впадиной Красного моря еще более пошатнулись после работы Дж. Кохрана [38] о структуре и эволюции молодого океанического бассейна и континентальной окраины на примере Аденского залива. Этот автор на основании результатов изучения магнитного поля Аденского залива установил, что между срединным хр. Шеба с самой древней магнитной аномалией, соответствующей аномалии 5 (10 млн. лет), и континентальным шельфом расположены зоны спокойного магнитного поля, или потери магнитной корреляции. Эти участки шириной до 75 км характеризуются слаборасчлененным рельефом дна и пониженным гравитационным полем. В них сейсмоакустический фундамент залегает приблизительно на одной глубине, не обнаруживая наклона от оси хребта. Со стороны континентального склона они ограничены разломами. В западной части залива выделяются магнитные аномалии не древнее 4—5 млн. лет. Следовательно, по мнению Дж. Кохрана, в интервале между 10 и 5 млн. лет, когда в восточной части Аденского залива формировался Срединно-Аденский хребет, западная часть залива должна была испытывать растяжение, отличное по механизму от спрединговой модели. На этом основании он приходит к выводу, что кора Аденского залива вне

осевого хребта испытывала рассеянное (диффузное) растяжение и по своему происхождению отличается от коры Срединно-Аденского хребта.

Поскольку формирование структур Красного моря и Аденского залива взаимосвязано в плане жесткого Аравийского блока, то и в период заложения впадины Красного моря (до 10 млн. лет) расширение в нем также должно было быть рассеянным и происходить за счет внедрения даек и образования нормальных и листрических сбросов. Например, как это широко проявлено в континентальной коре окраин Афара, шельфе Новой Шотландии, в зоне спокойного магнитного поля южной окраины Австралии, в Бискайском заливе и др. Дж. Кохран [38] полностью исключает спрединговое образование главного трога впадины Красного моря. Он считает, что главный трог как и в Аденском заливе сформировался в миоцене за счет того же диффузного расширения, которое продолжается в настоящее время в северной части Красного моря. Растяжение и структурообразование этот автор связывает с разогревом верхней мантии, т. е. с развитием эндогенного процесса. В зонах спокойного магнитного поля известны блоки гранитных пород. Скорости продольных сейсмических волн, характерные для «гранитного» слоя, установлены и в Аденском заливе.

Приведенные данные помогают раскрыть природу и кинематику движений при формировании впадин Красного моря и Аденского залива. Прежде всего они подтверждают возможность образования, как в случае Аденского залива, коры с сейсмическими скоростями, близкими к скоростям «базальтового» слоя, иным путем, чем по спрединговой модели. Однако они не вносят ясность в масштабы растяжения. Исходная позиция этих представлений — формирование впадин за счет горизонтальных движений. Например, амплитуда расширения в Красном море на широте 17° составляет 225 км, из которых 80—85 км относится к расширению морского дна, связанного с заложением осевого трога, а остальные 140—145 км произошли за счет диффузного растяжения при образовании главного трога Красного моря.

Изложенная концепция о крупномасштабном расширении Красноморского рифта не решает вопроса о том, как и где реализуются эти движения по простиранию Западно-Аравийской рифтовой системы, с которой Красноморский рифт составляет динамическую пару. До сих пор нет удовлетворительного объяснения факту, что если вдоль Левантинской зоны разломов (Западно-Аравийской рифтовой системы), включающей последовательно с юга на север грабены Акабского залива, Мертвого моря, Тивериадского озера, Рхаб и Карасу (рис. 28), происходило смещение по правилу левостороннего сдвига, что, вероятно, нельзя отрицать полностью, то амплитуда этих смещений в тех масштабах, в каких она принимается, например, для грабена Мертвого моря (107 км), исследователями, начиная с А. Кэнелла, геологически не обоснована. Отметим основные аргументы в пользу сдвига по Западно-Аравийской рифтовой системе — смещение фаций и изменение мощностей кембрий-

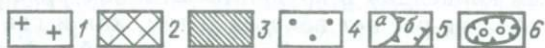
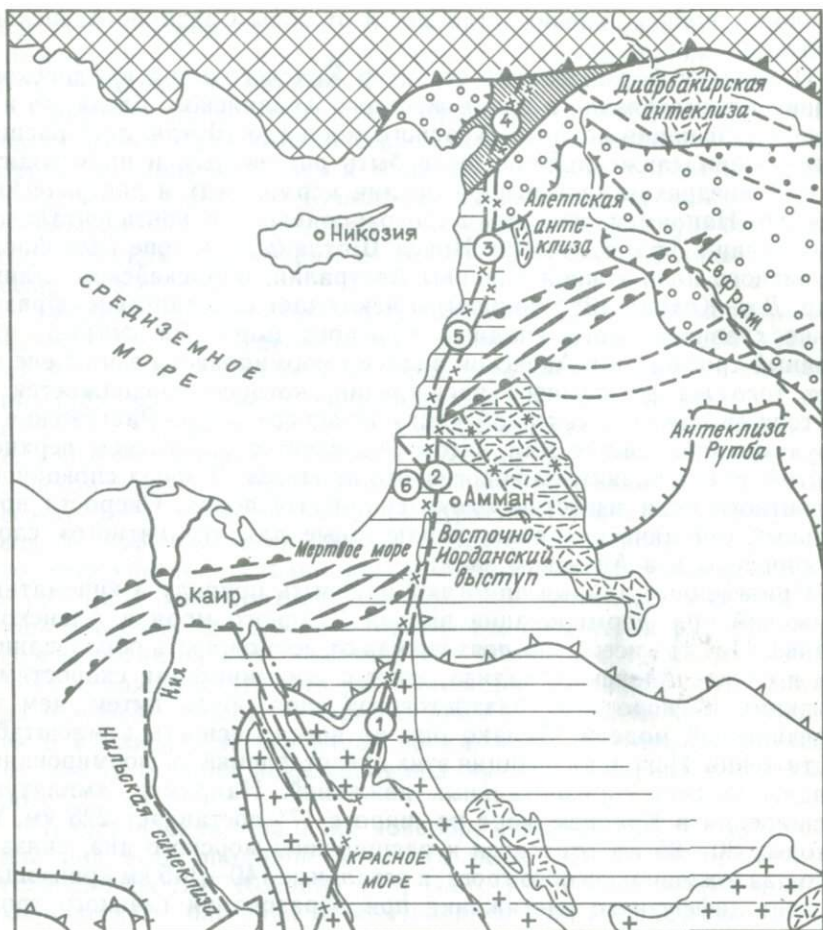


Рис. 28. Схема структурных элементов северного окончания Африкано-Аравийского рифтового пояса. По В. П. Поникарову с добавлениями автора:

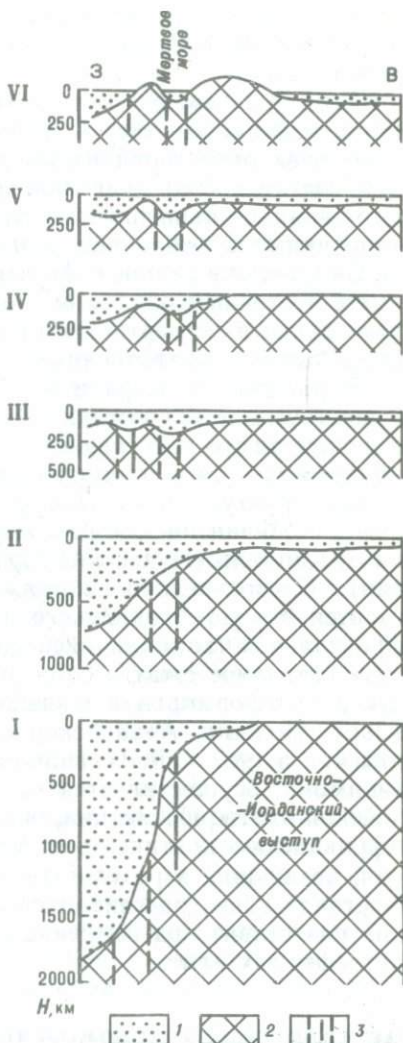
1 — Аравийско-Нубийский шит; 2 — альпийская складчатая область Тавра; 3 — краевая часть Аравийской платформы, переработанная движениями альпийского тектонического цикла; 4 — Месопотамский краевой прогиб; 5 — антиклизы и синеклизы, околнуренные по подошше (а — верхнего мела, б — эоцена); 6 — неогеновые прогибы; 7 — Красноморско-Западно-Аравийская область эпиплатформенной активизации; 8 — оси складок «Сирийской дуги»; 9 — разломы Западно-Аравийской рифтовой системы; 10—11 — краевые разломы; 10 — впадины Красного моря и Суэцкого залива, 11 — «Сирийской дуги»; 12 — зона надвигов альпийской складчатой области; 13 — подводющие каналы (разломы) лавовых излияний; 14 — крупные разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 15 — базальтовые покровы неоген-четвертичного возраста. Впадины: 1 — Акабская, 2 — Мертвого моря и долины р. Иордан, 3 — Рхаб, 4 — Амук и Карасу; поднятия: 5 — Ливана, 6 — Иудейский «свод» Западно-Аравийской рифтовой системы

Рис. 29. Схема развития впадины Мертвого моря.

Палеотектонические профили: I — ранней и средней юры, II — раннего мела, III — позднего мела; IV — палеоцена и раннего эоцена, V — среднего и позднего эоцена, VI — олигоцена; 1 — область осадконакопления; 2 — подстилающий субстрат; 3 — зоны конседиментационных разломов

ских, юрских и меловых отложений, а также зон минерализации меди и марганца по обе стороны Мертвого моря, установленные Л. Дюбертре, А. Кэнеллом, Р. Фреундом. Это вполне объяснимо с позиций шовной природы Мертвого моря и его положения на границе двух разнонаправленных в своем развитии блоков: Иорданского, с тенденцией восходящего развития, на востоке, и Восточно-Средиземноморского перикратонного прогиба на западе (рис. 29). С точки зрения крупных сдвиговых перемещений, остались необъясненными сдвиговые смещения по Левантинскому разлому (север Ливана) с амплитудой всего лишь в первые километры.

Попытка увязать сдвиговые напряжения с формированием внутриплатформенных складчатых зон (Пальмирский авлакоген и Северо-Синайская зона складок) во фронтальной части движущихся блоков, Аравийского на востоке и Синайско-Левантинского на западе, представляется интересной, однако структурный план деформаций этих зон не вписывается в кинематическую схему, в соответствии с которой структуры в крыльях сдвига должны быть зеркальным отражением. Складки же как в Пальмиридах, так и на севере Синайского полуострова характеризуются однотипным строением: южные и юго-восточные крылья антиклиналей, как правило, крутые и нарушены сбросами, даже надвигами. Общий план виргаций складок в этих зонах также различен. Нельзя не отметить и то, что с позиций левостороннего перемещения Аравийского блока вдоль Западно-Аравийской рифтовой системы трудно объяснить обстановку обширного растяжения в вулканогенном Друзском массиве Южной Сирии и Иордании, поскольку основные излияния базальтов происходили здесь в плиоцен-четвертичное время по разломам се-



веро-западного простирания, которые в соответствии с кинематикой движений Аравийского блока должны были испытывать сжатие, «притертость».

Вместе с тем некоторые структурные черты в районе Мертвого моря, отмеченные еще А. Кэнеллом, бесспорно свидетельствуют о признаках левосторонних напряжений вдоль Левантинской рифтовой системы. Это диагонально отходящие от северо-восточной и юго-западной оконечностей грабена Мертвого моря надвиги, ориентированные в различных направлениях, и недавно установленные И. Салатехом в районе г. Амман антиклинальные складки, сопряженные с восточным разломом Мертвого моря, и, наконец, левосторонние сдвиги в четвертичное время с амплитудой до 600 м, зафиксированные на аэрофотоснимках.

В работах А. Нура и З. Бен Аврахама показано, что реально существующие напряжения горизонтального растяжения в Красноморском рифте рассеиваются и гасятся внутри Аравийского блока по серии разломов и внутриплатформенных (внутриплитных) складчатых структур типа Пальмирского инверсионного авлакогена, оперяющих Ливантинскую рифтовую систему разломов Ажлун (Иордания), Кармель (Иудейские горы), Рошайя и Сирхайя и другие (Ливан). Следовательно, напряжения растяжения почти полностью гасятся внутри Аравийского литосферного блока и не доходят до фронтальной части альпийского пояса. Вместе с тем нельзя отрицать горизонтальное сжатие со стороны Аравийского блока и его активную роль в формировании внешних цепей альпийского пояса (Загрос, Тавр). Поддвиг Аравийской плиты под альпийскую область еще отмечал в 1967 г. В. П. Поникаров, но в свете изложенного он, по-видимому, осуществляется не за счет автономного движения Аравийской плиты. Последняя, очевидно, двигалась «спаянной» со всем Африканским континентом. Автономные же напряжения растяжения, возникшие в результате эндогенного развития Красноморской рифтовой зоны, рассеивались внутри Аравийской плиты, что лишний раз ставит под сомнение реальность существования «жестких» литосферных плит.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРАСНОМОРСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Практическое значение изучения Красноморской рифтовой зоны вытекает из теоретического обоснования выделения дорифтового этапа, специфические магматические формации которого характеризуются определенной металлогенической специализацией. Так, с глубинными щелочно-ультраосновными и основными магмами связаны потенциально редкометальные карбонатиты, щелочно-габброидными и габброидными — магматогенные месторождения медно-никелевых и титаномагнетитовых руд, а с производными коровых щелочно-гранитоидных магм — редкометальные и редкоземельные месторождения, а также месторождения золота, вольфрама, молибдена, олова и др. Выявление закономерностей пространственного и временного размещения этих формаций на дорифтовом эта-

пе имеет большое значение для установления регионального и локального контроля связанных с ними проявлений полезных ископаемых, особенно в областях древнего рифтогенеза [23].

Выявление Аравийско-Нубийской щелочной провинции, определение ее параметров, тектонической позиции, формационной характеристики и металлогенической специализации имеют большое теоретическое и практическое значение. Обнаружение карбонатитов, ассоциированных с кольцевыми интрузиями щелочно-габброидного состава, существенно расширяет рамки прогнозирования и поисков рудоносных карбонатитов в зонах континентального рифтогенеза, связанных не только с щелочно-ультраосновной, но и щелочно-габброидной формацией. Особое методическое значение могут иметь установленные закономерности структурно-кинематической локализации железомарганцевых месторождений и современных термальных и металлоносных рассолов глубоководных впадин Красного моря при изучении других континентальных рифтовых зон, и особенно их древних аналогов — палеорифтов (авлакогены), и современного океанского рудогенеза.

С этапом формирования впадины Красного моря связано железомарганцевое и свинцово-цинковое оруденение. Месторождения марганца в Красноморской рифтовой зоне развиты преимущественно на западном побережье Красного моря. Они локализируются здесь в Рас-Банасском, Халаибском и Токарском районах и в северной части Афарской депрессии (рис. 30). На Аравийском побережье Красного моря месторождения марганца расположены в его северной части. Вдоль западного побережья они известны давно и разрабатываются с начала нашего столетия. Однако вопрос об их генезисе остается дискуссионным. М. Кабеш, Ф. Атия, В. В. Балханов, А. В. Разваляев, В. В. Ишутин считают их гидротермальными, А. Вайтман и другие — осадочными. Естественно, что решение вопроса происхождения марганцевых руд имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку от признания той или иной точки зрения зависит методическая направленность поисковых работ. Теоретическая важность этой проблемы возрастает в случае признания гидротермального происхождения руд и их связи с образованием рифтовой впадины.

Все марганценозные районы западного побережья Красного моря характеризуются близким строением. В качестве примера рассмотрим Халаибский район. Почти все известные рудные тела месторождений этого района (рис. 31) связаны с разрывными нарушениями. Система трещин, к которым они приурочены, ориентирована на запад и северо-запад (азимуты 315° и 330°) и субпараллельна береговой линии этого участка Красного моря. Разрывные нарушения отчетливо прослеживаются на аэрофотоснимках многочисленными рудовыемными выработками (траншеями), располагающимися линейно, параллельно, иногда кулисообразно. Протяженность разрывов измеряется несколькими километрами. Разрывные нарушения локализованы как в широкой прибрежной полосе (15—30 км), сложенной прибрежно-морскими неоген-четвертичными образова-

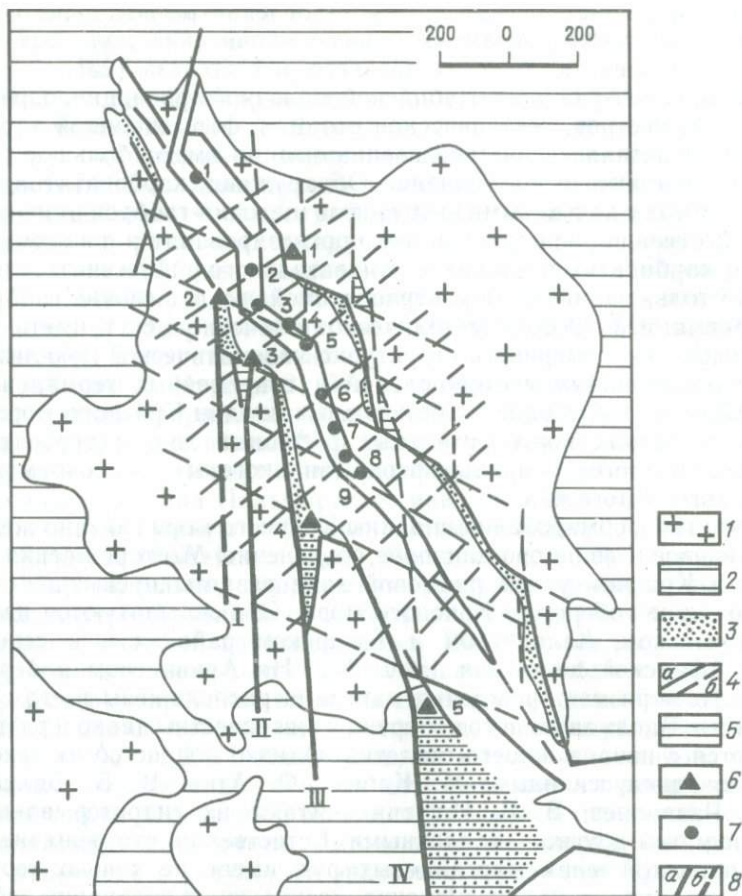


Рис. 30. Схема структурного контроля железомарганцевых месторождений и глубоководных металлоносных впадин Красноморского рифта:

1 — докембрийские породы; 2 — фанерозойский платформенный чехол; 3 — неоген-четвертичные отложения рифтовых впадин; 4 — главные рифтовые разломы (а) и сеть диагональных разломов (б); 5 — треугольные рифтовые впадины афарского типа; б — районы железомарганцевых месторождений: 1 — Аравийский, 2 — Рас-Банасский, 3 — Халабский, 4 — Токарский, 5 — Афарский; 7 — глубоководные впадины Красного моря: 1 — Океанограф, 2 — Кебриг, Гипсовая, 3 — Вальдивия, 4 — Неркус, 5 — Тетус, 6 — Атлантис, II, Дискавери, 7 — Шагара, Эрба, 8 — Порт-Судан, 9 — Суакии; 8 — субмеридиональные рифтовые разломы (а — установленные, б — предполагаемые): I — Рас-Банасский, II — Динбский, III — Баракский, IV — Данакильский

ниями, так и в гранитах и андезитах позднего протерозоя. В обоих случаях железомарганцевые месторождения представлены крутопадающими рудными телами, заполняющими раздвиговое пространство разломов северо-западного простирания. Рудные жилы, локализованные в гранитах, представляют собой моноклинные сплошные тела. Структура минеральных агрегатов грубозернистая. Мощность рудных зон достигает 10—15 м, а отдельных рудных тел — 1,5—2,5 м.

Рудные тела в прибрежной равнине под прямым углом пересекают субгоризонтально залегающие слои плиоцен-четвертичного

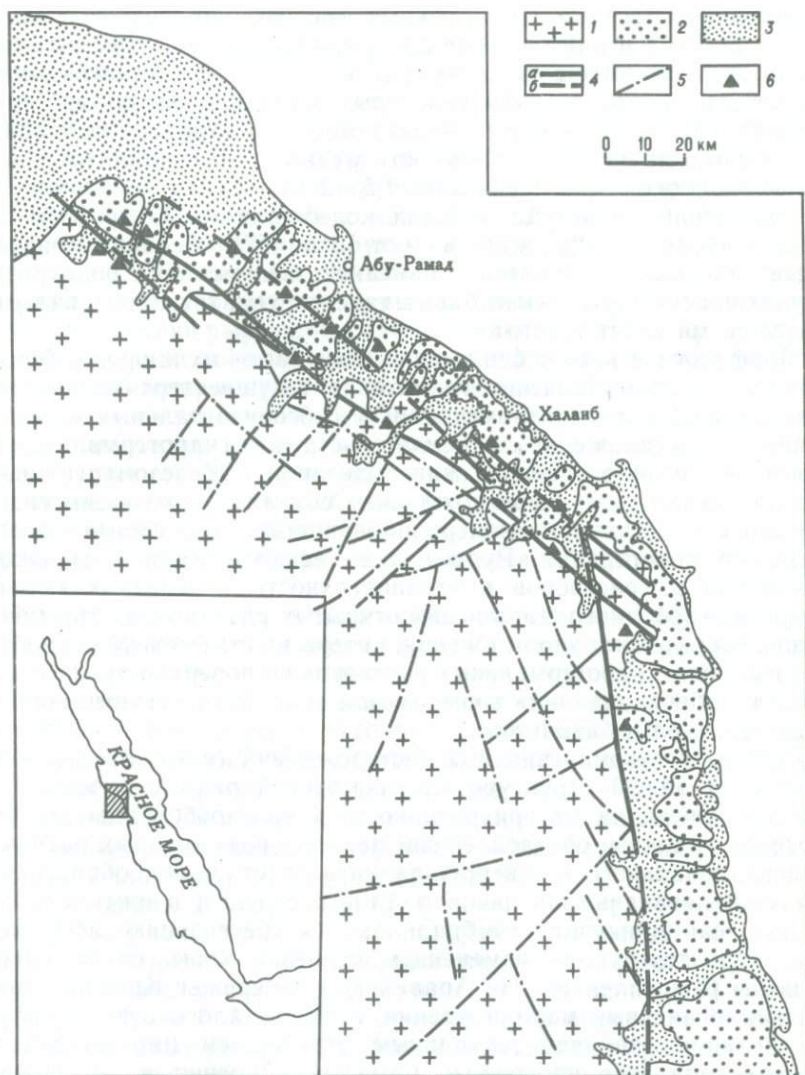


Рис. 31. Геолого-структурная схема Халибского марганценосного района. По В. В. Балханову, А. В. Развальяеву:

1 — докембрийский кристаллический фундамент краевого поднятия рифта Красного моря (граниты, андезиты, базальты); 2 — неоген-среднечетвертичные континентальные и лагунно-морские осадки рифтовой впадины Красного моря; 3 — верхнелейстоцен-голоценовые континентальные и морские осадки прибрежной равнины; 4 — главнейшие краевые разломы впадины Красного моря (а — четко выраженные в геологической структуре и рельефе, б — скрытые под рыхлыми современными осадками); 5 — прочие разрывные нарушения кристаллического фундамента; 6 — месторождения и проявления марганца. На врезке показано положение Халибского района

возраста: разнозернистые песчаники, алевролиты с прослоями и линзами мелко- и крупногалечных конгломератов и гравелитов. В отличие от рудных тел, локализованных в гранитах и имеющих четкие контакты, здесь на отдельных участках наблюдаются раздувы (до 2—3 м) и линзовидные пласты, отходящие от главных рудных столбов во вмещающие породы. Рудные тела сопровождаются кальцитовыми жилами. На некоторых месторождениях они представлены серией сближенных железомарганцевых жил, соединенных оперяющими трещинами. Мощность рудных тел в плиоцен-четвертичных осадках редко превышает 1,5—2 м.

Содержание марганца в рудах колеблется от 30 до 60% при среднем значении 40%, железа — от 10 до 30%. Основные марганцевые минералы — пиролюзит, манганит, псиломелан и родохрозит. В рудах присутствуют также барит, галенит, гематит, пирит, кальцит, халцедон, магнетит и гетит.

Морфологические особенности рудных тел — их жильная форма, залегание в докембрийских гранитах и секущее вертикальное положение по отношению к вмещающим субгоризонтальным плиоцен-четвертичным отложениям — свидетельствуют о гидротермальном генезисе железомарганцевой минерализации. Железомарганцевые месторождения своим происхождением обязаны восходящим гидротермальным растворам, контролировавшимся разломами северо-западного простирания. Рудные тела сформировались из низкотемпературных растворов в близповерхностных условиях за счет дискретно-свободного выполнения открытых раздвиговых трещин. В связи с характером рудоотложения, интересно отметить факт свободного излияния гидротермальных растворов на поверхность, их растекания и «обволакивания» минеральной массой древнечетвертичных галек гранитов и базальтов.

Районы железомарганцевых месторождений имеют определенную позицию в общей структуре Красноморской рифтовой зоны (см. рис. 30). Очевидна их приуроченность к коленообразным изгибам рифтовой впадины, обусловленным пересечением крупных разломов субмеридионального и северо-западного простирания, образующих участки клиновидных внедрений рифтовых структур в континент. Эти участки, напоминающие «эмбриональные» треугольники афарского типа, характеризуются изменением строения коры, ее утонением и как бы расщеплением. На Аравийском побережье Красного моря железомарганцевые месторождения имеют аналогичную структурную позицию, являясь зеркальным отражением марганценосных районов западного побережья. Сходство строения и пространственного расположения районов железомарганцевого оруденения можно рассматривать как признак связи их образования с единым геодинамическим процессом, главнейшая кинематическая обстановка которого характеризовалась раздвигово-сдвиговой компонентой, свойственной Красноморскому рифту. Раздвиговая компонента, связанная с общим расширением Красноморского рифта вкrest его простирания, способствовала раскрытию треугольных структур (депрессий) и проникновению рифтогенного процесса в континент вдоль

главнейших субмеридиональных разломов, таких как Рас-Банасский, Диибский, Баракский и Афарский. Сдвиговая же компонента в северо-северо-восточном направлении способствовала приоткрыванию разломов северо-западного простираения. Таким образом, сочетание раздвигово-сдвиговых векторов создавало благоприятную кинематическую обстановку для подъема гидротермальных рудоносных растворов. Сдвиговая северная компонента вдоль субмеридиональных разломов с амплитудой до 20 км недавно подтверждена М. Шонфелдом. В Халаибском рудоносном районе, как и во всей Красноморской рифтовой зоне, имеются две системы разломов северо-западного простираения с азимутами 315 и 330°, из которых к максимально рудоконтролирующим относятся разломы первого направления. Именно они оказались наиболее раскрытыми, тогда как разломы второй системы испытывали меньшее приоткрывание.

Красноморский рифт привлекает внимание широкого круга геологов для познания современного океанского рудообразования. Хотя практический интерес представляют только железомарганцевые конкреции, значение океанского рудообразования, в особенности выявление субмаринных массивных сульфидов, трудно переоценить. В связи с этим особой важность приобретает изучение типичных современных тектонических обстановок океанского рудообразования, причем в первую очередь в зарождающихся океанах, т. е. там, где структурно-морфологические связи океанов и континентов максимально сохранены.

Одним из немногих классических примеров современных зарождающихся океанов является Красное море, в котором прослеживаются процессы деструкции континентальной коры от начальных до конечных стадий с образованием коры океанского типа. Изучение тектонического аспекта рудообразования зарождающихся океанов, в отличие от уже сформированных, особенно актуально в методическом плане, поскольку здесь геологические связи океанов и континентов еще не потеряны и потому могут быть достаточно четко прослежены а, следовательно, привести к доказательности тектонических позиций океанского рудообразования.

Уникальность Красного моря состоит в приуроченности к его осевому трогу классических «лабораторий» современного рудообразования в океанах — глубоководных впадин с горячими металлоносными илами, таких как Атлантис II, Вальдивия, Дискавери и др. По данным Г. Пантота и других, число впадин достигает 23. По металлоносным рассолам глубоководных впадин Красного моря и, в частности, впадины Атлантис II имеется обширная литература. Впадина Атлантис II служила также объектом специальных исследований Института океанологии. Однако публикации по металлоносным осадкам глубоководных впадин в основном касаются минералогического и геохимического аспектов рудообразования.

Во впадине Атлантис II (60 км²) горячие металлоносные рассолы обогащены Fe, Mn, Zn, Cu и Pb. В них выделяют четыре преимущественно гидротермальные (нижняя сульфидная, центральная оксидная, верхняя сульфидная и аморфно-силикатная) и обломочно-

оксидную пиритовую зоны. Экономический интерес представляют сульфидные зоны, в которых содержание цинка равно 5—20%, меди — 0,9—2,0%. Х. Пухелтом в 1984 г. подсчитано, что во впадине Атлантис II в рудоносных илах на глубине до 25 м содержится 30 млн. т железа, 2,2 млн. т цинка, 600 тыс. т меди и 6 тыс. т серебра. В течение 16 лет здесь можно ежегодно добывать 60 тыс. т цинка и других металлов.

С тектонической точки зрения важно подчеркнуть, что глубоко-водные впадины осевого трога распределены небеспорядочно. Они как бы «закреплены» в каркасе разломной сети, общей как для акватории Красного моря, так и для обрамляющих его континентов. Соизмеримое расстояние между глубоководными впадинами осевого трога и разломами северо-восточного простирания на континенте позволяет видеть в этом проявление «шага» разломной сети и впадин и общность их структурного контроля. Следует отметить, что структурные изгибы осевого трога и в случае, если они не сопровождаются известными глубоководными впадинами ($25^{\circ}00'$, $22^{\circ}00'$ и $19^{\circ}00'$ с. ш.), также вписываются в «шаг» разломной сети, что косвенно свидетельствует о возможности обнаружения здесь глубоководных впадин или сопутствующих им гидротермальных процессов. Важно также, что расстояния («шаг») между глубоководными металлоносными впадинами осевого трога, примерно равное 75—80 км, хорошо согласуется с интервалами между трансформными разломами срединно-океанических хребтов.

Размещение глубоководных впадин Красного моря сходно с типоморфными обстановками проявления субмаринной гидротермальной минерации, выявленной П. Рона в 1984 г. для океанов. В последних рудообразование локализуется: 1) в местах пересечения рифтовых долин срединно-океанических хребтов с поперечными разломами, где формируются долгоживущие термальные очаги с образованием рассеянно-вкрапленных, штокверковых и массивных сульфидных руд и залежей оксидно-силикатных железомарганцевых руд; 2) в таких же участках, но с более тонкой корой океанического типа (стратиформные и штокверковые сульфиды меди и железа); 3) в местах искривления осевых частей рифтовых зон (массивные сульфиды). В осевом троге Красного моря выявлены тектонические обстановки всех трех видов локализации океанского рудообразования, но только в «эмбриональной» форме. Вместе с тем имеются и отличия — глубоководные металлоносные впадины отсутствуют в южной части Красноморского рифта, где осевой трог также пересечен поперечными разломами. Красноморский рифт здесь максимально конформен с докембрийским субстратом, в составе которого можно предполагать наличие древних гранитогнейсовых комплексов. Максимальное же развитие металлоносных впадин характерно для центрального сегмента рифта, где последний резко дискордантен по отношению к позднепротерозойскому Красноморскому складчатому поясу, сложенному преимущественно вулканогенными комплексами основного и среднего состава. Металлы здесь могли экстрагироваться из протерозойских вулканогенных пород, включающих

островодужные комплексы с сульфидными рудами, подобными из месторождения Умм-Самиуки (Египет). Это можно интерпретировать в пользу влияния состава субстрата на рудообразование в океанах. Следовательно, структурная и вещественная гетерогенность фундамента Красноморского рифта, хотя и переработанного в осевом трого до стадии образования коры океанического типа, влияет на локализацию рудообразования.

Таким образом, выявляется общность структурного контроля железомарганцевых месторождений и глубоководных впадин Красного моря с горячими металлоносными рассолами типа впадины Атлантик II. Те и другие фиксируются в каркасе разломов, по времени заложения предшествовавших рифтогенезу, что позволяет видеть в этом единство генетических связей рудогенеза. Этому не противоречит и сходство минеральных ассоциаций металлоносных илов глубоководной впадины Атлантик II и железомарганцевых месторождений, в частности Халаибского района. Подобная аналогия становится еще более убедительной, если учесть, что Халаибский железомарганцевый район и впадина Атлантик II расположены на одном разломе. Таким образом, можно считать, что металлоносные рассолы глубоководных впадин Красного моря типа Атлантик II и железомарганцевая минерализация побережья Красного моря имеют единый глубинный источник, проявившийся в различных структурно-фациальных условиях. В глубоководных впадинах рудогенез выразился в формировании металлоносных илов, на континенте — в образовании железомарганцевых и свинцово-цинковых месторождений.

Признание гидротермальной природы железомарганцевого оруденения Красноморской рифтовой зоны имеет большое практическое значение, поскольку оно ориентирует геологоразведочные работы на поиск рудоносных разломов. Выявленные закономерности важны также при прогнозировании и поисках железомарганцевых месторождений в других рифтовых системах, особенно в их палеоструктурных аналогах.

* * *

*

К главнейшим особенностям структуры Красноморско-Аденской рифтовой зоны на кайнозойском этапе ее геологического развития необходимо отнести следующие.

1. Ведущая роль в структурном плане Красноморской рифтовой зоны принадлежит каркасу ортогональной и диагональной сети разломов, определяющей симметричность строения и морфологию ее составных элементов: осевого трого, шельфовых зон, главного трого и обрамляющих поднятий, или «плеч», рифта.

2. Разломы имеют древнее позднедокембрийское заложение. В течение фанерозоя они испытывали неоднократную активизацию, обуславливая блоковое строение докембрийского фундамента и контроль размещения кольцевых интрузий.

3. В ортогональной и диагональной системе разломов доминирующими являются разломы субмеридионального и северо-западного направления, определяющие общую морфологию Красноморской рифтовой зоны. Места пересечения этих разломов определяют коленообразные изгибы Красноморского рифта при его генеральном северо-западном простирании.

4. В строении и формировании рифтовой впадины существенная роль принадлежит также разломам северо-восточного простирания. Намечена их контролирующая роль в локализации глубоководных впадин с горячими металлоносными рассолами. Последние приурочены к участкам пересечения этих разломов с разломами северо-западного и субмеридионального направлений, т. е. локализация впадин предопределена каркасом разломов, предшествовавших заложению Красноморского рифта.

5. Узлы сочленения разломов регматической сетки характеризуются наибольшей современной тектонической активностью, к ним приурочены глубоководные впадины с горячими металлоносными рассолами в осевом трогге, зоны повышенного теплового потока и высокой сейсмичности. Подобная оценка структурной роли разломов позволила объяснить природу и локализацию разрушительного Дамарского землетрясения 13 декабря 1982 г. (ЙАР). Выявленная тектоническая характеристика разломов имеет важное значение при региональном прогнозировании землетрясений Красноморской рифтовой зоны.

6. Красноморский рифт заложился в олигоцен(?) - миоцене; в мел-палеогеновое время ему предшествовало поднятие с незначительным градиентом рельефа. Заложение рифта сопровождалось кратковременным поднятием, не превышавшим по своей амплитуде поднятие в мелу. Следовательно, формирование Красноморского рифта не является в полной мере результатом сводообразования, как это принято по модели Г. Клооса.

7. Структурная эволюция Красноморского рифта четко соответствует двухстадийному развитию рифтов, выявленному Н. А. Флоренсовым и Н. А. Логачевым для Байкальской и других рифтовых зон.

СООТНОШЕНИЕ РИФТОВОГО И ДОРИФТОВОГО СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ КРАСНОМОРСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Изложенный в гл. I и III материал позволяет наглядно представить структурный план территории Красноморского рифта на дорифтовом и рифтовом этапах его развития. Прежде всего отчетливо устанавливается дискордантное соотношение докембрийского и более позднего фанерозойского структурных планов территории с собственно рифтогенным кайнозойским. Рифт Красного моря наложен на предшествующий структурный план, однако степень структурного несоответствия различна для отдельных его сегментов — северного, центрального и южного. Несоответствие структурных планов рифтовых зон с их субстратом («рамой») — явление достаточно типичное для континентальных рифтов. Красноморский рифт в этом отношении не исключение, а лишь подтверждает эту особенность рифтогенеза. Вместе с тем его изучение позволило установить новые особенности соотношения структурных планов дорифтового и рифтового этапов развития.

В Красноморском рифте соотношение дорифтового и рифтового структурных планов наиболее рельефно проявлено в центральном сегменте и может быть проиллюстрировано на примере Красноморских гор Судана.

На основании результатов геолого-геофизических исследований здесь выявлены структурные неоднородности земной коры, различные по масштабам, ориентировке и соотношению друг с другом. Зоны плотностной и магнитной неоднородности обнаруживают отчетливую сходимость со структурным планом, установленным по геологическим данным.

В гл. III отмечалось, что структура Красноморских гор Судана определяется блоковым строением, отраженным в геофизических полях (см. рис. 21, 22). Региональные гравитационные аномалии первого порядка, такие как минимум Красноморских гор ($-82 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$), приморская гравитационная ступень, прибрежный максимум и максимум осевого трюга Красного моря ($-140 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$) четко совпадают с одноименными структурными элементами: поднятием («плечом») Красноморских гор, краевым разломом, приморской ступенью, главной впадиной и осевым трюгом. Эти региональные аномалии, соизмеримые с крупными структурными элементами рифтовой зоны, обусловлены процессами рифтогенеза и отражают крупные неоднородности литосферы, возникшие в кайнозойский этап рифтогенной активизации.

Плотностные неоднородности второго порядка, представленные областями дифференцированного магнитного поля и разделяющими их гравитационными ступенями, имеют северо-восточное направление, совпадающее с простиранием позднепротерозойских складчатых структур Судано-Аравийского складчатого пояса. Аномалии этого

ранга имеют плановое несовпадение с региональными аномалиями. Результаты геологической интерпретации региона свидетельствуют о связи этих областей с изменением в строении земной коры, происшедшим в докембрии.

Региональные гравитационные аномалии Красноморского рифта, возникшие на кайнозойском этапе рифтогенеза, имеют субмеридиональное простирание. Сопряжение положительного Красноморского максимума и минимума Красноморских гор выражено в гравиметрическом поле зоной интенсивного градиента аномалий Буге, связанного с подъемом поверхности Мохо на 14 км. В рельефе эта зона совпадает с восточным склоном Красноморских гор, сложенных докембрийскими породами.

Характерной особенностью гравитационной ступени в зоне перехода от поднятия Красноморских гор к Приморской равнине является фрагментарность ее строения. Гравитационная ступень состоит из ряда кулисообразно расположенных сегментов. Кулисообразные изгибы гравитационной ступени тяготеют к местам ее пересечения с гравитационными ступенями второго порядка, ограничивающими докембрийские блоки Судано-Аравийского складчатого пояса северо-восточного направления. К зонам пересечения гравитационной ступенью древних разломов северо-восточного простиранья приурочены положительные гравитационные аномалии, которые как бы клинообразно вдаются в структуры докембрия Красноморских гор. Отдельные стороны этих клиньев имеют северо-восточное направление, что, по-видимому, свидетельствует о регенерации докембрийских разрывных нарушений.

Если учесть, что гравитационные аномалии отражают изменение мощности земной коры в результате глубинной перестройки литосферы, то положительные гравитационные «клинья» следует считать участками утонения континентальной коры. Эти клинообразные участки, напоминающие «афарский треугольник» в миниатюре, максимально развиты в областях сопряжения крупных меридиональных разломов, таких как Диибский, Баракский и Данакильский с гравитационной ступенью (см. рис. 21, 30).

Подобное соотношение можно интерпретировать как приспособление рифтогенной структуры к предшествующему докембрийскому структурному плану. Эндегенный процесс рифтогенеза, обусловивший глубинную перестройку, накладываясь на докембрийский структурный план, частично приспособлялся к нему, используя для этого, в первую очередь, структурные неоднородности и ослабленные зоны разломов. Такими зонами служили как гравитационные ступени второго порядка северо-восточного простиранья, так и субмеридиональные разломы длительного развития — Диибский, Баракский и Данакильский.

Глубинный аспект подобного соотношения заключается в «переработке» литосферы и ее утонении. Рифтогенный эндегенный процесс как бы «разъедает» консолидированную кору вдоль ослабленных зон (разломов). Интенсивность этого процесса возрастает с севера на юг. Прибрежный гравитационный максимум, осложняющий минимум

Красноморских гор, четко проявлен именно на субмеридиональном отрезке рифта Красного моря.

Изложенные геолого-геофизические данные по Красноморским горам Судана и Красному морю можно интерпретировать как отражение в развитии Красноморской рифтовой зоны двух структурных планов — дорифтового и рифтового, характеризующихся присущими им чертами, проявленными не только на поверхности, но и на глубине. Эти данные выявляют также несовпадение дорифтового и рифтового структурных планов и наложенный характер последнего. Рифтогенный глубинный процесс, воздействуя на консолидированную кору, видоизменяет ее, но вместе с тем и приспосабливается к ее структурной анизотропии. Все это позволяет рассматривать рифтогенный процесс как достаточно независимый и видеть в нем проявление известной автономности. Сходное соотношение рифтогенеза с предшествующим структурным планом на примере Байкальского рифта убедительно показано С. И. Шерманом, С. М. Замараевым и другими, а для разломов континентальных рифтов в целом эта закономерность отмечена Е. Е. Милановским.

Красноморский рифт локализован в позднепротерозойском складчатом поясе. Приуроченность большинства континентальных рифтов к структурам древнего докембрийского заложения признают большинство исследователей. Эта точка зрения впервые высказана Ф. Дикси и Р. Мак-Коннелом применительно к Африкано-Аравийскому рифтовому поясу, а впоследствии развита в трудах советской Восточно-Африканской экспедиции, в работах Н. А. Логачева, Е. Е. Милановского, Н. А. Божко, Е. А. Долгинова и др. В соответствии с этой концепцией континентальные рифты следуют древним подвижным поясам, заложенным в архее, названным Р. Мак-Коннелом [44] тафрогенными линеаментами. Характерная черта линеаментов — их неоднократная тектономагматическая активизация. Тафрогенные линеаменты и сопровождающие их рифтовые разломы действительно обнаруживают плановое совпадение. Те и другие «избегают» древние структуры щитов, например, Танганьикский, окаймляя последний с запада и востока. Подобная связь безусловно отражает зависимость рифтогенеза от крупных структурных неоднородностей литосферы и его унаследованность. Она также свидетельствует, что древние кратоны в целом «неблагоприятны» для рифтогенеза. Вместе с тем, по мнению Н. А. Логачева, эти представления практически исключают возможность новообразования и наложенности (автономности) рифтогенеза и не раскрывают всего многообразия его проявления. Более конструктивное направление изучения соотношения рифтовых структур с их фундаментом возможно на основе концепции о глубинных энергетических потенциалах рифтообразующих процессов [19]. С точки зрения этой концепции, структурообразование при рифтогенезе, его масштабы, интенсивность, магматизм и другие характеристики зависят от глубинных эндогенных режимов, т. е. от степени разогрева верхней мантии на предрифтовой стадии.

Подобный подход к изучению Красноморской рифтовой зоны позволил автору распространить дорифтовую, или подготовительную стадию (в понимании Н. А. Флоренсова и Н. А. Логачева), и на более ранние этапы температурного возбуждения мантии, проявленные за несколько десятков и даже сотен миллионов лет до главных параксизмов рифтообразования и отвечающие самым ранним «эмбриональным» (по Е. Е. Милановскому) эндогенным режимам в областях рифтогенеза. С этих позиций, как показано в гл. I и II, Красноморская рифтовая зона приурочена к крупнейшей литосферной неоднородности в зоне сопряжения устойчивой и мобильной частей Центрально-Африканского кратона. По-видимому, благодаря особым физическим свойствам зона сочленения двух крупных литосферных блоков, развивавшихся в позднем протерозое в различном тектоническом режиме, в палеозое и мезозое стала местом проявления температурного возбуждения мантии, как бы подготовившим литосферу для последующего рифтогенного процесса. Следовательно, в региональном плане положение Красноморского рифта в целом предопределено глубинными процессами. Конкретное же структурно-морфологическое выражение рифта в той или иной степени зависит от анизотропии докембрийского фундамента.

Красноморская рифтовая зона, унаследованная от докембрийских литосферных неоднородностей и предшествующих эндогенных режимов (палеозой, мезозой), обнаруживает признаки наложенности (новообразования). При этом степень ее проявленности резко меняется по простиранию. Максимальная наложенность (дискордантность) Красноморского рифта отмечена в центральном сегменте, где он под большим углом пересекает докембрийские структуры Судано-Аравийского складчатого пояса. Именно в этой части Красноморского рифта кайнозойский рифтогенез наиболее интенсивен; это подтверждает максимальное сгущение здесь глубоководных впадин с термальными и металллоносными рассолами, эпицентров землетрясений, сети поперечных разломов и наибольшая ширина осевого трога. На первый взгляд такое соотношение кажется парадоксальным и не укладывается в рамки существующих представлений. Однако оно становится понятным, если учесть, что Красноморский рифт именно в центральной части максимально наследует дорифтовый эндогенный режим.

Подобное соотношение можно рассматривать как признак взаимосвязи рифтогенеза и его субстрата на разных уровнях — мантийном и коровом, между которыми возможны вариации. В случае Красноморского рифта определяющим является северо-западное структурное направление, подготовленное всей историей дорифтового этапа возбуждения мантии, т. е. глубинный мантийный процесс, сформировавший резко наложенную и в некотором смысле независимую рифтовую структуру Красного моря, как бы «преодоле» менее глубинную (коровую) анизотропию «рамы» (субстрата).

Вопрос о дистальных окончаниях рифтов занимает особое место в рифтогенезе, поскольку в участках выклинивания рифтов наиболее четко проявлены их структурные и морфологические соотношения

с фундаментом. Известно, что Красноморский рифт на северо-западе оканчивается Суэцким грабеном и грабеном зал. Акаба. Первый является структурным продолжением Красноморского рифта и прослеживается далее на северо-запад вплоть до перикратонного прогиба Восточного Средиземноморья. Однако для грабена Суэцкого залива и Красноморского рифта общим является лишь совпадение простираний. Широкие шельфовые зоны главного трога и элементы батиметрии дна Красного моря как бы срезаются юго-западным продолжением разломов зал. Акаба — Мертвое море или Западно-Аравийской рифтовой системы (см. рис. 19, 28). Разломы зал. Акаба — Мертвого моря имеют древнее докембрийское заложение и разграничивают два крупных литосферных блока с различным тектоническим режимом и глубинным строением: Иорданский на востоке с тенденцией к восходящему развитию и Восточно-Средиземноморский (Западно-Аравийский перикратонный прогиб) на западе (см. рис. 29).

Развитие Западно-Аравийской рифтовой системы сопряжено с формированием впадины Восточного Средиземноморья. Безусловно, что Западно-Аравийская рифтовая система по глубине заложения отвечает крупной литосферной границе и способна существенно влиять на разрастание Красноморской рифтовой зоны в северо-западном направлении, подобно тому как субмеридиональные Олекминский и Тьркиндский разломы препятствуют разрастанию Байкальской рифтовой зоны на восток по обрамлению Алданского щита вдоль глубинного Станового разлома. Однако было бы неправильным только в этом видеть препятствие к продольному расширению Красноморского рифта, поскольку рифтогенез по своей силе был способен полностью «переработать» докембрийский Судано-Аравийский складчатый пояс, находящийся приблизительно в одинаковом азимутальном соотношении с рифтом, как и разломы зал. Акаба — Мертвое море.

По-видимому, наряду с литосферной неоднородностью вдоль Западно-Аравийской рифтовой системы на латеральное разрастание Красноморского рифта влиял состав фундамента. Дело в том, что на Синайском полуострове и в северной части Восточной пустыни Египта в составе докембрийского фундамента резко возрастает роль позднепротерозойских гранитов, а в бортах зал. Акаба — и более древних гранитогнейсов. Скорее всего на северо-западном окончании Красноморского рифта проявлена та же закономерность, что и для других рифтовых зон, например, для южного окончания Кенийского рифта [19] и северо-восточной окраины Байкальской рифтовой зоны, т. е. выклинивание рифтовых структур при внедрении их в древние кратоны (Кенийский рифт), либо отклонение от своего первоначального простирания по периферии этих древних кратонов, как это происходит на северо-восточной оконечности Байкальского рифта при приближении к Алданскому щиту. В случае Красноморского рифта жесткий, насыщенный гранитами Синайский блок как бы расщепляет рифт, заставляя его приспособляться к структуре фундамента и использовать при этом древнюю структурную неоднородность — разломы зал. Акаба — Мертвого моря. Однако ни эти

разломы, ни жесткий Синайский блок не были в состоянии полностью остановить мощное разрастание Красноморского рифта, как и Байкальского, а только существенно ослабили его. Поэтому северное окончание Красноморского рифта представлено значительно менее выраженным его аппендиксом — Суэцким грабенom, простирающимся до пересекающей его почти под прямым углом Каиро-Суэцкой зоны складок и уже не способным переработать эту зону, хотя имеется предположение о северном продолжении разломов Красного моря и Суэцкого залива в пределы Эгейского моря и Балканского полуострова.

Судя по строению обрамления Красного моря, юго-восточное дистальное окончание Красноморского рифта также зависит от состава докембрийского фундамента. Красноморский рифт в юго-восточном направлении постепенно сужается и оканчивается узким Баб-эль-Мандебским проливом, соединяющим его с Аденским заливом. В этом направлении впадина Красного моря постепенно мелеет, а осевой трог, не доходя до Баб-эль-Мандебского пролива, вырождается. Здесь же появляются острова Таир, Эль-Ханиш-эль-Кабир, Зукар и другие, вулканизм которых, в отличие от толеитового в осевом трогe, типичного для срединно-океанических хребтов, становится переходным к щелочному и щелочным, характерным для континентальных рифтов. Все это свидетельствует об ослаблении разрастания Красноморского рифта в этом направлении. Как и на северо-западном окончании Красноморского рифта, его расширению на юго-восточном фланге, по-видимому, препятствовало внедрение рифта в гранитогнейсовые блоки. На востоке это Южно-Аравийский блок, в строении которого в последние годы установлены древние архейские гранитогнейсы. Выделение таких гранитогнейсовых блоков на западе затруднено из-за широкого развития базальтовых полей во впадине Афар и на Эфиопском плато, однако их существование намечается по выходам гранитогнейсов в борту рифта в Эритрее. В. Г. Казьмин допускает наличие древнего гнейсового фундамента под значительной частью базальтов Эфиопского плато. Структурная перестройка Кенийского и Эфиопского рифтов и их сопряжение происходят в области развития на поверхности древних гранитогнейсовых образований к северо-востоку от оз. Рудольф, что впервые подчеркнуто Н. А. Логачевым, а позднее и Е. А. Долгиновым.

Относительно юго-восточного окончания Красноморского рифта существует мнение, что, хотя осевой трог рифта Красного моря выклинивается в юго-восточном направлении, амплитуда общего растяжения компенсируется раздвигом во впадине Афар, в частности в осевых вулканических хребтах. Суммарная амплитуда растяжения за счет внедрения базальтовых даек, трещин растяжения и листрических сбросов в центральной части Афара, по данным Т. Кристиансена, составляет 15 км. Результаты геолого-геофизических исследований свидетельствуют, что континентальная кора в Афаре утонена до 16 км, но не разорвана. Только в узких осевых вулканических хребтах типа Эрта-Але в северной части Афара в Данакильской

депрессии допускается ее полный разрыв. Если учесть, что Красноморский рифт отделяют от впадины Афар континентальные блоки Таджура и Данакильский, то очевидна обособленность Красноморского рифта и правомерность рассмотрения его юго-восточного дистального окончания с изложенных позиций.

Красноморский рифт на стадии образования осевого трога представляет собой достаточно обособленный рифт со своим центром разрастания, постепенно ослабевающим на флангах. По Е. Е. Милановскому, эта особенность Красноморского рифта еще раз подтверждает прерывистость рифтогенеза по простиранию рифтовых поясов, или дискретность развития линейных платформенных структур, и разрастание рифтов от центров к их флангам [21].

Континентальный рифтогенез предпочтительно развивается в докембрийских складчатых метаморфических поясах и избегает древние кратоны. В. Файф и О. Леонардос в 1973 г. на примере побережий Атлантики в Южной Америке и Африке показали, что рифтогенез следует древним подвижным поясам со сложной историей метаморфизма. Для поясов характерна гранулитовая фация метаморфизма пород, ассоциация с ними чарнокитов и мигматитов. Метаморфизм в них типа Абакума с термальным градиентом около $60^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и более. На Южно-Американском побережье таким поясом является Трансамазонский (2000 млн. лет).

Подвижные метаморфические пояса в отличие от кратонов — более разогретые структуры земной коры. В процессе их эволюции сформировались тугоплавкие гранулит-чарнокит-мигматитовые комплексы. Различие в строении коры кратонов и подвижных метаморфических поясов определяет разную их реакцию на термальную аномалию, возникшую вследствие подъема базальтовой колонны при мантийном диапиризме или конвективной ячеи. В развитии такой аномалии под древним кратоном с мощной гранитной корой можно выделить четыре стадии. В начальную происходит растрескивание коры вдоль первично ослабленных зон с внедрением базальтовых даек и излияние базальтов на поверхность. Во вторую, или зрелую, стадию в процессе прогрессирующего нагревания в низах коры за счет ее расплавления появляется низковязкий слой, в котором происходит мигматизация и зарождение очагов гранитной магмы; этот слой в дальнейшем препятствует излиянию базальтов. В третью, завершающую стадию, или стадию растекания мантийного диапира и дифференциации его верхней базальтовой части, образуется аноксидит-перидотитовая серия пород. Гранитообразование на этой стадии прекращается. В четвертую стадию (угасания) происходит утолщение коры кратона за счет базальтового материала «отмершего» диапира. Следовательно, в процессе мантийного диапиризма кратон проницаем для базальтовых расплавов лишь на ранних стадиях. В последующем при растекании диапира кратон испытывает растяжение, однако он не раскалывается вследствие значительной мощности и вязкости литосферы.

Примерно по такой же схеме развивается мантийный диапир под подвижным поясом с тем принципиальным отличием, что при-

существование в основании коры тугоплавких гранулит-чарнокит-мигматитовых пород не способствует образованию разогретого низковязкого слоя, препятствующего излиянию базальтов. При растекании диапира наиболее вероятен раскол коры с заложением рифтов.

Предложенная модель объясняет, почему на древних щитах подъем мантийного диапира или термальной конвекции приводит к появлению даек и обширных полей траппов, но дальше этого процесс не идет и не приводит к их полному раскалыванию и образованию рифтов, хотя ранняя стадия развития мантийного диапира по своей природе является деструктивной формой тектогенеза. На этой стадии, по-видимому, образованы траппы Параны, Карру и др. С появлением на следующей стадии низковязкого слоя в низах сиалического слоя деструкция сводится к минимуму. Эта модель, очевидно, также объясняет, почему рифты «избегают» древние кратоны и почему древние подвижные пояса становятся местом будущих рифтов, иными словами, раскрывает глубинный механизм «избирательности» рифтов.

Приуроченность рифтогенеза к своеобразным позднепротерозойским поясам, испытавшим неоднократную тектономагматическую активизацию, типа Мозамбикского, Атлантического, Гренвильского, Аравалийского и других неоднократно отмечали В. Е. Хаин, Ф. Файф, О. Леонардос, Н. А. Божко, Е. А. Долгинов, Н. А. Логачев, Е. Е. Милановский и др. Н. А. Божко рассматривает их в качестве своеобразных поясов тектонотермальной переработки, Е. А. Долгинов в геосторическом аспекте придает им значение окраинно-континентальных. Характерными чертами этих поясов является полициклическое развитие в высокотемпературном режиме с преобладанием базитового (гранулит-базитового) профиля супракрустальных комплексов и устойчивое наследование простираций инфраструктуры фундамента. После завершения формирования складчатой структуры эти пояса испытали неоднократную тектонотермальную переработку, сопровождающуюся тектогенезом (повторная складчатость, надвигообразование, расланцевание, зоны повышенной деформации и т. п.), ретроградным метаморфизмом, метасоматозом, гранито- и пегматитообразованием и «омоложением» пород. В истории их развития проявлена устойчивая тенденция к периодическим поднятиям и размывам, способствовавшим обнажению гранулит-базитового субстрата. Докембрийские пояса подобного типа характерны для рифтогенных пассивных окраин Индийского и Атлантического океанов. Специфической чертой докембрийских поясов тектонотермальной переработки является тенденция к деструктивному стилю их развития, сохранившаяся и на более поздних этапах геологической истории. Именно эти пояса стали ареной мезозойского и кайнозойского рифтогенеза и сопряженного с ними молодого океаногенеза.

Красноморский позднепротерозойский подвижной пояс, расположенный на северном продолжении Мозамбикского активизированного пояса, по особенностям строения и развития отличен от окраинно-континентальных поясов. Как показано в гл. I, он имеет интра-

кратонную природу и относится к структурам полного или завершённого развития. Панафриканская или мозамбикская орогенция в Красноморском подвижном поясе не была активизационной, поскольку синхронные с этой орогенцией тектономагматические события «укладываются» в естественный цикл развития подвижного пояса, в данном случае байкальского. Более того, активизационные процессы «наводились» из этого пояса, по крайней мере, на сопредельные регионы. Учитывая, что Красноморский рифт по масштабам и степени развития превосходит все известные континентальные и межконтинентальные рифты, можно считать, что предрасположенность этой территории к рифтогенезу была оптимальной. Все это свидетельствует, что развитие рифтогенеза не ограничивается структурами типа окраинно-континентальных поясов с присущими им гранулит-базитовыми комплексами и что рифтогенез не в меньшей степени зависит, во-первых, от структурных неоднородностей на уровне литосферы (Красноморская, Байкальская и другие рифтовые зоны); во-вторых, от характера активизации на дорифтовом этапе. Оба эти условия четко проявлены в Красноморской рифтовой зоне.

Приведенная модель развития мантийного диапира применима для объяснения выклинивания Красноморского рифта. В центральной части рифта в составе его докембрийского субстрата присутствуют вулканогенно-осадочные породы базальтового и андезитового состава, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. При этом рифтогенез наиболее развит в центральной части, где рифт максимально не совпадает со структурным рисунком вулканогенно-осадочного субстрата, тогда как в северной части, где простираются породы этого субстрата максимально конформно с рифтом, последний проявлен слабее. Этот факт неоспоримо свидетельствует, что рифтогенез в первую очередь контролируется глубинными явлениями, а не собственно структурными особенностями субстрата. Вместе с тем субстрату Судано-Аравийского пояса принадлежит не последняя роль, поскольку по составу (андезиты, базальты) он, по-видимому, приближается к сланцево-базитовому или мафическому типу коры, наиболее предрасположенному к рифтогенной активизации.

На основании изложенного можно сделать следующий вывод. Красноморский рифт развивается как эндогенно-активная система со своим центром разрастания. Соотношение его дорифтового и рифтового структурных планов проявляется на разных уровнях — мантийном и коровом. На мантийном уровне это соотношение проявлено в наследовании рифтовым эндогенным режимом «стволов» дорифтовой активизации и докембрийских литосферных неоднородностей. С этой точки зрения Красноморский рифт — структура предопределенная (унаследованная). Соотношение же эндогенного режима собственно рифтового этапа со структурой фундамента выявляет наложенность (автономность) рифтогенеза, причем ее степень изменяется в широких пределах и зависит от анизотропии фундамента («рамы») рифта.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

Существующие в теоретической геотектонике и противоборствующие в своем крайнем выражении концепции фиксизма и мобилизма дали новый импульс представлениям о динамических процессах в эволюции земной коры и литосферы в целом. Работами советских тектонистов А. В. Пейве и его школы в Геологическом институте АН СССР, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, Ю. М. Пушаровского, Е. Е. Милановского и других показано, что в основе эволюции земной коры лежат конструктивно-деструктивные процессы. Идеи конструктивного развития земной коры нашли отражение в новом методическом подходе к составлению тектонических карт по времени формирования зрелой континентальной коры. По этой методике А. В. Пейве и другими составлены тектонические карты Евразии, А. С. Перфильевым — Урала, М. С. Марковым и другими — Северо-Востока СССР, Е. Д. Сулиди-Кондратьевым и другими — Африки и Аравии. По мнению В. Е. Хаина, Ю. М. Пушаровского, Е. Е. Милановского, Л. Э. Левина, М. С. Маркова и других, процесс деструктивного тектогенеза лежит в основе современных представлений о формировании краевых и внутренних морей и новообразованных океанов.

Сейчас все большее число исследователей склоняется к мнению, что континентальный рифтогенез и океанообразование являются крайними ступенями единого деструктивного процесса. С этой точки зрения рифтовые системы в последние годы привлекают особое внимание, поскольку они, во-первых, выступают в качестве деструктивной формы тектогенеза, а, во-вторых, их изучение позволяет наблюдать начальные стадии рифтогенеза (в конечном счете океаногенеза) в пределах континентов [32]. Поэтому изучение процессов континентального рифтогенеза представляет большой интерес особенно там, где эти рифты непосредственно связаны с океанами. Африкано-Аравийский рифтовый пояс, и в первую очередь область сочленения Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов (Афарская впадина), в этом отношении классическое место проявления новейшего и современного деструктивного тектогенеза. Здесь еще на континенте можно проследить процессы деструкции континентальной коры от начальных до конечных стадий с формированием коры океанического типа. Поэтому не случайно Кенийский и Танганьикский рифты, Афарская впадина служили объектом специальных исследований в рамках международного проекта «Верхняя мантия».

Западный (Танганьикская ветвь) и особенно Кенийский (рифт Грегори) рифты служили объектами специальных исследований и достаточно хорошо рассмотрены В. В. Белоусовым, Е. Е. Милановским, Н. А. Логачевым и др. Поэтому рассмотрим структуру Афарского рифта, отличающегося от типичных континентальных рифтов

своей связующей ролью между океаническими и континентальными рифтами. Основываясь на материалах зарубежных геологов, с привлечением исследований автора по Красноморскому и Западно-Аравийскому рифтам, структура Афара рассматривается с точки зрения деструктивного процесса. При этом приводятся лишь самые общие сведения, поскольку более обстоятельные данные по различным вопросам геологии впадины содержатся во многих работах зарубежных исследователей, в первую очередь П. Мора, Г. Тазиева, Ф. Барбери и других, внесших большой вклад в ее изучение, а также 2-томном сборнике, специально посвященном проблемам геологии Афара под редакцией А. Пильгера. В советской литературе сведения о вулканизме и тектонике впадины приведены в работах Н. В. Короновского, А. Ф. Грачева, В. Г. Казьмина, Е. Е. Милановского, Н. А. Логачева и др.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АФАРА

Афарская впадина расположена в месте сочленения трех рифтов: Красноморского, Аденского и Эфиопского (рис. 32). В плане она имеет форму треугольника, представляющего важный узел Африкано-Аравийского рифтового пояса. Здесь происходит сопряжение структур красноморского (северо-запад — юго-восток), эфиопского (северо-восток — юго-запад) и аденского (восток — запад) направлений.

Афар, ограниченный со всех сторон континентальными блоками, представляет собой тектоническую депрессию, выполненную миоценовыми морскими и озерными отложениями. На севере впадины широко развита мощная эвапоритовая толща, сложенная гипсом, ангидритом и прослоями каменных солей, основная же часть впадины выполнена покровами базальтов от миоценовых до современных. Самые древние базальтовые покровы, обнажающиеся в Афаре, имеют радиологический возраст 25 млн. лет. Большую же часть Афара слагают вулканы стратоидной серии Афар и Аден плиоцено-плейстоценового возраста.

Серия Афар представлена однообразной толщей субщелочных базальтов, переслаивающихся в верхах с риолитами и игнимбридами. Накопление вулканитов этой серии происходило в интервале от 8 до 1,5 млн. лет. В краевых частях впадины миоценовые вулканы залегают с несогласием на более древних образованиях. Вулканы переслаиваются с озерными отложениями. В базальтовых покровах этой серии отчетливо прослеживаются рои даек — подводящие каналы лавовых излияний. В южной части Афарской впадины дайки имеют главное северо-северо-восточное и в меньшей мере северо-западное и широтное простирания.

Вулканы серии Аден в отличие от базальтов серии Афар локализованы в узких кулисообразно расположенных зонах — вулканических грядах, сложенных базальтами, трахитами, щелочными риолитами и комендитами, излившихся из центральных вулканов.

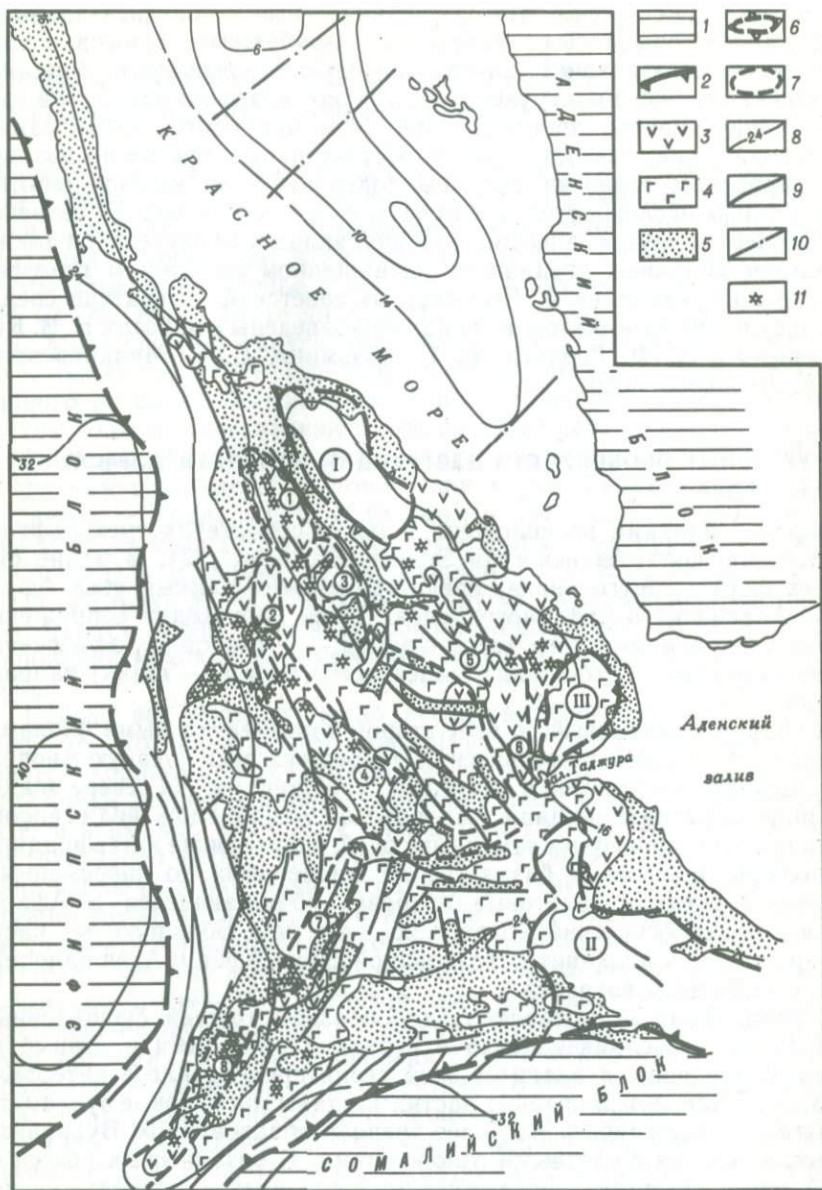


Рис. 32. Геолого-структурная схема сочленения Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов:

1 — блоки континентальной коры; 2 — границы рифтов; 3—4 — вулканы: 3 — Афар (миоцен — нижний плейстоцен), 4 — Аден (плейстоцен-голоцен); 5 — красноцветная и эвапоритовая серни неогена и морские, озерные и пролювиальные четвертичные отложения; 6 — слабо «переработанные» блоки континентальной коры: I — Данакильский, II — Айша, III — Таджур; 7 — зоны максимальной деструкции континентальной коры и подъема разуплотненной мантии: 1 — Эрта-Але, 2 — Аланти, 3 — Амрти, 4 — Тендахо, 5 — Манда-Инакир, 6 — Ассаль, 7 — Исса; 8 — Херта-Але; 8 — изолинии глубины залегания поверхности Мохо, км; 9 — сбросы; 10 — поперечные разломы Красноморского рифта; 11 — вулканы

Петрохимически они соответствуют продуктам вулканизма океанического типа. Их появление в серии Афар характеризует новую фазу расширения, начавшуюся еще в раннем плейстоцене и продолжающуюся в настоящее время. По мнению Ф. Барбери и Ж. Варе, эта фаза расширения началась 3—4 млн. лет назад и совпадает с фазой раскрытия осевых трогов рифтов Красного моря и зал. Таджура Аденского рифта. В результате этого процесса в рифтах Красного моря и Аденского залива сформировалась кора океанического типа.

Дно Афара обладает сложной структурой. Для него характерна густая сеть разноориентированных сбросов с амплитудой в первые десятки, реже сотни метров (грабен Исса — 500 м). Значительное число разломов принадлежит к типу открытых (зияющих) трещин без смещения. Наиболее масштабные разломы образуют разноориентированную систему грабенов и горстов, самыми крупными из которых являются грабены Эртале, Исса, Тендахо и др. Кроме этих форм проявления тектоники в структуре Афара выделяют систему осевых вулканических хребтов, приуроченных к зонам интенсивного растяжения с возможным разрывом гранитометаморфического слоя.

Гравитационное поле впадины Афар в целом характеризуется отрицательными аномалиями Буге. Осевые вулканические хребты трассируются зонами локальных гравитационных максимумов. Глубинная структура впадины Афар и сопредельных территорий, выявленная по гравиметрическим и сейсмическим данным, свидетельствует, что под впадиной Афар континентальная кора утонена и подстилается слоем пониженной плотности со скоростью продольных сейсмических волн 7,3—7,7 км/с. Этот слой, залегающий в Афаре на глубине от 16 до 24 км, с учетом магнитно-теллурических данных большинством исследователей интерпретируют как аномально разогретую мантию, обеспечивающую высокий тепловой поток, генерирующий выплавление слабодифференцированной базальтоидной магмы, питающей вулканы осевых зон, отождествленных Ф. Барбери и Ж. Варе по характеру вулканизма и геодинамическому режиму со срединно-океаническими хребтами. Осевые вулканические хребты приурочены к участкам наибольшего приближения к поверхности разуплотненного мантийного слоя (см. рис. 32). Это особенно хорошо проявлено в вулканической цепи Эрта-Але в северной части Афара, для которой предполагается максимальное утонение континентальной коры или полное ее исчезновение.

Таким образом, в Афаре мы имеем сложную структуру, состоящую из разнонаправленных систем разломов, роев даек и осевых вулканических хребтов. Все это отражает сложное взаимоотношение полей тектонических напряжений, приводящих к изменению континентальной коры: ее раздроблению, утонению, растяжению и пронизыванию основной магмой, т. е. деструкции. Начальные стадии этого процесса выражены интенсивным раздроблением коры и внедрением даек, т. е. механическим ее раздвижением. Результаты исследований подсчета плотности разломов, трещин и даек в Центральном Афаре позволили выявить амплитуду растяжения. Послед-

няя за период с позднего миоцена до современного времени (измерено 1500 разломов, даек и трещин) составила 14,5 км. По мнению М. Г. Ломизе, подобный процесс растяжения коры за счет насыщения ее роями даек основного состава характерен для Исландии.

В. Г. Казьмин и другие считают, что кроме прямого раздвигания и растаскивания коры, фиксируемого в Афаре в крайнем своем выражении в осевых вулканических хребтах, деструкция континентальной коры, т. е. утонение ее гранитометаморфического слоя, может происходить при интенсивном раздроблении коры и одностороннем наклоне блоков [13]. Этот механический процесс в жесткой консолидированной коре на глубине может сочетаться с пластической деформацией, способствующей процессу растяжения. О. Чарпал и другие для объяснения утонения континентальной коры в окраинно-континентальных рифтах Бискайского залива, а А. В. Пейве — Атлантики в целом привлекают подобный механизм.

Наряду с отмеченными процессами деструкция континентальной коры происходила за счет насыщения гранитометаморфического слоя магматическими породами основного состава путем инъецирования в виде даек, силлов, что в конечном счете могло привести к изменению геофизической характеристики этого слоя, приблизив его по этим параметрам к «базальтовому». Несомненным подтверждением такого процесса служат многочисленные рои базальтовых даек в Афаре, плотность которых в отдельных местах столь велика, что вмещающий их субстрат имеет подчиненное значение. Это положение можно проиллюстрировать на примере Северо-Восточного Судана, где автор наблюдал системы долеритовых даек в обрамлении Красного моря, иногда полностью вытесняющие докембрийский субстрат. Этим, по-видимому, объясняется, что кора под шельфовыми ступенями в главном трого Красного моря имеет скорости, соответствующие продольным сейсмическим волнам 6,97 км/с, свойственным «базальтовому» слою.

Возможность насыщения гранитометаморфического слоя базальтовым материалом в шельфовой зоне рифта Красного моря наглядно подтверждена на примере побережья Красного моря в Судане. Здесь в отложениях среднего миоцена, выполняющих впадину Красного моря у мыса Абу-Шагара (21° с. ш.), автором изучены покровы базальтов, петрохимически идентичных базальтам, драгированным из осевого трого, островов Красного моря и срединно-океанических рифтов. Излияния этих базальтов происходили примерно 25 млн. лет назад, т. е. задолго до образования осевого трого Красного моря (4—0 млн. лет) и отвечали ранней стадии деструкции континентальной коры. Появление в краевой части впадины Красного моря практически недифференцированных базальтов океанического типа с заведомо континентальным субстратом — примечательно с точки зрения деструктивного тектогенеза. Оно свидетельствует о высоком энергетическом потенциале эндогенного режима, обеспечивающим повышенный тепловой поток и интенсивную плавку мантии, генерирующей слабодифференцированные толеитовые базальтоидные магмы.

На примере Афара и рифта Красного моря становится очевидным, что деструкция — сложный процесс, приводящий к преобразованию континентальной коры с формированием в экстремальном случае коры океанического типа (рифты Красного моря, Аденского залива и, возможно, осевые вулканические хребты Северного Афара). Приведенные данные свидетельствуют, что деструкция осуществляется за счет: 1) растяжения континентальной коры с образованием рифтов, зияющих трещин и внедрения даек основного состава, 2) утонения гранитометаморфического слоя вследствие его раздробления, наклона блоков и последующего взаимодействия пластичного и хрупкого слоев коры, 3) насыщения континентальной коры материалом основного состава, приводящим к утяжелению и погружению «базальтового» слоя вследствие возможного его фазового перехода в гранатовый гранулит в соответствии с концепцией Е. В. Артюшкова [2].

ВУЛКАНИЗМ АФАРА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ДЕСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Афарский рифт — классическое место сочленения двух океанических («миниокеанических») и континентального рифтов. В своей структуре и развитии он отражает черты, присущие этим рифтам. Специфическими структурами Афара в этом отношении являются осевые вулканические хребты, выступающие в качестве активных центров расширения. Некоторые исследователи рассматривают осевые вулканические хребты Афара в качестве континентальных аналогов срединных хребтов океанических рифтов. Подобные аналогии основаны на сходстве их морфологии, глубинного строения, характера вулканизма и динамической обстановки формирования. Подтверждением служит и прямое «вклинивание» в Афар через зал. Таджура и грабен Ассаль структур осевого грабена Аденского залива. Влияние этого процесса выражено в изменении петрохимических особенностей вулканизма в сторону увеличения щелочности океанических толеитов Аденского залива при приближении к Афару.

Среди многих представлений о процессах деструкции континентальной коры процесс последовательного развития мантийного диапира наиболее обоснован и находится в соответствии с эволюцией вулканизма и геодинамической обстановкой формирования рифтовых структур. В образовании краевых и внутренних морей окраин атлантического (пассивных) и тихоокеанского (активных) типов В. Е. Хаин, Ю. М. Пущаровский, Е. Е. Милановский, Л. Э. Левин и другие отводят ему важную роль.

Применительно к рассматриваемому региону развитие рифтов с позиций мантийного диапира на примере рифта Красного моря представляется в следующем виде (см. рис. 27). На ранней стадии (олигоцен — миоцен) мантийный диапир, вероятно, залегал на большой глубине и имел форму обширного пологого свода. Растяжения в его сводовой части сопровождалась появлением серии разломов, служивших путями проникновения щелочно-базальтоидных магм,

сменившихся позднее по мере развития диапира слабодифференцированными толеит-базальтоидными магмами.

Эволюция вулканизма от щелочного к толеитовому находится в соответствии с концепцией о последовательном утонении континентальной коры в области развития мантийных диапиров. Данные, о том что Трапповая серия Эфиопии, отвечающая ранней стадии развития сочленяющихся в Афаре рифтов, наряду со щелочными базальтами содержит переходные к толеитам разности, в целом не нарушают этой закономерности, наиболее убедительно обоснованной на примере Кенийской рифтовой зоны [19].

Растяжение, начавшееся в среднем миоцене, вероятно, усиливающееся за счет горизонтального растекания диапира, привело к заложению обширной впадины, выполненной мощной, преимущественно эвапоритовой толщей, прослеживаемой по сейсмическим данным. Образование рифтовых впадин сопровождалось внедрением недифференцированной базальтоидной магмы. В одних случаях базальтовые расплавы застывали на глубине в виде даек, в других (побережье Северо-Восточного Судана) — они поднимались к поверхности и изливались, образуя покровы. По Р. Колману и другим, в некоторых случаях (район Тихама-Асир на восточном побережье Красного моря) в благоприятной тектонической обстановке формировались дифференцированные массивы «расслоенных» габбро.

Повсеместное крупное несогласие между миоценом и плиоценом отвечает поднятию и размыву осадков, что можно связывать с новым подъемом мантийного диапира и его последующим взаимодействием с гранитометаморфическим слоем, но уже в осевой зоне первоначально обширного трога Красного моря. Эндогенный процесс на этом этапе протекал в узкой зоне осевого трога и сопровождался интенсивным инъецированием недифференцированных базальтов в виде вертикальных даек и интрузий с фрагментацией, раздвигом и утонением континентальной коры, вплоть до полного разрыва и исчезновения гранитометаморфического слоя.

Таким образом, в результате последовательного стадийного развития мантийного диапира в Красноморском рифте сформировались две разновозрастные и пространственно разобщенные генерации недифференцированных базальтов океанического типа. При этом более молодая стадия развития диапира характеризуется меньшей глубиной и соответственно меньшим «разносом» базальтоидных инъекций (дайки, интрузии). Его воздействие проявляется в узкой осевой зоне грабена и, возможно, полностью «перерабатывает» дайки ранней генерации (рис. 33). При многократном пульсационном развитии мантийного диапира этот процесс, возможно, способен продуцировать серию разновозрастных генераций мантийных инъекций, закономерно омолаживающихся к центру. Во всяком случае существование двух генераций толеит-базальтоидного магматизма (миоценового и плиоцен-четвертичного) для рифта Красного моря неоспоримо и свидетельствует о принципиальной возможности такого процесса. По Н. А. Логачеву, А. Ф. Грачеву, А. Е. Святловскому и другим, оно хорошо согласуется и с центростремительной тенден-

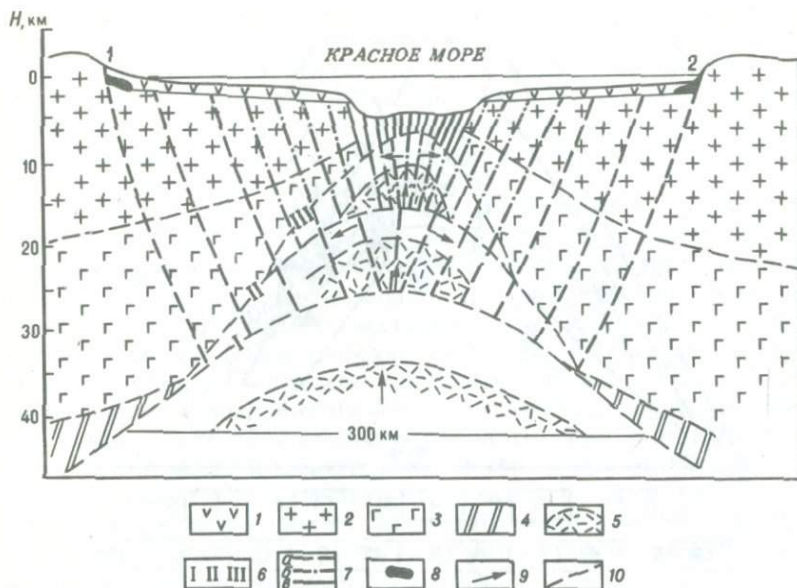


Рис. 33. Схема развития мантийного диапира Красноморской рифтовой зоны:

1 — неоген-четвертичные осадки (внемасштабное изображение); 2-3 — слои: 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый»; 4 — верхняя мантия; 5 — кровля аномальной мантии; 6 — условные геотермы или фронт перемещения стадий развития мантийного диапира: I — ранней (P₂ — N₁), II — средней (N₁), III — поздней (N₂ — Q); 7 — дайки базальтов (α — ранней, б — средней, в — поздней стадий); 8 — базальты: 1 — Абу-Шагара Северо-Восточного Судана, 2 — Тихама-Асир, Саудовская Аравия; 9 — направление тектонических напряжений; 10 — границы слоев

цией вулканизма при рифтовом режиме, четко проявленной в Афаре, Байкальском и Кенийском рифтах.

По мнению Ф. Барбери и Ж. Варе, рассматриваемая модель развития восходящего мантийного диапира, по существу, хорошо увязывается с вулканической эволюцией осевых хребтов Афара, развитие которых происходит в три стадии. В первую стадию (трещинные излияния или зарождение осей расширения) происходит излияние слабодифференцированных оливиновых толеитов, петрохимически близких базальтам срединно-океанических хребтов (рис. 34). Тектоническая и вулканическая активность проявлена в узких осевых грабенах и сопровождается одновременным образованием сбросов и внедрением даек базальтов по обе стороны грабена на расстоянии не менее 15 км. При этом возраст базальтов симметрично уменьшается от краев к оси грабена. Это обстоятельство, по-видимому, отражает закономерность глубинного характера. Вторая стадия — образование щитовых вулканов, приводит к аккумуляции лавы вдоль осевой части первоначального грабена с формированием удлиненного поднятия, осложненного разломами. На этой стадии может осуществляться обособление магматических камер, что в петрохимическом отношении выражено в обогащении базальтоидных дифференциатов железом. В третью стадию возникают вулканы центрального типа, изливавшие сильнодифференцированные лавы до

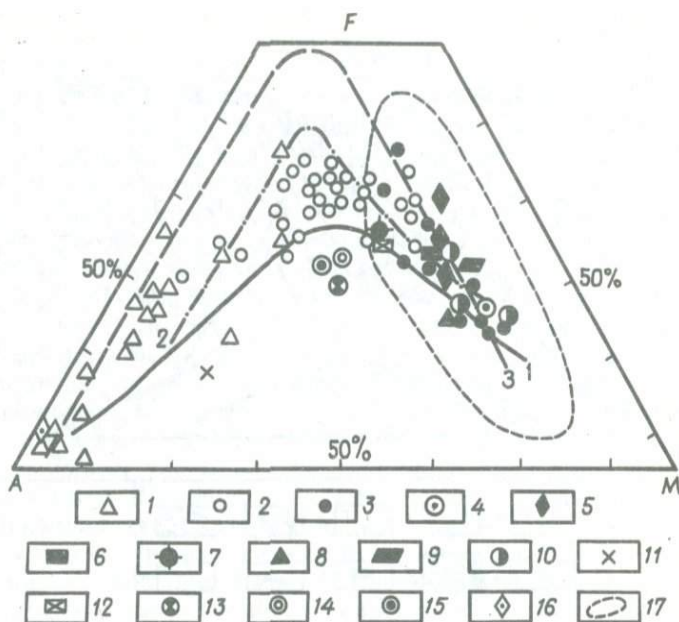


Рис. 34. Диаграмма AFM базальтов Красноморско-Аденской рифтовой зоны и океанов.

1—3 — вулканы стадий развития осевых хребтов Афара: 1 — центральных вулканов, 2 — щитовых вулканов, 3 — трещинных вулканов; 4—9 — толеиты: 4 — Аденского залива, 5 — осевого трюга Красного моря, 6 — хребтов Шеба и Центрально-Индийского, 7 — о-ва Таир, Красное море, 8 — Срединно-Атлантического хребта, 9 — Гавайских островов; 10 — базальты среднего миоцена побережья Красного моря; 11 — муджириты Гавайских островов; 12 — гавайиты; 13—15 — щелочные базальты: 13 — Восточно-Тихоокеанского поднятия, 14 — оливиновых островов Индийского океана, 15 — оливиновые Тихого океана; 16 — комендиты о-ва Пасхи; 17 — поле океанических базальтов. Линии дифференциации: 1 — щелочных пород, 2 — толеитов Гавайской серии, 3 — интрузии Скаергард

трахитов, пантеллеритов и гиперщелочных кислых пород — комендитов. Этому способствует устойчивость индивидуализированных магматических камер, формирующихся при снижении тектонической активности. Однако, по мнению Ф. Барбери и Ж. Варе, генерация магмы происходила на значительной глубине (на мантийном уровне), на что указывают низкие соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0,7022.

Ф. Барбери и Ж. Варе сравнивают первую и вторую стадии соответственно со срединно-океаническими рифтами и вулканами Гавайских островов. Петрохимические данные показывают, что вулканизм осевых хребтов Афара действительно имеет определенное сходство с вулканизмом океанических структур (см. рис. 34). Как и в развитии Гавайской структуры, по мере их стабилизации и затухания тектонической активности, толеитовый вулканизм сменялся щелочно-базальтоидным, вплоть до излияния щелочных трахитов, пантеллеритов и комендитов. Развитие вулканических хребтов Афара демонстрирует на континенте как бы в миниатюре в сильно редуцированном виде эволюцию океанических структур в течение короткого периода (3—5 млн. лет) от стадии срединно-океанического хребта к стадии относительно консолидированных вулканических островов типа Гавайских.

С переходом к более «зрелой» стадии щитовых вулканов тектоническая активность в Афаре снижается. Еще больше эта тенденция проявлена на последней стадии, когда доминирующей формой вулканических извержений становятся вулканы центрального типа. Следовательно, в развитии осевых вулканических хребтов Афара можно проследить как бы полный цикл эндогенного развития рифтовой зоны от ее зарождения до угасания.

В этой связи очень интересно соотношение рифта Красного моря и осевых хребтов Афара. Считается, что рифт Красного моря находится на наиболее развитой стадии рифтогенеза, а Афар — на предшествующей ему стадии. Однако это представление обманчиво, оно чисто психологическое, поскольку Красное море по существу представляет «миннокеаническую» структуру. С точки зрения петрохимии, отражающей процесс глубинной эволюции земной коры, вулканические осевые хребты Афара являются структурами, развитие которых в «континентальном варианте» уже миновало стадию осевого трога рифта Красного моря. В этом нетрудно убедиться при сопоставлении главнейших петрохимических показателей базальтов осевого трога Красного моря и осевых вулканических хребтов Афара. Толейтовые базальты Красного моря сопоставимы лишь с вулканистами начальной стадии осевых хребтов.

Поскольку связь осевых вулканических хребтов Афара со срединно-океаническими хребтами убедительна, а континентальные и океанические рифты рассматриваются в качестве различных стадий единого процесса — рифтогенеза, то логично ожидать в океанах аналоги внеосевых площадей Афара. Таковыми могут быть зоны спокойного магнитного поля, а не океанические плиты (талассогены, по Ю. М. Пушаровскому), как первоначально предполагал автор. Спокойная магнитная зона характеризуется специфическими чертами строения: нечеткостью магнитного поля и прерывистостью сейсмических волн, не свойственных нормальной океанической коре.

Внеосевые площади Афара по глубинному строению имеют кору переходного типа, еще не вполне отвечающую коре спокойной магнитной зоны на данной стадии рифтогенеза. В процессе дальнейшего развития рифтогенеза эта кора может приобрести черты, близкие по геофизическим показателям к океанической коре, как, например, в Аденском заливе, континентальной окраине Южной Австралии и в других районах мира. По мнению Дж. Кохрана, в Аденском заливе кора спокойной магнитной зоны сформировалась за счет континентальной путем диффузного растяжения и по геофизическим показателям близка к океанической. М. Тальвани и другие на примере континентальной окраины Южной Австралии установили, что кора спокойной магнитной зоны не океаническая и не континентальная, а «рифтовая» и ей принадлежит важная роль в эволюции пассивных континентальных окраин.

Если бы в Афаре рифтогенез проявился более интенсивно на этапе формирования главной впадины (N_1), то в период формирования осевых вулканических хребтов в плиоцен-четвертичное время новообразование коры переходного типа следовало бы ожидать на

большей площади, в первую очередь там, где континентальная кора в настоящее время лишь только утонена. По А. Ф. Грачеву, в случае дальнейшего развития рифтогенеза уже на океанической стадии можно было бы ожидать полного отторжения континентальных блоков Данакильских гор, блока Айша, зал. Таджура, подобно образованию континентальных останцев Сейшельских о-вов, о-ва Сокотра и др. Следует отметить, что корреляция окраинных частей Афара с корой переходного типа в значительной мере дискуссионна.

Изменение состава вулканитов в развитии осевых вулканических хребтов Афара служит хорошим индикатором динамики эндогенного режима, проявленной в миграции уровня генерации магм. При этом могут быть выделены восходящая и нисходящая ветви эндогенного режима рифтовых зон. Режим восходящего развития выражен в появлении щелочного вулканизма на ранней стадии рифтогенеза и его смене слабодифференцированным толеитовым — на поздней. Эта ветвь характеризует активную деструктивную геодинамическую обстановку (осевые трюги Красного моря и Аденского залива). Смена толеитового вулканизма щелочным при нисходящей ветви, напротив, свидетельствует об увеличении глубины генерации магмы и угасании тектонической активности. Начальная стадия щелочного вулканизма затронула осевые вулканические хребты Афара. Эндогенный режим нисходящей ветви пассивный, по-видимому, остаточный и не приводит к активному расширению.

Таким образом, на примере вулканизма Афара, как и всей Красноморско-Аденской рифтовой зоны, установлена связь эволюции вулканизма и геодинамического режима рифтовых зон. На ранних стадиях вулканического цикла источники эндогенного возбуждения, находившиеся на большой глубине, продуцировали выплавку более глубоких и более щелочных магм. Впоследствии по мере усиления эндогенного процесса степень частичного плавления резко возрастала, уровень генерации магмы поднимался и образовывались слабодифференцированные базальты.

В связи с изложенным следует еще раз коснуться вопроса о направленности вулканизма (магматизма) при рифтовом режиме, поскольку Ю. Г. Гатинский и другие считают, что вулканизм при рифтогенезе начинается с толеитового. С этих позиций направленность изменения состава магматизма связывается с «углублением» расколов и последующим дренированием более глубоких щелочных магм. А. Ф. Грачев в книге «Рифтовые зоны Земли» наглядно показал ошибочность таких представлений. А. В. Разваляев в 1980 г. установил, что при рифтогенезе вулканизм эволюционирует в соответствии с развитием эндогенного режима и, следовательно, степенью продвинутости мантийного диапира. В полном тектономагматическом цикле вулканизм эволюционирует от щелочного к толеитовому, а затем вновь к щелочному. В соответствии с этим выделяют восходящую и нисходящую ветви эндогенного развития рифтовых зон. В последнее время эти представления подтверждены в работе А. И. Альмухамедова, Г. Л. Кашинцева и В. В. Матвеевкова, очень важной для понимания рифтогенеза [1].

Особенности эволюции земной коры Афара выходят далеко за рамки региональной значимости. Они представляют особый интерес в свете проблемы развития внутриконтинентальных и краевых морей [17]. Установленные здесь закономерности деструкции земной коры можно распространить на развитие внутренних морей типа Тирренского, Эгейского, Черного и других, а также окраинных морей в зонах активных континентальных окраин: Охотского, Японского, Берингова и морей Юго-Восточной Азии, для объяснения природы которых все больше привлекают механизм деструкции континентальной коры, по мнению В. Е. Хаина, Л. Э. Левина, В. М. Ковылина и других, в основных чертах близкий рассмотренному для Афара и Красного моря. Роль деструктивного тектогенеза в эволюции земной коры резко возрастает, если учесть, что сходные процессы лежат в основе развития пассивных континентальных окраин.

Особенности строения и развития Афара способствуют пониманию природы деструктивных структур в геологическом прошлом и, в частности, рифтовых структур Западной Сибири и, вероятно, палеорифтов (авлакогенов) Западной Европы и Русской плиты. В отличие от линейных или щелевых рифтов, в которых эндогенная энергия концентрируется вдоль узких зон, эти области характеризуются обширным латеральным растяжением, неглубоко залегающей аномальной мантией, наличием разноориентированных, часто парно сопряженных осей (центров) расширения и рассеянным проявлением эндогенной энергии. По мнению В. В. Белоусова, подобный рассредоточенный эндогенный режим создается в тех случаях, когда кора к моменту проявления рифтогенеза еще недостаточно консолидирована.

Рассеянные на большой площади грабены Западной Сибири по геодинамической обстановке и эндогенному режиму потенциально наиболее близки к образованию коры океанического типа. В этом смысле они как нельзя более точно охарактеризованы В. В. Белоусовым [3], назвавшим Западную Сибирь «неудавшимся» океаном. В случае Афара, зрелая континентальная кора которого сформировалась в докембрии, а рассредоточенный режим возник в результате раздробления литосферы в месте пересечения трех рифтов, мозаичное сочетание векторов напряжений создало неустойчивое динамическое состояние литосферы, способствовавшее рассеянному проявлению эндогенного процесса. В Афаре, в отличие от Западной Сибири, особенно в северной части (Данакильская впадина), океан «удался», но проявился в «сухопутном» варианте.

ГЛУБИННЫЙ АСПЕКТ ДЕСТРУКЦИИ КONTИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО КONTИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

Превращение континентальной коры в океаническую во времени и пространстве проявляется как результат динамического процесса в верхней мантии и коре. Понимание этого процесса очень важно, поскольку оно приближает к пониманию одной из сторон (деструктивная) взаимосвязанного конструктивно-деструктивного процесса

тектогенеза. В областях активного континентального рифтогенеза типа Красноморского и Афарского рифтов в сложной геологической истории этот процесс может быть прослежен как ряд в различной степени продвинутых стадий развития мантийного диапира, крайним выражением которого является появление на месте континентальной коры новообразованной коры океанического типа.

Одна из интересных сторон глубинной эволюции континентальной коры при рифтогенезе — ее преобразование в океаническую. Происходит ли этот процесс путем разрыва континентальной коры по единой вертикальной плоскости с последующим раздвижением расходящихся блоков (плит) или здесь имеются какие-то более сложные преобразования? Геофизические и петрологические данные показывают, что процесс этот длительный и протекает неодинаково на разных уровнях литосферы. Рифтогенез, связанный с внедрением в литосферу разуплотненного мантийного вещества, обуславливает в коре сложный процесс вещественных изменений. Одно из выражений этого процесса — появление в сиалической коре слоя (промежуточного, по С. Мюллеру) со скоростями 6,3—6,4 км/с.

На ранних стадиях рифтогенеза в нижних горизонтах сиалической коры по мере развития глубинного процесса (мантийного диапиризма) образуется низковязкий, пластичный слой, в котором начинают преобладать пластичные деформации, обусловленные повышением температуры. В этих условиях резко снижается вязкость пород и увеличивается их текучесть [2]. Этот и особенно лежащий под ним, «базальтовый» слой, насыщаются магматическими инъекциями мантийного происхождения (дайки базальтов осевого трога Красноморского рифта, Афара). В дальнейшем в пластичном сиалическом слое образуется «шейка», которая прогрессивно утоняется и в наиболее развитых рифтах разрывается, а нижележащий слой, все более насыщаясь мантийным материалом, превращается в «псевдоокеаническую» кору — третий океанический слой.

Разогретый сиалический слой, способный пластически деформироваться при растяжении, установлен во многих активных континентальных рифтах на различной глубине в зависимости от стадии их развития. В Афаре (включая и Данакильский горст), Джибути и в северной части Кенийского рифта в верхах коры выделяется промежуточный слой (6,0—6,4 км/с), который залегает над слоем со скоростями продольных волн от 6,7 до 6,9 км/с. В Центральном Афаре этот слой залегает на глубине 3—5 км и имеет такую же мощность. При приближении к «океаническим» структурам Красного моря и Аденского залива этот слой выклинивается. Присутствие в Северном Афаре слоя мощностью 3—4 км со скоростями 6,0—6,1 км/с свидетельствует, что, хотя верхняя кора под Афаром заметно отличается от «нормальной» океанической, все же она наиболее близка к последней. Многочисленные инъекции базальтовых даек, как уже отмечалось, настолько изменили первоначальную континентальную кору, что она по геофизическим характеристикам является «промежуточной» между континентальной и океанической.

В Красном море (осевой трог) и Аденском заливе, представляющих развитые межконтинентальные рифты, процесс мантийного диапиризма привел к полному исчезновению промежуточного слоя. Результаты сейсмологических исследований Р. В. Гирдлера свидетельствуют, что в осевом трогое обнажается сейсмический слой со скоростями 6,6—7,0 км/с, характерными для второго океанического слоя. Драгирование пород со дна осевого трога и геолого-геофизические исследования, проведенные Институтом океанологии АН СССР в районе 18° с. ш., включая прямое обследование дна с помощью погружающегося автономного подводного аппарата «Пайсис», подтвердили здесь наличие второго океанического слоя, перекрытого маломощными осадками [9].

Реликты промежуточного слоя в рифте Красного моря, вероятно, сохранились в его шельфовой зоне и перекрыты мощной (до 6 км) преимущественно эвапоритовой толщей миоцена [12]. В пользу такого предположения свидетельствуют некоторые геофизические данные. Так, на сейсмических профилях, расположенных к западу от осевого трога (№ 175—176 — на северо-востоке архипелага Дахлак, № 177 — 18° с. ш. в южной и № 182 — 24° с. ш. в северной частях Красного моря) выделяют акустический фундамент со скоростями (в км/с), равными соответственно 5,91; 6,37 и 6,09, который может быть отождествлен с сиалическим слоем, насыщенным дайками базальтов.

Процесс прогрессивного развития корового утонения при рифтогенезе взаимосвязан с вулканизмом. Предполагается, что в процессе утонения континентальной коры с образованием «шейки» наступает такой момент, при котором дальнейшее утонение коры, связанное с разуплотнением мантии, приведет к разрыву «шейки». При этом проницаемость коры возрастает. Логично предположить, что именно с этого момента резко увеличивается вулканизм. Вероятно, на этой или близкой к ней стадии развития находятся Кенийский, Эфиопский и Афарский рифты. Из геофизических данных следует, что мощность промежуточного сиалического слоя в этих рифтах в первом приближении соизмерима и равна 3—5 км, хотя глубина его залегания различна.

Геофизический смысл эволюции вулканизма заключается в изменении глубинного строения коры. Внедрение слабодифференцированных даек базальтов, диабазов и трещинных излияний указывает на формирование в ней промежуточного слоя (6,3—6,4 км/с). Следовательно, массовое внедрение базальтовых даек можно рассматривать в качестве индикатора определенных изменений глубинного строения континентальной коры в областях рифтогенеза.

Таким образом, из краткого обзора глубинного строения Красноморского рифта и Афара следует, что при рифтогенезе глубинный аспект эволюции континентальной коры состоит в появлении в низах сиалической коры слоя со скоростями 6,3—6,4 км/с и его прогрессивном утонении с образованием на промежуточной стадии деструкции континентальной коры «шейки». В процессе эволюции коры промежуточный сиалический слой стремится к утонению и полному разрыву

ву, нижний же слой — к увеличению мощности и «базификации». В наиболее развитых рифтовых структурах (Красное море) прогрессивно развивавшийся процесс разрыва континентальной коры первоначально привел к формированию в главном трого коры переходного типа, а при дальнейшем утонении — к полному ее разрыву в осевом трого и образованию коры, сходной по геофизическим показателям с океанической, но все еще, по-видимому, содержащей континентальные блоки. О наличии в осевом трого элементов континентальной коры свидетельствует отмеченная в гл. III «консервативность» ориентировки разломной сетки как в акватории, включая и осевой трог, так и на континенте. Осевой трог на данной стадии, по-видимому, еще не представляет собой зияющую на всю глубину литосферы трещину.

✓ На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза проявлена в деструкции континентальной коры и новообразовании океанической.

2. Деструкция происходит путем фрагментации и растяжения континентальной коры, поверхностной и, по-видимому, подкоровой эрозии, внедрения в нее даек основного состава, приводящего к изменению ее геофизических параметров в сторону их приближения к характеристикам «базальтового» слоя.

3. Особенности вулканизма и динамика развития зоны сочленения рифтов Красного моря, Аденского залива и Восточной Африки позволяют в осевых вулканических хребтах Афара видеть аналоги океанических рифтов как бы в их «континентальном» варианте.

4. Пример Афара позволяет наметить начальные стадии развития структур мозаичного строения, характеризующиеся сложной геодинамической обстановкой, проявлением рассеянного эндогенного режима и являющихся одной из специфических форм деструкции континентальной коры.

5. При рифтогенезе глубинный аспект эволюции континентальной коры проявлен в мантийном диапиризме. Процесс перехода от континентальных рифтов к океаническим сопровождается образованием слоя, соответствующего по геофизическим и петрологическим параметрам второму слою океанической коры (Красное море). При дальнейшем развитии рифтогенеза этот «псевдоокеанический» слой, являющийся как бы «остаточным» от континентальной коры, замещается «истинной» океанической (Аденский рифт).

Таким образом, эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза сводится к ее деструкции, замене новообразованной корой океанического типа. Деструкция представляет собой сложный процесс изменения физико-химических свойств коры, обусловленный внедрением в литосферу астеносферных диапиров, способствующих ее разогреву и растяжению. При этом растяжение рассматривается как результат внедрения астеносферных диапиров. Подобное представление отводит активную роль в тектоногенезе процессам взаимодействия астеносферы и литосферы [20] и

резко снижает значение пассивного внедрения астеносферы в литосферу при ее расколе за счет сил, приложенных извне, как это допускается с позиций концепции новой глобальной тектоники. Вместе с тем в областях рифтогенеза автор не исключает возможность влияния на процесс мантийного диапиризма выделяемых Ю. Г. Леоновым [17] глобальных эпох активизации тектогенеза, выступающих в качестве акселерирующего фактора рифтогенеза.

Глава VI

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН И ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

При изучении континентального рифтогенеза становится все более очевидным необходимость выявления закономерностей связи рифтогенеза с предшествующими этапами развития и выдвигается проблема его предопределенности и унаследованности. Большое значение в раскрытии этих закономерностей имеют работы Е. Е. Милановского, выделяющего предрифтовую стадию «созревания» кайнозойских рифтов, проявившуюся за десятки и даже сотни миллионов лет до их образования, В. В. Белоусова, Н. А. Флоренсова, Н. А. Логачева, Н. А. Божко, А. Ф. Грачева, Е. А. Долгинова, В. П. Поникарова, А. В. Разваляева и других о глубинной термальной активности и эволюции мантии областей континентального рифтогенеза. Из зарубежных геологов эти вопросы в общих чертах затронуты в работах Ф. Дикси, Р. Мак-Коннела, В. Файфа, О. Леонардоса и др.

Зависимость континентальных рифтовых зон от структуры фундамента («рамы») и его анизотропии хорошо известна. Установлено, что более глубокая связь континентального рифтогенеза с предшествующей историей состоит в его приуроченности к областям докембрийских структур, которые ко времени рифтогенеза сохранили большую тектоническую активность, а, следовательно, и более интенсивный тепловой режим [8, 19, 27]. К ним относятся области, испытавшие внегеосинклинальную неоднократную тектономагматическую активизацию (Мозамбикский и Ливийско-Нигерийский пояса — в позднем рифее — раннем кембрии; Гренвильский и Дальсландский — в среднем рифее).

Н. А. Божко, Е. А. Долгинов, В. М. Моралев, В. П. Поникаров, развивая идеи В. Е. Хаина о своеобразии поясов позднепротерозойской тектономагматической активизации, акцентировали внимание на их предрасположенность к рифтогенезу и пограничном положении в системе континент — океан. Своеобразие этих поясов заключается в наличии среди них пород гранулитовой ступени метаморфизма, массивов чарнокитов и анортозитов. В структурном

плане пояса рассматриваются в качестве ослабленных зон — мест разобщения континентов и заложения новообразованных океанических впадин. Н. А. Божко считает, что континентальный рифтогенез предпочтительней развивается на фундаменте, главнейшими чертами которого являются мафический гранулит-базитовый состав и глубокая тектонотермальная переработка.

Таким образом, в общих чертах известно, какие структурно-геологические условия наиболее предрасположены к рифтогенезу (позднепротерозойские пояса тектонотермальной активизации, базитовый профиль субстрата и его позднепротерозойский возраст и др.) и для каких обстановок последний нетипичен. Но мы все еще не знаем, почему рифты, заложившиеся, казалось бы, в сходных геологоструктурных условиях, достигли разной стадии своего развития. Например, степень «зрелости» Красноморского и Байкальского рифтов различна, хотя оба они закладывались на байкальском фундаменте, испытывавшем многократную внегеосинклинальную тектономагматическую активизацию. Хотя тезис, о том что щелочной и щелочно-ультраосновной магматизм предшествует рифтогенезу и является неотъемлемой частью его подготавливающей стадии, справедлив, еще не ясно, почему не всем областям развития щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма сопутствовал рифтогенез. Так, в окраинно-континентальных поясах типа Мозамбикского континентальный рифтогенез проявляется далеко не во всех подобных поясах и не везде одинаково. Следует также отметить, что Красноморский рифт, хотя и расположен на северном продолжении Мозамбикского пояса, не может быть классифицирован как окраинно-континентальный. Наконец, далеко не все рифтовые системы связаны с поясами Мозамбикского типа. Следовательно, отмеченные особенности при их правомерности все же не исчерпывают всех геосторических предпосылок континентального рифтогенеза.

Из изложенного следует, что степень развития рифтогенеза при сходстве предыстории существенно различается. Очевидно, строение и развитие рифтовых зон, как и их связь с субстратом, намного сложнее известных соотношений. Рифтовые зоны наряду с общими чертами строения и развития характеризуются достаточно большими отличиями, природа которых во многих случаях еще не распознана. Еще не вполне ясно, какие процессы и сочетание каких условий, кроме отмеченных, необходимы для рифтогенеза, иными словами, какой оптимальный набор геологических «обстановок» или эндогенных режимов благоприятен для рифтогенеза.

Для понимания процессов рифтогенеза и его связи с предшествующей историей большое значение имеет изучение областей современного активного континентального рифтогенеза. Возрастающий интерес к проблемам рифтогенеза способствовал появлению работ, касающихся вопросов рифтогенного магматизма и выделения палеорифтовых режимов. Среди них особого внимания заслуживает работа В. Н. Москалевой [23], посвященная магматическим формациям как индикаторам рифтогенных систем. Этот автор отмечает, что диагностика ископаемых рифтогенных систем прежде всего

возможна на формационной основе продуктов магматизма, и для реконструкции палеорифтов большое значение имеет изучение временных и латеральных рядов формаций зон рифтогенеза. Поскольку магматизм — важнейший индикатор рифтогенеза — проявляется не только в грабенах (рифтах), но и выходит далеко за их пределы, то его изучение во многих рифтовых системах затруднено. Поэтому выявление полных временных и латеральных рядов магматических формаций представляет определенную трудность и возможно не во всех областях рифтогенеза.

С рассматриваемой точки зрения проблемы рифтогенеза Красноморско-Аденская рифтовая зона служит уникальным полигоном для выяснения геолого-исторических связей рифтогенеза, так как в дорифтовый этап ее развития широко развит внегеосинклиальный активизационный магматизм — основной показатель эндогенных режимов. Здесь же широко проявились процессы вулканизма, непосредственно предшествующие и сопровождающие образование грабена, вплоть до настоящего времени, а кайнозойские рифты Красного моря и Аденского залива достигли в своем развитии стадии новообразования океанической коры. На примере Красноморской и других континентальных рифтовых зон показано, какие дорифтовые эндогенные режимы (обстановки) предшествовали кайнозойскому рифтообразованию.

Развитие Красноморской рифтовой зоны на постгеосинклиальном этапе, последовавшем за консолидацией позднепротерозойского Красноморского складчатого пояса, характеризуется длительной тектономагматической активизацией, охватившей почти весь палеозой и мезозой. Активизация выразилась в заложении новых и обновлении старых разломов и магматизме. На дорифтовом этапе развития Красноморской зоны сформировались щелочно-габброидная, щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая), толеит-базальтовая, нефелин-щелочно-сиенитовая и щелочно-гранитоидная формации (рис. 35). Щелочно-ультраосновная формация выделена условно. Дорифтовый глубинный базальтоидный (щелочной и толеитовый) магматизм проявился на следующих возрастных рубежах: 680—450, 290, 250, 185, 120 и 80 млн. лет. Чередующийся или одновременный с ним щелочно-гранитоидный магматизм корового уровня генерации также характеризуется многократностью и установлен на рубежах 570—450, 185, 120 и 50 млн. лет.

Из изложенного следует, что образованию кайнозойского рифта Красного моря предшествовала длительная, многоактная постгеосинклиальная тектономагматическая активизация, имеющая «сквозной» характер. Эпохи повышенной активности магматизма отмечены в венде, кембрии, ордовике, силуре, девоне, перми, юре, мелу и палеогене. В течение всего этого времени периодически изменялась глубинность уровня генерации магм. Магматический процесс протекал как бы пульсационно. Древние эпохи магматической активизации являются более длительными, а молодые — кратковременными и частыми. К характерной особенности магматизма Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе развития относится много-

Тектоно-магматические циклы	Индекс	Возраст, млн. лет	Этап развития	Формации										
Альпийский	Q	25	Рифтовый											
	N ₂													
	N ₁													
	P													
	K ₂													
Киммерийский	K ₁	144	Д о р и ф т о в ы й											
	J	213												
	T	248												
Герцикский	P	288												
	C	360												
	D	408												
Каледонский	S	438												
	O	505												
	Є	590												
Байкальский	V	670		Гесанго-аргентинский										
	PR ₂													

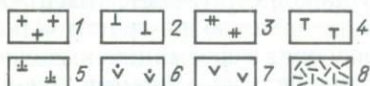


Рис. 35. Временной ряд магматических формаций Красноморской рифтовой зоны.

Формации: 1 — щелочно-гранитоидная, 2 — щелочно-габброидная, 3 — щелочных и нефелиновых сиенитов, 4 — дифференцированных интрузий габбро-норит-анортозитового состава («расслоенные» габбро), 5 — щелочно-ультрасосновая (?), 6 — щелочная оливин-базальтовая, 7 — толеитовых базальтов, 8 — андезит-лапаритовая

кратное чередование пород щелочно-габброидной, щелочной оливин-базальтоидной, толеит-базальтоидной и нефелин-щелочно-сиенитовой формаций — продуктов глубинных мантийных магм и щелочно-гранитоидной формации корового уровня магмогенерации.

Заключительный, собственно рифтовый, кайнозойский этап Красноморско-Аденской рифтовой зоны характеризуется проявлением щелочной оливин-базальтоидной и толеит-базальтоидной (трапповой) формаций. В эволюции вулканизма собственно рифтового этапа Красноморско-Аденской рифтовой зоны отчетливо проявлена цикличность. Выделяются два крупных импульса (цикла) — ранний (эоцен — миоцен) и поздний (плиоцен — современный).

Продукты самых ранних очагов вулканизма рифтового этапа распространены в Эфиопии, ЙАР, Судане, Саудовской Аравии и в

районах, более удаленных от Красноморско-Аденской рифтовой зоны (Ливия и Сирия). Наиболее детально они изучены в Эфиопии, где слагают обширное плато и известны под названием Трапповой серии. По данным П. Бротзу, Е. Пикирилло и других, Трапповая серия петрографически разнообразна и ее формирование отражает сложную эволюцию предрифтовой стадии. Установлено, что серия преимущественно состоит из слабодифференцированных базальтов Ашанги (60—45 млн. лет), переходных (или транзитных) по составу между толеитовыми и щелочными базальтами формации Аиба (34—28 млн. лет), бимодальных вулканитов (базальты и риолиты) формации Аладжи (32—26 млн. лет) и базальтов с подчиненным количеством фонолитов формации Термабер (25—13 млн. лет).

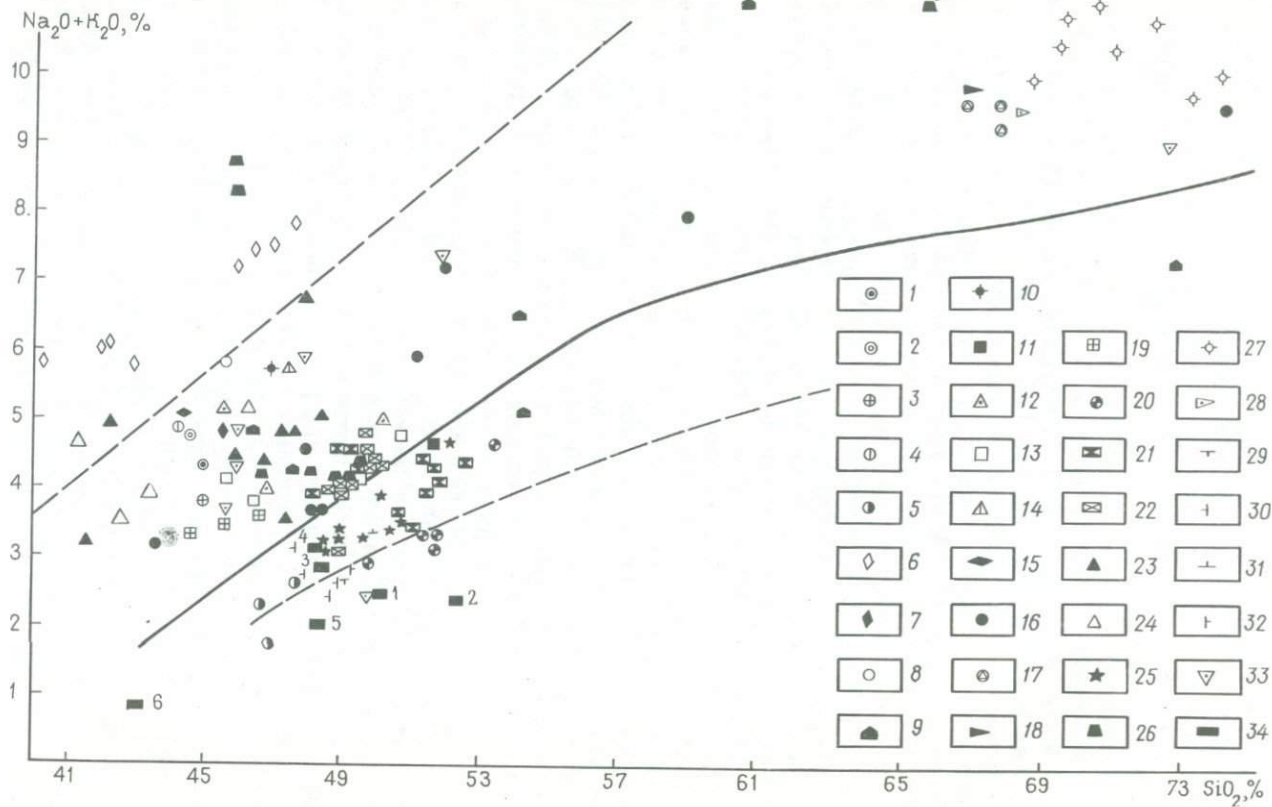
Петрохимические данные показывают (рис. 36), что самый древний вулканический комплекс Ашанги в нижней части сложен покровами щелочных базальтов, в верхней — низкодифференцированными толеитовыми базальтами. Его формирование заканчивается фазой

рифтообразования, подъемом территории и пенеппенизацией (пенеппен Ашанги). Новый импульс вулканизма сопровождался излиянием базальтов Аиба, переходных по составу, но с существенной ролью толеитовых разностей. Последующие излияния становились более щелочными (риолиты и базальты Аладжи). Вулканический цикл Эфиопского плато закончился существенно щелочными базальтами Термабер, после излияния которых в миоцене заложился Эфиопский рифт.

Следующий вулканический цикл четко проявлен во впадине Афар и подробно рассмотрен в гл. V в связи с эволюцией вулканизма и его ролью в процессе деструкции континентальной коры в областях активного континентального рифтогенеза.

Изучение кайнозойского вулканизма Африкано-Аравийского рифтового пояса позволяет сделать вывод о зависимости его состава от геодинамического режима. Так, на самых ранних стадиях развития рифтов вулканизм начинается с пород повышенной щелочности. Эта стадия наиболее отчетливо выражена в Кенийском рифте появлением нефелинит-фонолитовой с карбонатитами ассоциации. По мере продвижения мантийного диапира глубина магмогенерации уменьшается и формируются щелочные оливиновые базальты и продукты их дифференциации (щелочная оливин-базальтовая, базальт-риолит-пантеллеритовая и базальт-фонолит-пантеллеритовая ассоциации). Эта стадия рифтогенеза четко проявлена в Кенийской рифтовой зоне, Эфиопском рифте и впадине Афар. С ней совпадает заложение центрального грабена. В более развитых рифтах вулканизм завершается появлением комендитов и пантеллеритов (Афар). При этом процесс деструкции континентальной коры приводит к сильному ее утонению, но, как считают Д. К. Бейли и другие, еще не к разрыву. В наиболее развитых («зрелых») рифтах (Красноморский и Аденский), в которых процесс мантийного диапризма привел к полной деструкции континентальной коры и замене ее новообразованной корой океанического типа, появляются уже типичные океанические толеиты (см. рис. 33). Таким образом, состав вулканизма рифтовых зон зависит от степени развития (продвинутости) мантийного диапира или тектонотермальной системы.

В полном тектономагматическом цикле вулканизм эволюционирует от щелочного к менее дифференцированному и вновь к щелочному. Однако в действительности чаще наблюдаются ассоциации неполного или сокращенного цикла, отдельные члены которого либо отсутствуют, либо сильно редуцированы. Например, в осевых вулканических хребтах Афара — активных центрах деструкции континентальной коры — стадия ранних щелочных базальтов практически отсутствует. На Эфиопском плато, также сформировавшемся в обстановке высокой тектонической активности, эта стадия существенно редуцирована и представлена щелочными базальтами Ашанги. Наиболее полно она представлена в Кенийском рифте [19]. Направленное эволюционное развитие вулканического цикла может быть осложнено или даже прервано. Так, например, на Эфиопском плато вулканизм Ашанги был прерван фазой рифтообразования и пене-



пленизацией (пенеплен Ашанги 45—34 млн. лет). Следовательно, в развитии эндогенного режима собственно рифтового этапа также происходит пульсационное изменение глубинности генерации магм. Это обстоятельство свидетельствует о сходстве и преемственности развития зон континентального рифтогенеза. Кроме того вывод о пульсационном характере проявления вулканизма континентального рифтогенеза говорит в пользу дальнейшего развития представленной о пульсационной природе тектогенеза вообще.

Особенности вулканизма Красноморско-Аденской рифтовой зоны представляют интерес в аспекте проблемы деструкции континентальной коры. Известно, что специфической чертой этого процесса при рифтовом режиме тектогенеза являются существование геодинамической обстановки обширного растяжения. Среди многих точек зрения на процессы деструкции континентальной коры проявление последовательного развития мантийного диапира наиболее всего соответствует эволюции вулканизма и геодинамической обстановке формирования рифтовых зон. С позиций мантийного диапиризма различная степень дифференциации магмы ставится в зависимость от степени «продвинутой» или развития восходящего мантийного диапира. Особенности пространственного размещения очагов вулканизма на рифтовом этапе развития Красноморско-Аденской рифтовой зоны, различная степень дифференциации его продуктов, неравномерность и дискретность их размещения позволяют выдвинуть концепцию множественности мантийных диапиров, находящихся на разной стадии развития («продвижения») и представляющих собой выступы (астенолиты) разуплотненной мантии (рис. 37).

Наиболее продвинутый (развитый) процесс мантийного диапиризма в таких рифтах, как Красноморский, Аденский и, возможно, Афарский (осевые вулканические хребты) привел к деструкции континентальной коры — утонению гранитометаморфического слоя и последующему его полному разрыву в осевых трогах Красного моря и Аденского залива с образованием коры океанического типа. Структурно это выразилось в появлении рифтогенных разломов и сопряженных с ними грабенных. В других районах, тяготеющих к Красноморско-Аденской рифтовой зоне, таких как Тибести, Харудж (Ливия), Баюда, Марра (Судан), вулканические плато Сирии, Саудовской Аравии и ЙАР, где процесс мантийного диапиризма проявлен в зачаточном или менее продвинутом (редуцированном) виде, произошло лишь зарождение сводовых поднятий, непосредственно

рис. 36. Соотношение щелочей и кремнезема в вулканических породах рифтовых зон северной части Африкано-Аравийского пояса:

1—4 — базальты Сирии: 1 — среднего миоцена, 2 — плиоцена, 3 — четвертичные, 4 — современные; 5—8 — базальты Судана: 5 — среднего миоцена, 6 — Пустыни Баюда, 7 — долины Нила, 8 — района Хартум; 9—13 — базальты Ливии: 9 — Тибести, 10 — Харудж, 11 — Чирнан, 12 — Южного Тибести, 13 — Чад; 14—15 — базальты ЙАР: 14 — Трапповой серии, 15 — Хамдан; 16—18 — вулканы Афара: 16 — стратопидне, 17 — пантеллеритовые игнибристы, 18 — щелочные риолиты; 19—24 — вулканы Центральной Эфиопии: 19 — щелочные базальты Ашанги, 20 — толеиты Ашанги, 21 — Анба, 22 — Аладжи, 23 — Термабер, 24 — базаниты Термабер; 25—28 — вулканы Юго-Восточной Эфиопии: 25 — переходные базальты толеитового типа, 26 — переходные базальты щелочного типа, 27 — пантеллеритовые обсидаины, 28 — риолиты; 29—33 — базальты Красного моря, Аденского залива и океанов: 29 — Аденского залива, 30 — осевого трога Красного моря, 31 — о-ва Таир, 32 — океанический толеит, 33 — щелочные оливиновые базальты островов Красного моря; 34 — траппы (1 — Декана, 2 — Карру, 3, 4 — Сибири, 5 — коматит Южной Африки, 6 — пиролит (по А. Рингвуду). Сплошная линия разделяет поля субщелочных и щелочных базальтов (по Г. Мак-Дональду и Т. Катцера), пунктирные линии ограничивают поля базальтов переходного типа.

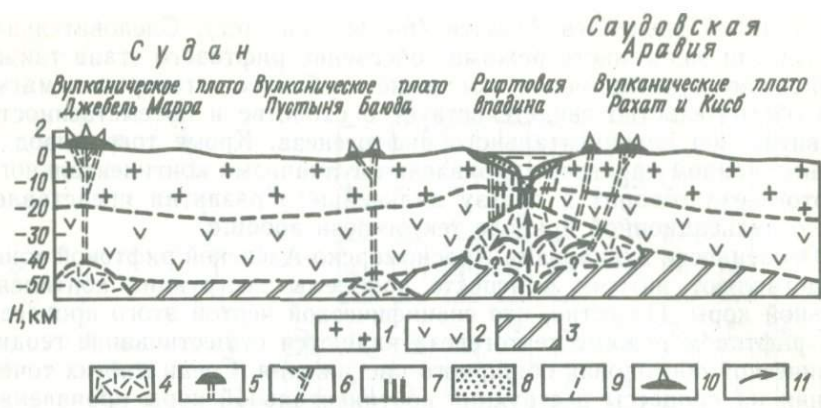


Рис. 37. Схема глубинного строения Красноморской рифтовой зоны:
 1—2 — слои: 1 — гранитно-метаморфический, 2 — «базальтовый»; 3 — верхняя мантия; 4 — аномальная мантия; 5 — вулканические покровы; 6 — магмоподводящие каналы; 7 — дайки основных и ультраосновных пород — новообразованная кора океанического типа; 8 — осадочное выполнение грабена (показано условно); 9 — разломы; 10 — вулканы; 11 — предполагаемые направления напряжений

предшествующих рифтообразованию. Возникает вопрос, имеют ли связь эти районы с рифтогенезом, если последний не получил здесь структурного выражения в виде грабенов?

Характерной особенностью этих кайнозойских вулканических проявлений является отсутствие четкой связи с тафрогенными структурами. Вместе с тем они контролируются такими разломами, как, например, Триполи-Тибести, и приурочены к куполообразным новейшим поднятиям [37]. Базальты Аравийского полуострова и Северной Африки по составу соответствуют щелочной оливин-базальтовой серии с некоторыми петрохимическими вариациями. Важно знать, чем вызвано неравномерное размещение ареалов вулканизма Северной Африки и Аравии. На основании петрохимического сходства базальтов автором высказано предположение, что все ареалы связаны с единым тектономагматическим процессом, обусловленным активизацией мантии, ее разогревом и разуплотнением [27]. Петрохимические вариации вулканитов объясняются существованием под каждым ареалом мантийных диапиров или астеносферных выступов, находящихся на разных стадиях развития. На основании результатов гравиметрических исследований это предположение подтверждено, и показано, что ареалы вулканизма типа Дарфурского, Тибести, Хоггара и другие связаны с изометричными отрицательными аномалиями Буге ($5 \cdot 10^{-4}$ м/с²), которые по аналогии с геофизически лучше изученными Кенийским и Эфиопским сводами можно трактовать как появление обширных линз разуплотненной мантии [37]. Аналогичные ареалы вулканизма, не связанные непосредственно с тектоническими структурами, характерны и для других регионов, например, Байкало-Монгольского, где их природа также объясняется эволюцией аномальной мантии [7].

А. Ф. Грачев и другие показали, что вулканизм Байкало-Монгольского региона, проявленный на громадной территории и не

обнаруживающий явного структурного контроля, также связан с образованием и подъемом астеносферного слоя. Корреляционная петрохимическая связь базальтов МНР и Прибайкалья позволяет относить их к единому эндогенному режиму. Только в МНР этот режим характеризуется обстановкой, присущей раннему этапу рифтогенеза в Прибайкалье. На этом основании А. Ф. Грачев выделяет предрифтовый режим, или предрифтовую стадию. Следовательно, в Северо-Восточной Африке и Аравии, как и в Байкало-Монгольском регионе, устанавливается предрифтовая стадия, предшествующая стадии образования пологих, но уже обозначившихся линейных впадин. В отличие от предрифтовой стадии, выделяемой Н. А. Флоренсовым и Н. А. Логачевым и четко выраженной в Красноморском рифте в олигоцен-миоцене, эта стадия непосредственно предшествует рифтообразованию и отвечает времени формирования вулканизма, рассеянного на обширных территориях без ярко выраженного структурного контроля. В глубинном аспекте эта стадия отвечает формированию астеносферного слоя и его неравномерному подъему. Выделение этой стадии важно для палеогеодинамических реконструкций. В рифтовом этапе автором выделены также предрифтовая и собственно рифтовая стадии, в понимании Н. А. Флоренсова и Н. А. Логачева, и позднее более удачно названных ими ранней и поздней стадиями, что позволило в терминологическом отношении сохранить название «предрифтовая стадия».

Таким образом, природа эндогенного режима сводово-вулканических областей и структурно оформившихся рифтов едина. Геодинамическая обстановка и тех и других характеризуется растяжением. Сводово-вулканические области представляют собой ранние стадии «развитых» рифтов. Рифтогенез подобных областей может быть назван зарождающимся, или начальным.

Формирование рифтов с точки зрения развития эндогенной системы и стадийности мантийного диапиризма на примере Красноморской рифтовой зоны можно представить в следующем виде (рис. 38). На дорифтовом этапе формировались локальные (очаговые) зоны разуплотнения мантии, продуцировавшие малые объемы магм, внедрявшихся в форме интрузий центрального типа. На этом этапе существовали разноэтажные и разновременные очаги разнотипных магм, формировавшие полихронную Аравийско-Нубийскую щелочную провинцию. Тектоническая обстановка характеризовалась слабыми напряжениями растяжения, реализовавшимися в зонах реактивизировавшихся древних разломов и приведших к повышенной их проницаемости. По мере развития дорифтового эндогенного режима отдельные очаги объединялись в достаточно крупные по объему скопления расплавов (площадное возбуждение мантии) и образовывался астеносферный выступ (мантийный диапир), или единый фронт тепломассопереноса. Подобная эндогенная обстановка отвечает собственно рифтовому этапу на ранней, предрифтовой его стадии. В олигоцене — миоцене мантийный диапир, вероятно, залегал на большой глубине и имел форму пологого свода. Растяжения в его сводовой части сопровождалась появлением се-

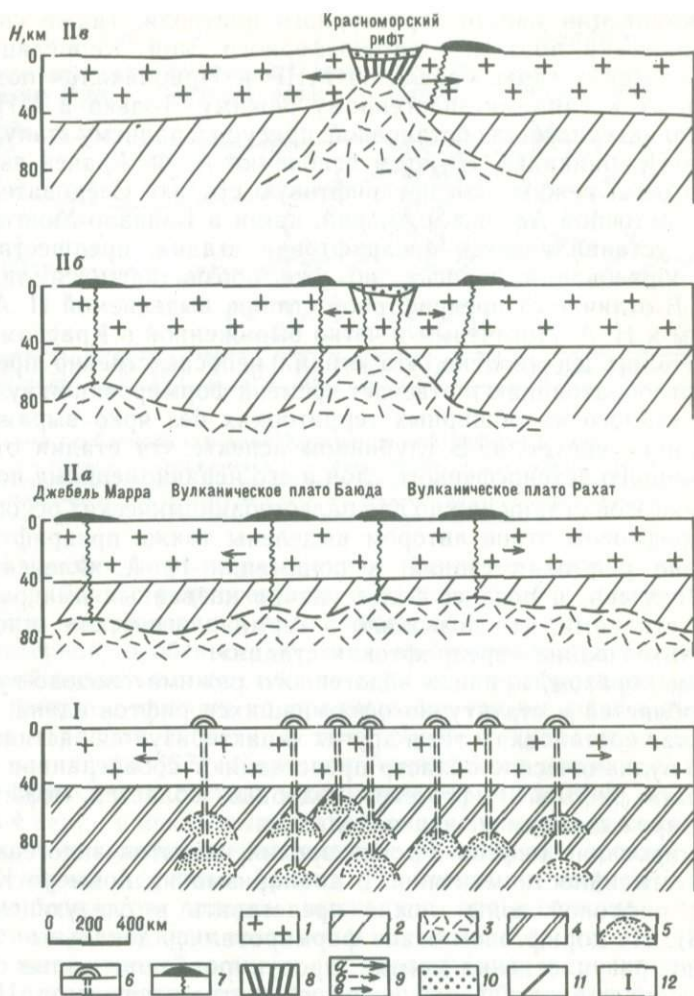


Рис. 38. Схема развития глубинной структуры и магматизма Красноморской рифтовой зоны:

1 — земная кора; 2 — литосферная часть мантии; 3 — астеносфера; 4 — верхняя мантия; 5 — очаги генерации магмы; 6 — щелочные кольцевые интрузии и их магмоподводящие каналы; 7 — вулканические плато и питающие их каналы; 8 — дайки основного и ультраосновного состава; 9 — векторы (а — сильного, б — умеренного, в — слабого растяжений); 10 — осадки; 11 — разломы; 12 — этапы и стадии эволюции: I — дорифтовый, вена — эоцен, II — рифтовый и его стадии (а — предрифтовая, эоцен (?) — олигоцен, б — ранняя, олигоцен — миоцен, в — поздняя, плиоцен — четвертичное время)

при новых и реактивизацией старых разломов, служивших путями проникновения щелочно-базальтоидных магм, сменившихся позднее по мере развития диапира слабодифференцированной толеит-базальтоидной магмой.

В заключение рассмотрим некоторые общие закономерности, вытекающие из анализа магматизма Красноморско-Аденской рифтовой зоны. Прежде всего выявляется высокая температурная неустой-

чивость глубинных недр на уровне мантии, выраженная в смене эндогенных режимов и их пульсационном проявлении. Геодинамическая обстановка в мантии характеризовалась неоднократным ритмичным перемещением зоны генерации магмы по вертикали. Эндогенное возбуждение мантии локализовалось вдоль определенных зон, трассирующих самые ранние очаги ее возбуждения. Линейность зон дорифтового возбуждения мантии позволяет выделять их в качестве длительно существующих «стволов» активизации или «рифтогенных стволос».

Временной ряд магматических формаций дорифтового этапа отражает эволюционную последовательность эндогенных режимов различной глубинности и дает представление об их динамике и температурном состоянии коры и мантии. В периоды базальтоидного магматизма мантия была наиболее разогретой и способной для выплавления основных магм. Формирование же пород щелочно-гранитоидной формации свидетельствует о подъеме температурного фронта и образовании «коровых» палингенных магм. Следовательно, в дорифтовой эволюции Красноморской рифтовой зоны можно выделить эпохи повышенного и пониженного разогрева мантии, т. е. периоды температурного возбуждения и спокойствия, по В. В. Белоусову, соответствующие возбужденным и спокойным эндогенным режимам.

Следует отметить, что возбужденный эндогенный режим характерен как для дорифтового, так и для собственно рифтового этапов кайнозойского рифтогенеза, относимого некоторыми исследователями к типу базальтоидной активизации. Из этого можно сделать вывод, что для дорифтового и рифтового этапов активизации свойствен сходный эндогенный режим, а длительное устойчивое проявление однотипных эндогенных режимов свидетельствует об унаследованном их развитии в областях эпиплатформенного континентального рифтогенеза. Эндогенный режим собственно рифтового этапа служит как бы логическим завершением дорифтового, отвечая конечной стадии направленной эволюции эндогенных режимов континентального рифтогенеза.

Не является ли эта особенность эволюции эндогенных режимов характерной лишь для Красноморского рифта, т. е. для рифтов, далеко зашедших в процессе деструкции континентальной коры? Для того чтобы ответить на этот вопрос, сопоставим эндогенные режимы дорифтового этапа Красноморского рифта с таковыми других эпиплатформенных рифтовых зон — Байкальской и Дагомейско-Нигерийской, отвечающих различным стадиям развития кайнозойского рифтогенеза (рис. 39).

В Байкальской рифтовой зоне, фундамент которой завершил геосинклинально-орогенное развитие в венде — раннем кембрии, внегеосинклинальный активизационный магматизм на дорифтовом этапе проявился в среднем и позднем палеозое, мезозое. Он представлен тремя группами формаций: щелочно-ультраосновной карбонатитовой, щелочно-габброидной и нефелин-сиенит-щелочно-гранитоидной. А. А. Конев по радиологическим данным выделяет следующие ос-

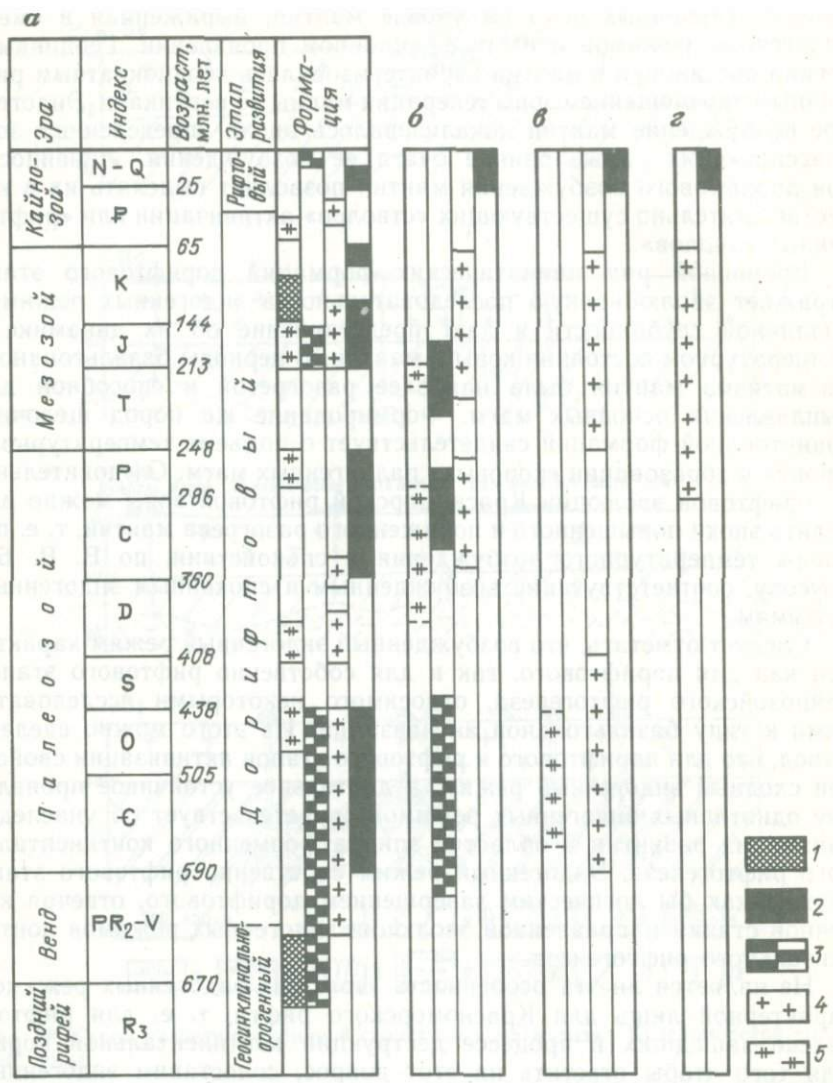


Рис. 39. Временные формационные ряды Красноморского (а), Байкальского (б), Хубсугульского (в) рифтов и Дагомейско-Нигерийской рифтовой зоны (г).

Формации: 1 — щелочно-ультраосновная (?); 2 — щелочно-габбронная (щелочная оливин-базальтовая), 3 — толеит-базальтовая, 4 — щелочно-гранитоидная, 5 — нефелин-щелочно-сиенитовая

новые эпохи щелочного магматизма: 650—550, 520—400, 350—300, 220—190, 140—110 и 50—1 млн. лет [14].

Щелочные породы распределены по площади неравномерно, они группируются в линейно вытянутые пояса (провинции): Северо-Байкальский, Витимский, Восточно-Саянский, Присаянский и Джиндинский. Наиболее протяженный Северо-Байкальский щелочной пояс представлен кольцевыми интрузиями сыннырского комплекса, зона

развития которых совпадает с осью Байкальского рифта и прослеживается на его продолжении в Северном Прибайкалье до среднего течения р. Мама на расстоянии не менее 400 км. В этот пояс входят такие массивы щелочных пород, как Сыннырский, Акитский и др. По данным А. А. Андреева, возраст Сыннырского массива составляет 300—350 млн. лет. Для этого же пояса установлен возраст в 200 млн. лет. Витимский пояс щелочных пород также согласуется с простираемостью структуры Саяно-Байкальского региона и расположен юго-восточнее Северо-Байкальского. В него входят массивы щелочно-габброидной и в меньшей мере щелочно-ультраосновной формации сайженского комплекса, относящиеся к двум возрастным группам: 350—220 и 230—170 млн. лет.

В размещении щелочных массивов намечаются следующие закономерности. Наиболее древними являются щелочные породы Присаьяня (650—550 млн. лет), самыми молодыми (119—110 млн. лет) — массивы Джидинской провинции, расположенной на крайнем юге Саяно-Байкальского горного пояса. Следовательно, миграция во времени щелочного магматизма прослежена как по направлению Саяно-Байкальского горного пояса с юго-запада на северо-восток, так и вкрест его простираения, с севера на юг.

Другая особенность щелочного магматизма состоит в его приуроченности к определенным линейным зонам — упомянутым поясам, представляющим собой длительно развивающиеся зоны эндогенного возбуждения мантии. При этом массивы щелочно-ультраосновной формации предпочтительно локализируются вдоль этих поясов, тогда как интрузии щелочно-гранитоидной формации (алданский, куналейский и другие комплексы) развиты значительно шире во всей Саяно-Байкальской области тектономагматической активизации.

На основании изложенного выявляются некоторые существенные черты дорифтового этапа Байкальской рифтовой зоны. Магматизм мантийного уровня генерации в палеозое и мезозое проявлялся неоднократно, а активизационные процессы отмечаются и на более ранних этапах развития. Так по данным А. А. Бухарова, Е. П. Васильева и других, в позднем рифее в Северном Прибайкалье формировались узкие рифтоподобные трогии типа Олоkitского, выполненные обломочными фациями и вулканитами бимодальной серии и имеющие простираения, сходные с кайнозойскими рифтами, а в среднем протерозое — вулканические пояса внегеосинклиналиного типа. Таким образом, можно предположить, что в течение, по меньшей мере, нескольких геологических периодов мантия Байкальской рифтовой зоны на обширных пространствах находилась в термально-возбужденном состоянии. Все это свидетельствует о высокой термальной активности Байкальской рифтовой зоны на дорифтовом этапе ее развития.

Сходная обстановка установлена и для Хубсугульского рифта (северная часть МНР), принадлежащего той же рифтовой системе. По данным А. В. Ильина, кайнозойскому рифту оз. Хубсугул предшествовало заложение позднерифейского Дархато-Хубсугульского рифта субмеридионального простираения. Кайнозойский Хубсугуль-

ский рифт унаследовал это простираие. Формирование Дархато-Хубсугульского позднерифейского рифта сопровождалось внедрением интрузий щелочных пород, дифференцированных габброидов и излиянием вулканитов бимодальной серии. В палеозое эта область служила ареной щелочного магматизма (калиевые граниты, сиениты, нефелиновые сиениты, уртиты). В мезозое вдоль древних разломов внедрились субщелочные редкометальные граниты. Таким образом, в предыстории кайнозойского Хубсугульского рифта зафиксировано двукратное проявление возбужденного эндогенного режима мантии: в позднем рифее и палеозое.

В Дагомейско-Нигерийском поясе активизации кайнозойский щелочно-базальтоидный магматизм предварялся появлением кольцевых интрузий щелочно-гранитоидной формации, расположенных в субмеридиональном поясе протяженностью 1500 км при ширине до 200 км. Возраст интрузий изменяется от юрского (160 млн. лет) на юге (Нигерия, Нигер) до среднепалеозойского (285 млн. лет) на севере Ахагар (Аир). Щелочно-гранитоидные массивы, наблюдаемые вдоль Камерунского линеамента, имеют третичный возраст. Следовательно, в Дагомейско-Нигерийском поясе внегеосинклинальной кайнозойской активизации рифтового типа предшествовал щелочно-гранитоидный магматизм «корового» уровня генерации магмы. Е. Е. Милановский на примере этого пояса приходит к выводу, что щелочно-гранитоидный магматизм характерен для сводово-глыбовых поднятий и не типичен для зон континентального рифтогенеза. По мнению автора, он является сопутствующим, но не определяющим типом магматизма областей рифтогенеза.

Закономерности рифтогенеза, выявленные на примере Красноморско-Аденской рифтовой зоны, характерны и для других рифтовых зон Восточной Африки. В этом отношении наиболее показательна Руква-Танганьикская рифтовая зона, совпадающая с Убендийской ветвью Мозамбикского пояса.

Убендийская зона претерпела длительную сложную историю, в течение которой ее глубинные части были в значительной степени возбуждены и температурно «расшатаны» процессами многократной активизации, проявившейся в нижнем протерозое, рифее и продолжались до конца докембрия, сопровождаясь магматизмом щелочно-ультраосновного, карбонатитового, базальтоидного и щелочно-гранитоидного состава разноглубинного уровня генерации. Меловой и кайнозойский рифтогенез Руква-Танганьикской зоны четко наследует очаги возбуждения более ранних эпох активизации Убендийской зоны.

Важно подчеркнуть, что и в расположении северного окончания Танганьикской рифтовой зоны (Западный рифт) также четко проявлена унаследованность. По данным Х. Белона и А. Поукле, кайнозойскому щелочному вулканизму Южного Киву и Вирунга, начавшемуся здесь значительно раньше (49 млн. лет), чем считалось прежде, предшествовало длительное (от позднего кембрия до палеогена) проявление дорифтового щелочного интрузивного магматизма. Так, на рубеже 516 млн. лет сформировался карбонатитовый

комплекс Луэш, 259 млн. лет — нефелиновые сиениты Вирунга, 134 и 55 млн. лет — кварцевые порфиры и рибекитовые граниты Южного Киву (Кахузи). Кроме того рифтовые структуры четко совпадают с зонами максимального проявления панафриканского «омоложения» и, следовательно, с очагами более раннего возбуждения мантии [29].

Примеры существования дорифтовых эндогенных режимов в областях континентального рифтогенеза можно продолжить, но остановимся лишь на рифте Святого Лаврентия (Канада). Образованию этого рифта в мелу и палеогене предшествовал щелочной и основной магматизм, развитый в зоне его пересечения с грабеном Оттава. Магматизм, выделяемый в щелочную провинцию Монтериджиан, проявился на четырех возрастных рубежах от позднего рифея до мезозоя (1000—820, 565, 450 и 110 млн. лет). Следовательно, заложению рифта Святого Лаврентия также предшествовало длительное прерывистое эндогенное возбуждение мантии.

Из анализа формационных рядов и связанных с ними эндогенных режимов следует, что наибольшей «рифтогенностью» обладают участки, характеризующиеся на дорифтовом этапе развития наиболее разогретым, термически возбужденным состоянием мантии за счет длительного повторно-возрастного пульсационного ее разогрева. Более всего такой геодинамической обстановке отвечает эволюция эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны, термическая «расшатанность» мантии которой по меньшей мере в 2—3 раза выше, чем в Байкальской зоне. Глубинный щелочной и базальтоидный магматизм установлен здесь на шести возрастных рубежах (см. рис. 35).

На примере формационных рядов автором выделены следующие эволюционные типы эндогенных режимов континентальных рифтовых зон: 1) полный или прогрессивно-рекуррентный (прогрессивный применительно к деструкции континентальной коры, рекуррентный, т. е. возвратный режим возбуждения мантии) — Красноморский и Аденский рифты, 2) редуцированный, или неполный, — Байкальский рифт и 3) зарождающийся, или начальный, — Дагомейско-Нигерийский рифтовый пояс [27].

При сравнении формационных рядов отчетливо видно, что активизационные области от типично рифтовых до безрифтовых резко изменяются по характеру дорифтовых эндогенных режимов. Прежде всего происходит упрощение эндогенного режима (он становится менее глубинным) и магматизм, поднимаясь, как бы отрывается от своего мантийного источника. В Красноморско-Аденской рифтовой зоне эндогенный режим постоянно поддерживает свой энергетический потенциал и к кайнозою мантия «не успевает» остынуть. Следовательно, прогрессивно-рекуррентный эндогенный режим обеспечивает максимальную подготовку («созревание») литосферы для рифтогенеза. Главнейшей его особенностью является длительное пульсационное возбуждение («расшатывание») мантии, проявленное в повторном генерировании глубинных мантийных щелочных, основных и ультраосновных магм и коровых гранитоидных магм. По

мнению автора, прогрессивно-рекуррентному эндогенному режиму принадлежит ведущая роль в классе рифтовых эндогенных режимов.

В заключение следует отметить, что выделение рифтовых эндогенных режимов затрагивает многие проблемы рифтогенеза и, в частности, взаимоотношение этих режимов в пространстве и времени. Прежде всего устанавливается сосредоточенный/ характер проявления эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны, суть которого состоит в том, что продукты возбужденных режимов локализуются вдоль оси активизационной зоны (рис. 40), тогда как ареал распространения щелочно-гранитоидного магматизма корового уровня генерации магм значительно шире. Такая сосредоточенная эндогенная активность продолжается и на собственно рифтовой стадии при образовании грабена и осевого трога, в пределах которого мы видим современное проявление возбужденного режима мантии: высокий тепловой поток, сейсмическую активность, горячие металлоносные рассолы, слабодифференцированный толеитовый вулканизм и др.

Направленное развитие эндогенных режимов на дорифтовом этапе и естественное их завершение в рифтовую стадию можно рассматривать как признак унаследованного развития кайнозойского рифтогенеза. Этот вывод, по-видимому, затрагивает одну из глобальных проблем, а именно: образование молодых океанов, поскольку и в них отчетливо прослежена во времени та же тенденция усиления эндогенных режимов в срединно-океанических хребтах. Подобная общность проявления эндогенных режимов в рифтовых зонах континентов и океанов и представление о континентальных, межконтинентальных и океанических рифтах как о различных стадиях единого процесса деструкции континентальной коры позволяет предположить, что заложение океанических рифтов во многом предопределено древними эндогенными режимами, следы которых частично сохранились в окраинно-континентальных подвижных поясах.

СООТНОШЕНИЕ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

В проблеме предопределенности рифтогенеза особое место принадлежит щелочному магматизму. Приуроченность рифтогенеза к областям длительного проявления щелочного магматизма хорошо известна и неоднократно подчеркивалась исследователями. Наиболее четко она проявлена для Восточно-Африканского рифтового пояса, где пространственное совпадение щелочного и щелочно-ультраосновного карбонатитового магматизма с рифтовыми структурами особенно наглядно (рифты Западный, Руква-Ньясса, Кенийский и др.). Однако эта связь преимущественно признавалась на чисто эмпирической основе.

Формационный анализ дорифтового этапа позволил по-новому оценить роль щелочного магматизма в континентальном рифтообразовании и внести коррективы в традиционные представления. Известно, что щелочной магматизм предшествует и сопровождает

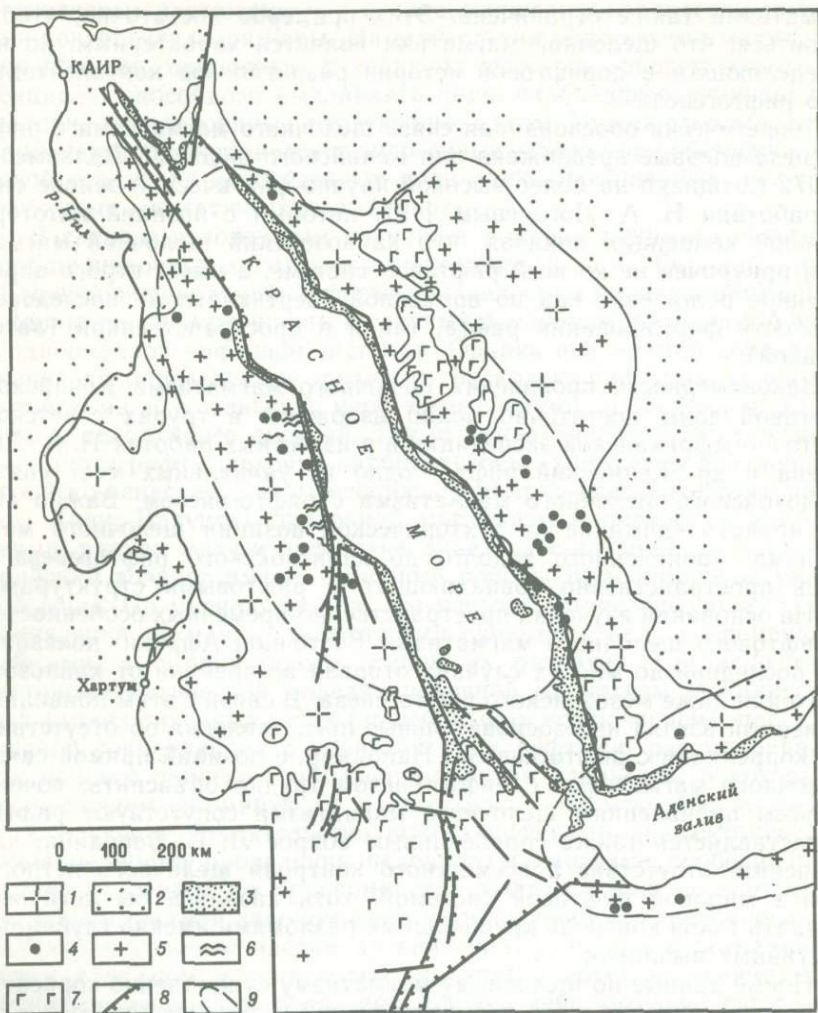


Рис. 40. Схема размещения дорифтового базальтоидного магматизма Красноморско-Аденской рифтовой зоны:

1 — докембрийские комплексы Аравийско-Нубийского щита; 2 — фанерозойский платформенный чехол; 3 — кайнозойские отложения рифтовых впадин; 4 — интрузии формаций щелочных и «расслоенных» габбро; 5 — интрузии щелочно-гранитоидной формации; 6 — дайки долеритов и диабазов; 7 — кайнозойские базальты; 8 — главные рифтогенные разломы; 9 — ареал развития базальтоидного магматизма

рифтообразование. Но эта связь не универсальна, и кайнозойское (а возможно, и более древнее) рифтообразование не находится в прямой зависимости от масштабов предшествующего ему щелочного магматизма. Например, масштабы щелочного магматизма в Красноморской рифтовой зоне заметно уступают восточноафриканским рифтам, тогда как кайнозойское рифтообразование здесь более мощное как по размерам, так и по глубинной переработке литосферы. Это же касается и Байкальской рифтовой зоны, где роль щелочного

магматизма также ограничена. Этих примеров достаточно, чтобы убедиться, что щелочной магматизм является характерным, но не определяющим в дорифтовой истории развития зон континентального рифтогенеза.

Теоретически обоснованная связь щелочного магматизма и рифтогенеза впервые предложена для Кенийского рифта Л. Вильямсом в 1972 г., однако на более высокой научно-фактической основе она разработана Н. А. Логачевым [19], который с позиций литотермальной концепции показал, что кайнозойский щелочной магматизм приурочен не ко всей рифтовой системе, а имеет строго определенное положение как во временной (вертикальной) последовательности формирования рифта, так и в пространственной (латеральной).

Закономерности проявления щелочного магматизма Кенийской рифтовой зоны достаточно полно изложены в трудах советской Восточно-Африканской экспедиции и в известных работах Н. А. Логачева и др. Кенийский рифт — одно из уникальных мест связи кайнозойского щелочного магматизма с рифтогенезом. Важно акцентировать внимание на тектонической позиции щелочного магматизма, проявленного задолго до кайнозойского рифтогенеза и лишь пространственно совпадающего с рифтовыми структурами.

На основании изучения пространственно-временных особенностей дорифтового щелочного магматизма Восточной Африки показано, что последний во многих случаях оторван во времени от кайнозойского или даже мезозойского рифтогенеза. В связи с этим появились на первый взгляд небезосновательные представления об отсутствии его корреляции с рифтогенезом. Например, с позиций прямой связи щелочного магматизма с рифтогенезом трудно объяснить, почему не всем проявлениям щелочного магматизма сопутствуют рифты. Представляется также справедливым вопрос Л. С. Бородина: как объяснить отсутствие повсеместного контроля щелочного петрогенезиса мировой рифтовой системой, хотя казалось бы логичным ожидать такой контроль крупнейшими разломами именно глубинных мантийных выделов.

Новые данные по щелочному магматизму существенно корректируют представления о его распространении и структурном контроле. Приведенный в гл. II материал убедительно свидетельствует, что щелочной магматизм характерен и для Красноморской рифтовой зоны и что тезис о его пространственной связи с рифтами сохраняет свою силу. Что же касается генетической стороны этого вопроса, то она требует уточнения. Дело в том, что в Красноморской, Аденской, Байкальской и других рифтовых зонах щелочной магматизм и рифты не находятся в простой корреляционной связи. Почти во всех случаях щелочной магматизм установлен на дорифтовом этапе развития этих зон. При этом его проявление, как правило, значительно оторвано во времени от собственно рифтовой (грабенной) стадии. Л. С. Бородин справедливо отмечает, что щелочной магматизм нетипичен для рифтогенеза, если иметь в виду только последнюю стадию этого процесса, характеризующуюся в основном достаточно

интенсивным растяжением, т. е. далеко зашедшим процессом деструкции континентальной коры. На этой стадии рифтогенеза магматизм, как правило, происходит в условиях высокого энергетического потенциала, способного выплавлять лишь слабодифференцированные щелочно-базальтоидные и толеитовые магмы. Иными словами, геодинамические и энергетические эндогенные условия на собственно рифтовой стадии не способствуют появлению обогащенных щелочами глубинных магматических выплавов.

В связи с изложенным возникает вопрос, можно ли связывать вообще щелочной магматизм с рифтогенезом. Л. С. Бородин в книге «Главнейшие провинции и формации щелочных пород» ставит вопрос о характере сопряженности щелочных провинций Восточной Африки с одноименной рифтовой системой. Однако при прямой корреляции возникают определенные трудности, поскольку рифты являются кайнозойскими и в меньшей мере мезозойскими, а щелочной магматизм в целом более древний. Так, в Руква-Танганьикском сегменте Западного рифта щелочно-карбонатитовые комплексы верхнепротерозойско-вендские. Как отмечалось, в северном сегменте этого рифта (оз. Киву, Вирунга) щелочной магматизм проявился в кембрии, перми, раннем мелу и палеоцене. Еще более древний, позднедокембрийский возраст имеют щелочные породы Красноморской рифтовой зоны. По мнению автора, это несоответствие преодолимо, если проявления щелочного магматизма связывать не с современными рифтами, а с дорифтовым этапом их развития. Согласно такой тектономагматической модели, щелочной магматизм, локализованный в узких линейных зонах (за небольшим исключением), пространственно совпадающих с кайнозойскими рифтами, рассматривается как процесс раннего возбуждения мантии вдоль зон, в которых в последующем формируются кайнозойские или мезозойские рифты.

Следующее обстоятельство, вытекающее из знания тектонических закономерностей проявления щелочного магматизма, особенно с учетом новых данных по Красноморской рифтовой зоне, состоит в том, что общеизвестная закономерность приуроченности щелочного магматизма к краевым частям древних платформ или к пограничным зонам платформ и складчатых областей требует уточнения. Если щелочные провинции Восточной Африки действительно тяготеют к краевой части континента, то в Красноморской зоне их позиция всецело контролируется другими факторами. Как правило, здесь щелочные интрузии приурочены к выступам древнего фундамента или «плечам» рифта, а в пределах последних преимущественно тяготеют к шовным зонам глубинного заложения и длительного развития.

Отсутствие прямой связи щелочного магматизма в форме кольцевых комплексов с кайнозойскими рифтами привело исследователей либо к полному отрицанию такой связи, либо к попыткам связать его с другими процессами. Так, в работе Ф. Грюитера и Т. Фогеля [46], посвященной происхождению щелочных кольцевых комплексов Египта, делается вывод об отсутствии прямой их связи с рифтогенезом или сводообразованием. Предполагается, что они сформировались из щелочных расплавов, зародившихся в астено-

сфере вследствие разогрева за счет сдвига, обусловленного движением Африканской литосферной плиты. Авторы справедливо отмечают, что щелочные расплавы внедрялись вдоль активизированных панафриканских разломов или ранее существовавших ослабленных зон. Однако они оказались не в состоянии объяснить закономерности пространственного размещения, времени проявления и тектонического контроля кольцевых интрузий. Кольцевые интрузии Египта, как и всего обрамления Красного моря в целом, действительно, на первый взгляд, не обнаруживают каких-либо закономерностей, кроме их приуроченности к разломам северо-восточного простирания и пересечения последних с разломами северо-западного направления. Как было показано, эта особенность структурной локализации является лишь частью более широкого глубинного контроля кольцевых интрузий.

Исходя из теоретических представлений тектоники плит, предусматривающих движение Африканской литосферной плиты по астеносфере, эти исследователи отмечают, что выделенные в Египте шесть рубежей щелочного магматизма (554, 404, 351, 229, 145—132, 91—89 млн. лет) синхронны с известными временными интервалами изменения движения литосферных плит. Однако дальше этого в попытках связать щелочной магматизм с движением плит они не пошли, поскольку данные о возрасте кольцевых интрузий противоречат классическим представлениям о такой связи. Следует отметить, что проявления щелочного магматизма в форме кольцевых интрузий с этих позиций в некоторых работах рассматриваются как индикатор движения плит до разделения Африки и Южной Америки. Кольцевые интрузии интерпретируются как след в плите, движущейся над «горячей точкой» в мантии. Следами таких «горячих точек» в мантии считаются юрские кольцевые интрузии щелочных провинций Нигерии, Анголы, Дамараленда и Нуанетси, приуроченные к разломам северо-восточного простирания, вдоль которых происходит омоложение массивов в юго-западном направлении.

В соответствии с этими представлениями считается, что в юрское время Африка перемещалась в северо-восточном направлении, а Северо-Американская плита — в северо-западном. Однако последние данные по возрасту и пространственному размещению кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны в Египте и Судане противоречат данным представлениям. Прежде всего, если исходить из существования монолитной Африканской литосферной плиты, испытывавшей, как считают многие исследователи, перемещение в палеозое и мезозое в одном направлении, то мы должны были иметь однонаправленную латеральную тенденцию изменения возраста кольцевых интрузий, что в действительности не наблюдается как в пределах Красноморской рифтовой зоны в целом, так и в отдельных линеаментах. В последнем случае очень показателен Южно-Египетский разлом (линеament), на который «нанизана» цепочка кольцевых интрузий (с северо-востока на юго-запад): Нугрус-эль-Тхатани (140 млн. лет), Нугрус-эль-Фокани (139 млн. лет), Мишбех (142 млн. лет), Эль-Нага (145 млн. лет), Эль-Гезира (229 млн. лет)

и Мансури (132 млн. лет). Нетрудно видеть, что в этом линеаменте отсутствует однонаправленная возрастная тенденция эволюции щелочных комплексов. Если исключить из него интрузию Мансури, то удревнение интрузий в юго-западном направлении с позиций «горячих точек» можно было интерпретировать движением Африки в юго-западном направлении, что противоречит как данным по сопредельным интрузиям, так и упомянутым линеаментам Нигерии, Анголы, Дамараленда и др.

Таким образом, из развиваемых в данной работе положений следует, что щелочной магматизм пространственно совпадает с областями рифтогенеза, характерен для его дорифтового этапа и генетически связан с ранними стадиями возбуждения мантии. Следовательно, пространственно совмещенные рифтогенез и пояса щелочного магматизма, даже и несколько оторванные во времени, отражают генетическую связь. Щелочной магматизм предшествует образованию рифтов, сопровождает их развитие, является характерной, но не определяющей их чертой. Геодинамическая обстановка его формирования не приводит к существенному разогреву и термическому «расшатыванию» литосферы. Энергетический потенциал недр в этом случае низок. Щелочной магматизм наиболее активно «работает» при многократном чередовании с менее глубинным базальтоидным, т. е. при прогрессивно-рекуррентном типе эндогенного режима.

СООТНОШЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ ДОРИФТОВОГО И РИФТОВОГО ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ И ПРИНЦИП УНАСЛЕДОВАННОСТИ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ РИФТОГЕНЕЗЕ

В эволюции тектонических структур проявлены две противоположные взаимосвязанные тенденции — их унаследованность и наложенность [25]. Поэтому определение унаследованности предусматривает выявление количественного соотношения этих тенденций. Принцип унаследованности в геологии традиционно понимают как соотношение молодых и древних тектонических структур по степени сходства их местоположения в пространстве, масштабу, направленности и интенсивности движений. Соотношение новейшего структурного плана Красноморской рифтовой зоны с дорифтовым позволяет расширить рамки понимания принципа унаследованности и рассматривать его с более широких позиций.

В структурном аспекте выявление унаследованности сводится к установлению степени соответствия рифтогенных пликативных и дизъюнктивных структур с анизотропией субстрата («рамы») рифтогенеза. Этот простейший случай отражает унаследованность или наложенность структур на коровом уровне. Красноморская рифтовая зона в этом отношении в целом является структурой наложенной. При этом степень ее наложенности резко меняется по простиранию. Максимальная наложенность (дискордантность) проявлена в центральном сегменте, где Красноморский рифт под большим углом пересекает докембрийские структуры Судано-Аравийского складча-

того пояса. Именно в этой части Красноморского рифта рифтогенез наиболее интенсивен. Здесь расположены глубоководные впадины с горячими металлоносными рассолами и сконцентрированы эпицентры землетрясений, т. е. максимально проявлен эндогенный режим. На первый взгляд подобное соотношение парадоксально. Но оно становится понятным, если учесть, что Красноморский рифт именно в центральной части наиболее полно наследует дорифтовый эндогенный режим. Подобное отношение можно рассматривать как признак взаимоотношения рифта и его субстрата на разных уровнях — мантийном и коровом, между которыми возможны отклонения. В случае Красноморского рифта определяющим является северо-западное структурное направление, подготовленное всей историей дорифтового этапа возбуждения мантии, т. е. глубинный мантийный процесс, сформировавший резко наложенную и в некоторой степени независимую рифтовую структуру Красного моря, как бы «преодолел» менее глубинную (коровую) анизотропию «рамы» (субстрата). Следовательно, в развитии рифтогенеза, как, вероятно, и других процессов тектогенеза, нужно различать унаследованность на разных уровнях — мантийном и коровом. При этом степень соотношения унаследованности и наложенности на этих уровнях может резко меняться: от унаследованного на мантийном уровне до наложенного (дискордантного) на коровом уровне, как в случае Красноморского рифта. Этот вывод хорошо согласуется с представлениями А. В. Пейве [25] о том, что в развитии определенных тектонических форм следует различать: 1) крупные глубинные тектонические структуры и 2) мелкие поверхностные тектонические образования. Выделенные автором дорифтовые «стволы» активизации отвечают крупным глубинным тектоническим структурам в понимании А. В. Пейве, для которых характерно длительное унаследованное развитие.

Выделение дорифтового и собственно рифтового этапов и характер их соотношения в областях континентального рифтогенеза показывает, что разработанные Н. С. Шатским, А. В. Пейве, А. Л. Яншиным, В. Е. Хаиным и другими учеными теоретические представления о принципе унаследованности в тектонике применимы и к рифтогенезу. А. В. Пейве отмечает, что в проблеме тектогенеза различаются три стороны унаследованности: 1) тектонического плана, 2) тектонических форм и 3) тектонических движений. С позиций выделения дорифтового этапа и соотношения его с рифтовым на мантийном и коровом (структурном) уровнях автор настоящей работы предлагает дополнить эти основополагающие признаки четвертым признаком — унаследованностью на уровне эндогенных режимов.

Принцип унаследованности применительно к рифтогенезу тесно связан с вопросом о характере границы дорифтового и рифтового этапов развития зон континентального рифтогенеза. Как было показано, для дорифтового и собственно рифтового этапов характерно сходство эндогенных режимов, выраженное в генерировании базальтоидных магм, чередующихся с щелочными. Следовательно, эндогенный режим континентальных рифтов является как бы «сквозным».

При переходе от дорифтового этапа к рифтовому цикличность эндогенного режима увеличивается, при этом длительность каждого цикла возбуждения мантии уменьшается, а их количество увеличивается, что приводит к интенсификации тектономагматического процесса. Эта особенность особенно наглядно проявлена в Красноморской и Байкальской рифтовых зонах. В Красноморской рифтовой зоне выделяют более девяти эпох тектономагматической активизации (см. рис. 35). Длительность разделяющих их эпох относительного покоя от венда к кайнозую последовательно сокращалась в среднем от 100 млн. лет до 50—60, 40 и 30 млн. лет, соответственно в венде — раннем палеозое, в среднем палеозое, мезозое и кайнозое. Более отчетливо эта закономерность проявлена в Байкальской рифтовой зоне, где, по данным С. М. Замараева и других [31], длительность эпох тектономагматической активизации равнялась ~100 млн. лет для палеозойской, 70 млн. лет — для раннемезозойской, 60 млн. лет — для позднепалеозойской и 30—40 млн. лет — для кайнозойской эпох. Аналогичным образом изменялась и длительность эпох тектонического покоя. Периодичность и продолжительность отдельных эпох тектономагматической активизации Красноморской и Байкальской рифтовых зон в целом соизмеримы (хотя в Красноморской зоне таких эпох больше), и сохраняется общая тенденция ускорения тектонического процесса. Следовательно, в развитии дорифтового эндогенного режима происходит учащение тектономагматических импульсов и тектогенез собственно рифтовой стадии представляет как бы последнее звено этих импульсов, являясь логическим завершением развития дорифтового эндогенного режима. В свете подобных представлений четкая граница в эволюции эндогенного режима дорифтового и рифтового этапов не устанавливается.

Если тип магматизма и соответственно эндогенный режим как бы «сквозные», то тектонические движения, их интенсивность и направленность на рифтовом этапе качественно, а главным образом количественно, отличны от дорифтового. Эта новая геодинамическая обстановка характеризуется резким усилением тектонических движений, ростом, в одних случаях сводовых поднятий, предшествующих образованию рифта, в других — она начинается раздвиганием и грабенообразованием без существенного сводообразования, но общей чертой этого качественно нового развития зон рифтогенеза служит обстановка обширного растяжения. В глубинном аспекте подобная обстановка вызвана внедрением в верхние горизонты литосферы мантийного диапира, его продвижением и последующим растеканием («разваливанием»). В геодинамике образования глубоководных рифтогенных котловин краевых морей она отвечает ранней и начальной (растяжение) стадиям мантийного диапира [17].

Таким образом, при переходе от дорифтового этапа к рифтовому, с одной стороны, мы имеем унаследованное развитие (магматизм и его тип), с другой — новообразованное (тектонические движения, дискордантность структурных планов). В этой связи актуальны слова Н. С. Шатского, подчеркнутые А. В. Пейве, о том, что нет «чистых» унаследованных и «чистых» наложенных структур.

Следовательно, в развитии Красноморской зоны рифтогенеза отчетливо проявлена как унаследованность эндогенных режимов, так и наложенность или новообразованность тектонических движений, что лишний раз подчеркивает сложность и противоречивость континентального рифтогенеза. По мнению А. В. Развалаева, в этом заключена противоречивая сущность континентального рифтогенеза, а именно: сочетание его автономности и предопределенности.

Следует отметить, что элементы проблемы унаследованности или предопределенности рифтогенеза, хотя еще и не оформившиеся в стройную концепцию, содержатся в работах зарубежных и советских геологов. Они рассмотрены В. Е. Хаиным, Е. Е. Милановским и Н. А. Божко. А. Ф. Грачев, исходя из наложенности и секущего характера материкового рифтогенеза, приходит к выводу, что рифтогенез не связан с предшествующим тектоническим режимом, но вместе с тем он отмечает, что более тщательное сопоставление современной и древней структур выявляет некоторую предопределенность заложения рифтовой зоны, что, вероятно, обуславливает специфические черты магматизма [6]. Он считает также, что по мнению некоторых геологов, рифтовые зоны «предпочитают» закладываться либо вдоль древних эвгеосинклинальных поясов, либо по зонам длительного проявления щелочного магматизма. Таким образом, А. Ф. Грачев не отрицает более глубокой связи рифтогенеза с предшествующей историей. Им справедливо отмечается, что если явление предопределенности в общих чертах проявляется в Африкано-Аравийском рифтовом поясе и Байкальской рифтовой зоне, то его трудно проследить в рифтогенной зоне Средиземного моря — оз. Мьёса (Западная Европа), где последняя — секущая по отношению к структурному плану фундамента. В действительности это так, но как будет показано, подобное противоречие не может свидетельствовать против принципа предопределенности рифтогенеза. Заметим, что Красноморская рифтовая зона, в целом приуроченная к позднепротерозойскому складчатому поясу, наиболее интенсивно развивалась именно в тех участках, где она максимально дискордантна с отдельными складчатыми его ветвями (Судано-Аравийский). Следовательно, факт структурного несовпадения еще не означает отсутствия унаследованности и предопределенности в развитии рифтогенеза. Проблема предопределенности рифтогенеза должна решаться в обобщающем анализе данных о строении зон рифтогенеза и прежде всего эволюции эндогенных режимов, проявленных в магматизме.

Элементы проблемы унаследованности или предопределенности рифтогенеза содержатся в работах В. С. Файфа и О. Х. Леонардоса, Д. Бейли, Р. Мак-Коннела и др. Концепция Д. Бейли [15] о рифтообразовании и связи с ним щелочного магматизма основывается на короблении и дроблении жесткой плиты («рамы»), сопровождаемыми падением давления и, как результат этого, плавлением подлитосферных частей (верхней мантии) с выносом летучих компонентов, обогащенных щелочами. Форма путей миграции летучих или теплового потока (теплопереноса) — точечная, линейная или площадная — определяет характер проявления магматизма (вулканы, интрузии

центрального типа, лавовые плато). По мнению Д. Бейли, рифтогенез, возникнув таким образом, в дальнейшем развивается самопроизвольно, поддерживаясь подъемом тепла и летучих из мантии, и в этом смысле он как бы автономен. Вместе с тем в этих представлениях уделяется внимание энергетическому состоянию той или иной территории до начала сводообразования. Участки, где дорифтовый магматизм проявился слабо или вовсе отсутствует, характеризовались исключительно низким тепловым потоком в период, предшествовавший кайнозойскому рифтогенезу. Д. Бейли отмечает, что при таких условиях плавление верхней мантии или низов литосферы за счет понижения давления может оказаться невозможным вследствие низкого энергетического потенциала, т. е. характер рифтогенеза и степень его продвинутости зависят от предшествующего энергетического состояния глубинных недр. Примеры же соотношения рифтов с анизотропией фундамента рассмотрены в работах Ф. Дикси, Р. Мак-Коннела и др. Однако ни в одной из них эти представления не доходили до стройной концепции унаследованного развития рифтогенеза, в особенности на уровне эндогенных режимов.

В проблеме континентального рифтогенеза следует различать предопределенность в плане унаследованного развития рифтовым этапом дорифтового эндогенного режима и структурную, вызванную анизотропией субстрата рифтовых зон. Эти явления необязательно должны совпадать полностью. Зависимость рифтогенеза от структурной анизотропии субстрата хорошо известна и достаточно освещена. Для нас важно выявление более глубокой связи. Последняя, по мнению автора, заключена в эволюции глубинных эндогенных режимов, предшествующих рифтогенезу. Если мантия к моменту его зарождения оказалась недостаточно разогретой (в холодном энергетическом состоянии), то ее проявление отражается лишь в сводообразовании, как, например, во многих районах Африки (Дагомейско-Нигерский пояс, Тибести, Харудж в Ливии, Западный Судан и др.), в появлении щелочных базальтов (трахитов, фонолитов) и ультращелочных кремнекислых пород — комендитов. Если рифтообразованию предшествует состояние достаточно разогретой возбужденной мантии, в оптимальном случае прогрессивно-рекуррентный эндогенный режим, рифтогенез протекает интенсивно, сопровождаясь сводообразованием, хотя и редуцированным, излиянием слабодифференцированных толеитовых базальтов, грабенообразованием, утонением гранитометаморфического слоя и, в конечном счете, его полным разрывом и внедрением мантийного вещества (Красное море, Аденский залив).

Возможно, что кайнозойский рифтогенез (или рифтогенез вообще) по данной модели наиболее четко развивается именно в областях древней докембрийской консолидации, обеспечивающей максимальную жесткость литосферы.

Рифтогенез начинается с поднятия, сводообразования. Эта стадия может быть различной по длительности и масштабу проявления. Очевидно, она будет длительнее, и, возможно, более четко выраженной у структур, заложившихся на более «холодной» мантии,

с низким энергетическим градиентом (Тибести, Хоггар и др.). У рифтов, которым предшествовал возбужденный режим, стадия сводообразования активная, но редуцирована, так как процесс рифтообразования происходит быстро, и доминирующей в его развитии служит стадия грабенообразования и менее щелочной магматизм. Например, Красноморский и Аденский рифты характеризуются обширными, но относительно слабо проявленными сводами на предрифтовой стадии и более основным вулканизмом, а Кенийский рифт имеет четкий свод и более интенсивный щелочной вулканизм. Приведенные примеры иллюстрируют это положение, но не в полной мере, поскольку Красноморский, Аденский и Кенийский рифты заложены в пределах крупного Красноморско-Мозамбикского пояса тектономагматической активизации и Кенийскому рифту также предшествовал хотя и меньший, но все же достаточно подготовленный и возбужденный режим мантии.

Отправной точкой рифтогенеза является разогрев мантии. Д. Бейли и С. И. Шерман считают, что этот процесс может индуцироваться либо селективным плавлением в зоне разлома при растяжении, либо глобальным термовозбуждением мантии, как, например, в мезокайнозойе. В любом случае жесткая литосфера прореагирует на это в первую очередь в местах ее анизотропии (разлом, глубинная флексура, складчатая зона и т. п.). В дальнейшем разогрев приводит к появлению слоя аномально нагретой разуплотненной мантии, способствующей образованию свода, а в последующем, по мере развития рифтогенного процесса, ее растяжению (усиливающему грабенообразование) с частичным или полным разрывом гранитометаморфического слоя коры. Такова принципиальная схема рифтогенеза. Реализуется ли она и в какой мере зависит от того, какой дорифтовый эндогенный режим предшествовал рифтогенезу?

Активизация мантии при рифтовом режиме локализуется вдоль определенных линейных зон повышенной проницаемости. Известно, что на материках кайнозойский рифтогенез в своем развитии связан с поясами тектономагматической активизации. Однако эта связь слишком общая и отражает глобальную закономерность, т. е. приуроченность рифтогенеза к областям с повышенным температурным возбуждением и высоким энергетическим потенциалом. Внутри же тектономагматических поясов рифты проявляют избирательность более высокого порядка. На примере Красноморско-Аденской и других рифтовых зон установлена связь кайнозойского рифтогенеза с определенными структурами, характеризующимися длительным устойчивым температурным возбуждением мантии. Исключительная линейность этих зон в пределах областей тектономагматической активизации, охватывающих значительные участки, позволяет выделять эти структуры в качестве «стволов» активизации или «рифтогенных стволов». Последние представлены зонами максимального проявления эндогенного режима. Отражением таких «стволов» могут быть выделяемые С. И. Шерманом для Байкальского рифта генеральные разломы, генерирующие рифтогенез или начальные разломы —

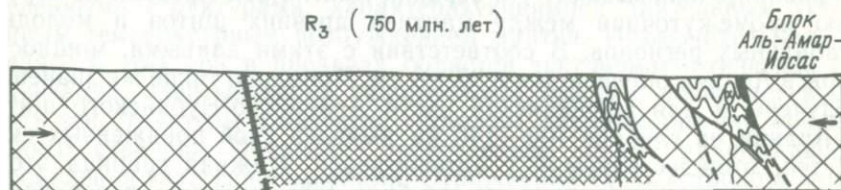
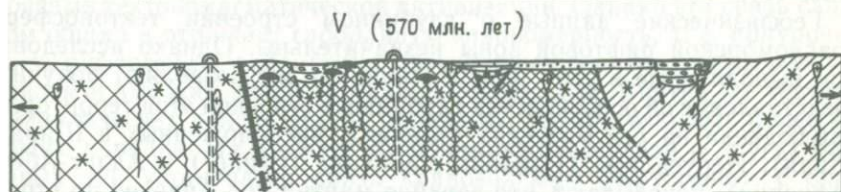
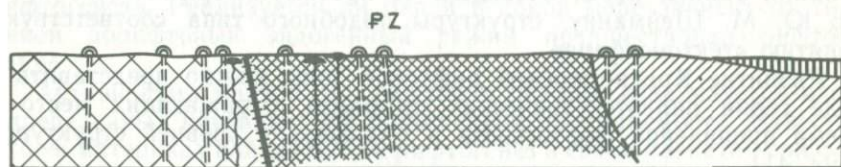
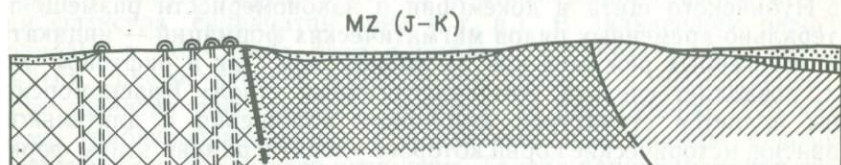
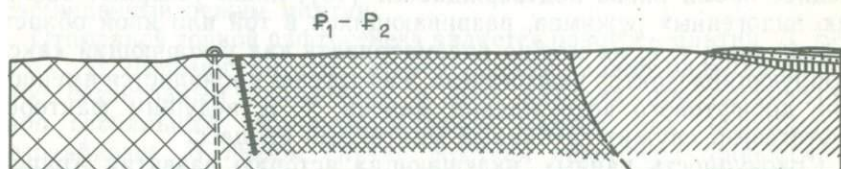
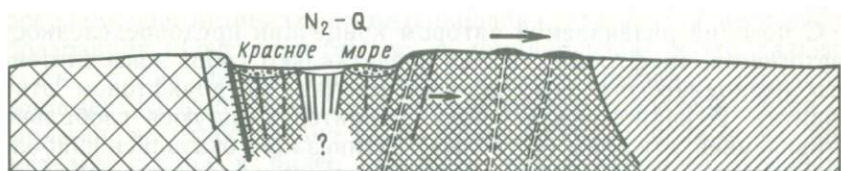
«взрезы», которые, по мнению В. В. Белоусова, трассируют рифтовую впадину и предшествуют ее заложению.

С позиций развиваемой автором концепции предопределенности рифтогенеза, «рифтовые стволы» представляют собой зоны длительного периодического возбуждения мантии на дорифтовом этапе развития. В кайнозойскую эпоху, характеризующуюся глобальной активизацией, эти зоны («стволы») активизации оказались наиболее подготовленными для рифтогенных процессов и стали местом проявления мантийных диапиров, предопределив линейность последних. Глобальная тектоническая активизация в первую очередь наблюдается там, где уже были сходные эндогенные режимы, т. е. в областях с разогретой «возбужденной» мантией. Следовательно, при рифтогенезе эпохи глобальных активизаций, существование которых в последнее время вновь подтверждается [18], лишь ускоряют эволюцию эндогенных режимов, развивающихся в той или иной области рифтогенеза, т. е. их можно рассматривать как ускоряющий «акселерирующий» фактор рифтогенеза. Рифтогенез проявляется именно в зоне дорифтового возбуждения мантии, т. е. ведущим фактором рифтогенеза служит глубинный мантийный процесс.

Совокупность данных, включающих историю развития Аравийско-Нубийского щита в докембрии и закономерности размещения латерально-временных рядов магматических формаций — индикаторов эндогенных режимов как на дорифтовом, так и рифтовом этапах, позволяет считать, что «рифтогенный ствол» Красноморской зоны является структурой глубинного заложения и длительного развития, исторические корни которого уходят в ранние этапы формирования земной коры, очевидно, ее протометаморфического слоя. По Ю. М. Шейману, структуры подобного типа соответствуют понятию «тектоносфера».

Развитие Красноморской рифтовой зоны можно представить в виде серии палеотектонических профилей, отражающих место и время проявления рифтогенеза и его связь с древней структурой (рис. 41).

Геофизические данные о глубинном строении тектоносферы Красноморской рифтовой зоны незначительны. Однако исследования, выполненные в этом направлении, все же позволяют получить представление об особенностях глубинного строения этой территории. Наблюдения на сейсмических станциях, расположенных в Ширазе (Иран), Иерусалиме (Израиль), Хелуане (Египет) и Аддис-Абебе (Эфиопия), показывают, что верхняя мантия под Аравией по строению промежуточная между мантией древних щитов и молодых стабильных регионов. В соответствии с этими данными, мощность коры в Аравии оценивается в 35 ± 8 км. Примерно такие же значения получены и для африканской части Аравийско-Нубийского щита. В Аравии на глубине 100—140 км выявлен слой пониженных скоростей, отождествляемый с астеносферой. Нижняя граница этого слоя находится примерно на глубине 220 км ниже поверхности Мохо. По данным сейсмологических и гравиметрических исследований Дж. Файерхад и К. Рива установили, что к западу от Красного



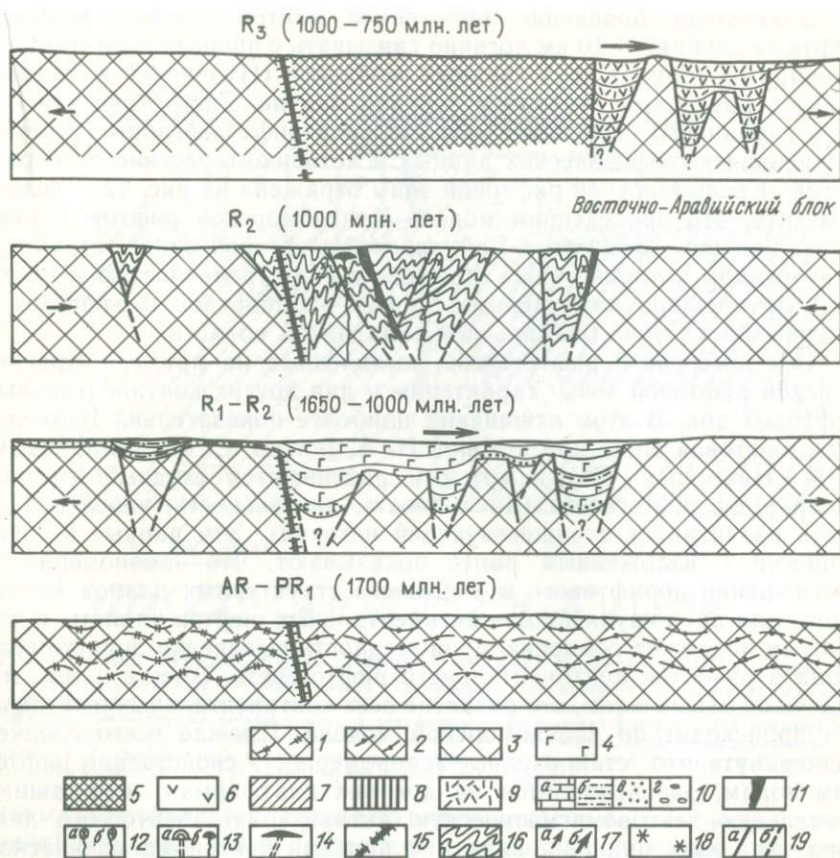


Рис. 41. Палеотектонические профили Аравийско-Нубийского щита для различных периодов:

1—3 — раннедокембрийская континентальная кора: 1 — Нубийского блока (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма), 2 — Аравийского блока (гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма), 3 — то же, без показа вещественного состава; 4 — ранне-среднерифейский вулканогенно-осадочный комплекс интракратонных прогибов (базальты, андезиты, туфы, сланцы, граувакки, мраморы); 5 — кора, консолидированная к концу среднего рифея; 6 — позднерифейский вулканогенно-осадочный комплекс интракратонных прогибов (андезиты, базальты, дациты, риолиты, туфы, песчаники, сланцы, мраморы); 7 — кора, консолидированная к концу позднего рифея; 8 — карбонатно-терригенные континентальные и прибрежно-морские отложения палеозойского возраста; 9 — вулканогенные образования кислого состава; 10 — континентальные и мелководно-морские (а — известняки и доломиты, б — глины и песчаники, в — песчаники, глины, известняки, г — валуно-галечные конгломераты); 11 — альпийские гипербазиты; 12 — граниты (а — известково-щелочные, б — щелочные и субщелочные); 13 — интрузии (а — кольцевые щелочного состава, б — «расслоенных» габбро); 14 — базальтовые покровы и их подводящие каналы; 15 — граница Аравийского и Нубийского мегаблоков (шовная зона); 16 — складчатые комплексы; 17 — направления (а — тектонических напряжений, б — латерального смещения консолидации коры); 18 — области проявления панафриканского термотектогенеза; 19 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые)

моря астеносферный слой залегает на глубине 175 км от поверхности Земли и постепенно погружается до 225 км и глубже в сторону Центрально-Африканского кратона. Изменение глубины залегания астеносферного слоя происходит в районе Красноморского рифта и совпадает с шовной зоной, заложенной еще в докембрии. При этом разница в глубине его залегания может быть оценена в 50—70 км.

Следовательно, появление аномальной мантии в Красноморском рифте на глубине ~ 10 км логично связывать с прорывом мантийного диапира на границе двух крупных геоблоков (Нубийский и Аравийский) с различным строением верхней мантии. Гипотетическая модель глубинного строения Красноморской рифтовой зоны с учетом приведенных геофизических данных и историко-геологического развития Красноморской рифтовой зоны отражена на рис. 42. Следует отметить, что приведенная модель Красноморской рифтовой зоны имеет большое сходство с Байкальской рифтовой зоной, структурная позиция которой также обусловлена приуроченностью к стыку двух крупнейших литосферных блоков — Сибирской платформы и гетерогенной Саяно-Байкальской складчатой области.

Закономерности рифтогенеза, выявленные на примере Красноморской рифтовой зоны, характерны и для других континентальных рифтовых зон. В этом отношении наиболее показательна Байкальская рифтовая зона, для которой Н. А. Божко, С. М. Замараевым, В. А. Наумовым [24] и другими развиваются сходные взгляды на природу рифтогенеза (цикличность, длительность, унаследованность развития от предшествующей истории). Эти данные в совокупности с изложенным ранее показывают, что закономерности соотношения дорифтового и рифтового структурных планов характерны для двух крупнейших континентальных рифтов планеты и что вряд ли подлежит сомнению правомерность выделения дорифтового этапа в развитии континентального рифтогенеза. Вместе с тем, мы далеки от мысли о том, что развитие всех континентальных рифтовых зон происходит по красноморской модели. Прежде всего следует подчеркнуть, что установленные закономерности свойственны рифтовым зонам, развивавшимся на древних платформах, испытавших длительную тектономагматическую активизацию. Рифтогенез данного типа, как правило, связан с поясами тектономагматической активизации или тектонотермальной переработки типа Мозамбикского, Дагомейско-Нигерийского, Гренвильского, Станового и др. Именно в поясах подобного типа отсутствует большой перерыв между тектономагматическими событиями, определившими их специфику, и последующей активизацией, предшествующей рифтообразованию. В Красноморской рифтовой зоне, например, дорифтовый активизационный магматизм в форме кольцевых интрузий с минимальным перерывом следует за орогенным и продолжается вплоть до кайнозойского рифтообразования.

В заключение следует отметить, что далеко не во всех рифтовых зонах удастся с одинаковой степенью обоснованности выделить дорифтовый этап. Особенно это относится к молодым эпипалеозойским платформам, отчасти окраинно-континентальным или периокеаническим рифтоподобным погружениям, и в значительной мере докембрийским зеленокаменным трогами и палеоавлакогенам. Однако отсутствие «универсальности» в выделении дорифтового этапа не может служить недостатком данного направления изучения континентального рифтогенеза и тем более аргументом против правомерности его выделения. Е. Е. Милановский считает, что рифтовые



Рис. 42. Гипотетическая модель глубинного строения Красноморской рифтовой зоны: 1 — континентальная кора; 2 — астеносфера; 3 — литосферная часть мантии; 4 — литосферная часть мантии, активная в период развития красноморид (PR₂); 5 — верхняя мантия, активная в период развития красноморид; 6 — магматически активные зоны на дорифтовом этапе развития Красноморской рифтовой зоны; 7 — осадки рифтовой впадины; 8 — предполагаемые контуры тектоносферы, активной на дорифтовом этапе развития; 9 — шовная зона в литосфере между Центрально-Африканским кратоном и Красноморской складчатой областью; 10 — условная граница «слоев» тектоносферы

зоны разнообразны не только по интенсивности магматических проявлений, но и по своей предыстории, общему положению, структуре субстрата, тектоническому строению, кинематике движений и истории формирования [22]. Поэтому попытки вогнать все многообразие рифтовых зон в «прокрустово ложе» какой-либо одной «всеобъемлющей» модели представляются методически неверными, резко сужающими границы познания рифтогенеза и упрощающими все многообразие природных явлений. Классификацию рифтовых зон Е. Е. Милановского, выделяющего щелевые сводово-вулканические, эпиплатформенные, эпиорогенные и межконтинентальные рифты, можно дополнить унаследованными или предопределенными историко-геологическими их типами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и обобщение результатов изучения геологического строения и истории развития северной части Африкано-Аравийского рифтового пояса и других континентальных рифтовых зон позволяют сделать следующие основные выводы.

1. На примере уникальной Красноморской и других рифтовых зон планеты теоретически обоснована связь континентального рифтогенеза с предшествующей геологической историей. В его развитии выделен дорифтовый этап, под которым понимается совокупность тектономагматических процессов, протекающих в той или иной области рифтогенеза после формирования в ней зрелой континентальной коры до структурно-морфологического оформления рифта.

2. Континентальные рифты развиваются как эндогенно активные системы. Ведущим геодинамическим фактором их развития является мантийный диапиризм, приводящий к деструкции континентальной коры и, в конечном счете, замене ее новообразованной океанической. Дорифтовому этапу отвечает очаговое (точечное, диффузное) возбуждение мантии, локализующееся в линейных зонах — «стволах» активизации. На предрифтовой стадии рифтового этапа происходит объединение очагов в линейные выступы астеносферы, над которыми образуются зоны повышенной проницаемости. Собственно рифтовой стадии отвечает рост астеносферных (мантийных) диапиров и их растекание.

3. В структурном плане связь континентального рифтогенеза с предшествующей геологической историей проявлена в зависимости рифтогенеза от простираций разрывных и складчатых структур, состава и степени «жесткости», т. е. анизотропии дорифтового субстрата. Более глубокая связь состоит в унаследованном развитии эндогенных режимов дорифтового и рифтового этапов.

4. Континентальный рифтогенез наиболее активно развивается в тех областях, где литосфера к моменту его проявления на дорифтовом этапе оказалась наиболее разогретой, термически «расшатанной», или дестабилизированной. Наивысшую степень рифтогенеза обнаруживают участки земной коры с проявлением на дорифтовом этапе прогрессивно-рекуррентного эндогенного режима, главнейшей чертой которого является длительное, пульсационное возбуждение мантии, проявленное в повторном генерировании разноглубинных магм. Подобная обстановка способствует «созреванию» литосферы для рифтогенеза задолго до его главных пароксизмов в кайнозой.

5. Известная противоречивость континентального рифтогенеза, проявленная, с одной стороны, в его автономности и, с другой, в унаследованности от предшествующей истории, объясняется соотношением структурных планов дорифтового и рифтового этапов на разных уровнях — мантийном и коровом. На мантийном уровне предопределенность обусловлена преемственностью эндогенных режимов, на коровом — зависимостью рифтогенеза от структурной анизотропии фундамента.

6. Геоисторические предпосылки континентального рифтогенеза определяются как длительным, прерывистым термальным возбуждением мантии на дорифтовом этапе, так и крупными литосферными неоднородностями, заложенными уже в раннем докембрии.

7. Выявленные закономерности пространственного и временного размещения магматических формаций дорифтового этапа с определенной металлогенической специализацией имеют большое значение для регионального и локального прогноза полезных ископаемых. Особое методическое значение имеют закономерности структурной локализации марганцевых месторождений побережья Красного моря и глубоководных впадин с горячими металлоносными осадками — «лабораторий» современного рудообразования в океанах — при изучении других континентальных рифтовых зон и особенно их древних аналогов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л., Матвеевков В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона.— Новосибирск, Наука, 1985.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979.
3. Белоусов В. В. Эндеогенные режимы материков. М., Недра, 1978.
4. Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1979, вып. 5, с. 17—30.
5. Божко Н. А. Поздний докембрий Гондваны. М., Недра, 1984.
6. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977.
7. Грачев А. Ф., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозое.— В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М., 1981, с. 134—176.
8. Долгинов Е. А., Поникаров В. П., Разваляев А. В. Эндеогенные режимы в связи с проблемой континентального рифтогенеза.— В кн.: Геология альпид «Тетисного» происхождения. Тектоника. М., 1980, с. 139—143.
9. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
10. Иванов С. Н. Офиолиты на сиалической коре.— В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981, с. 72—78.
11. Исаев Е. Н. Структура земной коры в зоне сопряжения Красноморских гор и Красного моря в свете новых геофизических данных.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, № 1, с. 31—39.
12. Исаев Е. Н., Самойлюк В. В., Шабалин Н. А. Структурно-геофизическая модель строения вулканогенно-осадочного чехла и фундамента Аденско-Красноморского региона.— В кн.: Тез. докл. 27 МГК, М., 1984, т. 3, с. 232—233.
13. Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М., Наука, 1987.
14. Конев А. А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1982.
15. Континентальные рифты / Под ред. И. В. Рамберга и Э. Р. Неймана. М., Мир, 1981.
16. Лазаренков В. Г. О временном и латеральном рядах щелочных платформенных формаций.— Геология и геофизика, 1981, № 11, с. 61—69.
17. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М., Недра, 1979.
18. Леонов Ю. Г. Орогенные периоды и эпохи тектогенеза как формы проявления глобальной тектонической активности.— В кн.: Геология альпид «Тетисного» происхождения. Тектоника. М., 1980, с. 149—158.
19. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., Наука, 1977.
20. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Шерман С. И. Геодинамика континентальных рифтов.— Геология и геофизика, 1982, № 12, с. 13—22.
21. Миланский Е. Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформы.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1979, № 6, с. 29—58.
22. Миланский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
23. Москалева В. Н. Магматические формации как индикаторы рифтогенных систем.— Сов. геология, 1982, № 10, с. 82—93.
24. Наумов В. А. Геологическая предыстория Байкальского рифта.— В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., 1978, с. 47—61.
25. Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6, с. 11—18.
26. Разваляев А. В. К проблеме позднепротерозойских гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского щита.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 19—32.
27. Разваляев А. В. Эндеогенные режимы, предшествующие рифтогенезу.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 32—41.
28. Разваляев А. В. Дорифтовый этап развития Красноморско-Аденской зоны.— Геотектоника, 1984, № 1, с. 85—98.
29. Рудоносные формации докембрия Восточной Африки и Аравии / Е. А. Долгинов, И. В. Давиденко, А. В. Разваляев, Н. А. Стихотворцева. М., Недра, 1979.

30. Системы разломов Африки и Аравии /Е. Д. Сулиди-Кондратьев, А. В. Разваляев, И. В. Давиденко и др. М., Недра, 1984.
31. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне /С. М. Замаараев, Е. П. Васильев, А. М. Мазукабзов и др. Новосибирск, Наука, 1979.
32. Хаин В. Е. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. 1976, с. 5—13 (Международ. геол. конгр. XXV сес. Докл. сов. геол.).
33. Яшина Р. М. Нефелин-сиенитовый магматизм в континентальных структурах с различным тектоническим режимом.— В кн.: Петрология. М., 1980, с. 129—150. (Международ. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геол.).
34. Alkaline Ring Complexes in Egypt: Their Ages and Relationship in Time /С. М. Serensits, Н. Faul, К. А. Foland et al.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N P4, p. 3009—3013.
35. Almond D. C. Precambrian events at Saboloka, near Khartoum and their significance in the chronology of the basement complex of North-East Africa.— Precambrian Res., 1980, v. 13, N 1, p. 43—62.
36. Basahel A. N., Jux U., Omara S. Age and structural setting of a Proto-Red Sea embayment.— N. Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh, 1982, N 8, p. 456—468.
37. Bermingham P. M., Fairhead J. D., Stuart G. W. Gravity Study of the Central African Rift System: a model of continental disruption. 2. The Darfur domal uplift and associated Cainozoic volcanism. Tectonophysics, 1983, v. 94, p. 205—222.
38. Cochran I. R. A model for Development of Red Sea.— A. A. P. G. Bulletin, 1983, v. 67, N 1, p. 41—69.
39. Delfour I. Geologic, tectonic and metallogenic evolution of the northern part of the Precambrian Arabian shield (Kingdom of Saudi Arabia).— Bull. Bur. rech. geol. et mineras, 1980, sec. 2, N 1—2, p. 1—19.
40. El Ramly M. F., Hussein A. A. A. The ring complexes of the Eastern Desert of Egypt.— J. African Earth Sci., 1985, v. 3, N 1/2, p. 17—39.
41. Klerkx G. Evolution tectonometamorphique du Socle precambrien de la region d'Uweinat, Libye.— Rev. Geol. Dyn. Geograph. Phys. Sci., 1979, v. 21, fasc. 5, p. 319—324.
42. Kröner A., Roobol M. I., Ramsay C. R., Jackson N. I. Pan African ages of some gneissic rocks in the Saudi Arabian Shield.— J. Geol. Soc. London, 1979, v. 136, p. 455—461.
43. Kröner A. Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the Proterozoic Arabian-Nubian Shield of North-East Africa and Arabia.— Precamb. Res., 1983, N 5, v. 27, p. 277—300.
44. Mc Connell R. B. A resurgent taphrogenic lineament of Precambrian origin in Eastern Africa.— J. Geol. Soc., 1980, v. 137, N 4, p. 483—489.
45. Meinhold K. D. The Precambrian Basement Complex of the Bayuda Desert, Northern Sudan.— Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys., 1979, v. 21, fasc. 5, p. 395—401.
46. Phil de Gruyter, Vogel T. A. A model for the origin of the alkalin complexes of Egypt.— Nature, 1981, v. 291, p. 571—574.
47. Stacey J. S., Hedge C. E. Geochronologic and isotopic evidence for early Proterozoic crust in the eastern Arabian Shield.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1984, v. 96, p. 817—826.
48. Stoesser D. B., Camp V. E. Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1985, v. 96, p. 817—826.
49. Vail J. R. Pan-African (Late Precambrian) tectonic terrains and the reconstruction of the Arabian-Nubian Shield.— Geology, 1985, v. 13, N 12, p. 839—842.
50. Vail J. B. Alkaline ring complexes in Sudan.— J. African Earth Sci., 1985, v. 3, N 1/2, p. 51—59.

УКАЗАТЕЛЬ ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУР

- Аденская рифтовая зона (рифт) 5, 82, 114, 116
Акабского залива грабен 119, 135
Алула-Фартак, разлом 115
Аравийская плита 80
Аравийское поднятие, блок 89, 183
Аравийско-Нубийская щелочная провинция 44, 45, 47, 76, 80, 123, 163
Аравийско-Нубийский щит 7, 9, 13, 16, 18, 24, 32, 35, 181, 183
Ассаль, грабен 145
Афарская впадина, рифт 105, 136, 141, 145
Африкано-Аравийский рифтовый пояс 5, 7, 44, 82, 133
Байкальская рифтовая зона (рифт) 7, 135, 165, 171, 184
Бара рифт 98
Баракский разлом 47, 93, 94, 132
Белого Нила рифт 97
Восточно-Африканская рифтовая система (рифт) 4, 7, 170
Восточно-Средиземноморская впадина 135
Восточно-Средиземноморский перикратонный прогиб 107, 135
Верхненильская впадина 98
Гебейтский разлом 87
Голубого Нила рифт 97
Гренвилльский пояс 41, 138, 184
Дагомейско-Нигерийский пояс 40, 165, 169, 184
Дальсландский пояс 155
Данакильский разлом 124, 132
Джуба-Абу, рифт 98
Диибский разлом 47, 93, 94, 132
Друзский прогиб 77, 97
Западно-Аравийская (Левантинская) рифтовая зона 5, 82, 119, 122, 135
Западный рифт 98, 168, 173
Индо-Средиземноморский линеамент 108
Иорданский блок, поднятие 135
Кенийский рифт, зона 5, 71, 82, 135, 172, 180
Красного моря рифт 35, 60, 76, 89, 93
Красноморская рифтовая зона 4, 5, 7, 44, 72, 74, 76, 88, 93, 122, 133, 171
Красноморский складчатый пояс (область) 35
Красноморско-Аденская рифтовая зона 82, 129, 161, 168, 180
Красноморско-Мозамбикский пояс 36, 38, 180
Левантинский разлом 80, 106
Ливийско-Нигерийский пояс 155
Малакель-Кости, рифт 98
Марда, разлом 108
Мертвого моря рифт, грабен 119
Мозамбикский пояс 13, 35, 36, 38, 138, 184
Монтериджиан, щелочная провинция 169
Нильский разлом 47, 93, 98
Нубийское поднятие, блок 89, 183
Ньясская рифтовая зона (рифт) 82
Пальмирский авлакоген 121, 122
Приморская равнина 132
Рас-Банасский разлом 124, 127
Рейнский рифт 7
Саяно-Байкальская складчатая область 167, 184
Святого Лаврентия рифт 169
Срединно-Аденский хребет 114, 115, 117
Судано-Аравийский складчатый пояс 11, 85, 139, 175
Суэцкий грабен (рифт) 83, 108, 135
Танганьикский рифт 140
Танганьикский щит 13
Трансамозонский пояс 137
Убенийская зона 168
Хубсугульский рифт 166, 167, 168
Центрально-Африканский кратон 8, 13, 36, 40, 134, 183
Шеба, срединный хребет 114
Эль-Араб, рифт 97
Эфиопский рифт (зона) 5, 82, 136

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Особенности тектонического развития Аравийско-Нубийского щита в докембрии	7
Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Аравийско-Нубийского щита	7
Тектоническая природа и роль гипербазитовых поясов в структуре Аравийско-Нубийского щита	24
Структурный план докембрия Аравийско-Нубийского щита	34
Глава II. Магматизм дорифтового этапа Красноморской рифтовой зоны	44
Магматические комплексы центрального типа Аравийско-Нубийской щелочной провинции	45
Габбро-гранитоидные магматические комплексы центрального типа	47
Магматические комплексы центрального типа щелочного состава	53
Щелочно-гранитоидные магматические комплексы центрального типа	58
Время формирования магматических комплексов центрального типа	68
Формационное расчленение магматических комплексов центрального типа	70
Временной и латеральный ряды формаций магматических комплексов центрального типа	73
Структурно-тектонические условия локализации магматических комплексов центрального типа	75
Глава III. Основные черты тектоники и истории развития Красноморско-Аденской рифтовой зоны	82
Красноморская рифтовая зона	83
Строение фундамента («рамы») Красноморской рифтовой зоны	83
Кайнозойский (рифтогенный) структурный план Красноморской рифтовой зоны	88
Разрывные нарушения и их роль в формировании Красноморской рифтовой зоны	93
Время формирования впадины Красного моря	107
Аденский рифт	114
Кайнозойская структура	114
Механизм и кинематика образования впадин Красного моря и Аденского залива	117
Металлогения Красноморской рифтовой зоны	122
Глава IV. Соотношение рифтового и дорифтового структурных планов Красноморской рифтовой зоны	131
Глава V. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза	140
Структурные особенности деструкции континентальной коры Афара	141
Вулканизм Афара как показатель деструкции континентальной коры	145
Глубинный аспект деструкции континентальной коры в областях активного континентального рифтогенеза	151
Глава VI. Эндогенные режимы континентального рифтогенеза и закономерности его проявления	155
Эндогенные режимы континентальных рифтовых зон и принципы их выделения	155
Соотношение щелочного магматизма и континентального рифтогенеза	170
Соотношение эндогенных режимов дорифтового и рифтового этапов развития и принцип унаследованности в континентальном рифтогенезе	175
Заключение	186
Список литературы	188
Указатель главнейших структур	190

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Развальяев Александр Васильевич

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ
И ЕГО ПРЕДЫСТОРИЯ**

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*
Редакторы издательства *О. И. Будянская, Л. А. Журавлева*
Обложка художника *К. В. Голикова*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *О. А. Колотвина*
Корректор *Л. В. Баранцева*

ИБ № 7095

Сдано в набор 25.04.88. Подписано в печать 15.11.88. Т-22303. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура Литературная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,0. Усл. кр.-отг. 12,25. Уч.-изд. л. 13,35. Тираж
1330 экз. Заказ 1014/1196-2. Цена 2 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047. Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

ПО-3 Ленуприздата, 191104. Ленинград, Литейный пр., 55.

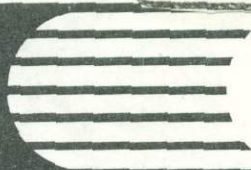
1 ценоз.

2 р. 70 к.

5173



**ВНИМАНИЮ
СПЕЦИАЛИСТОВ!**



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА"

выпускает в свет в 1989 г. книгу
**"МАГМАТИЗМ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН".**

Авторы: *Т.И. Фролова, Л.Л. Перчук, И.А. Бурикова.*

В книге обобщены материалы по магматизму окраинных морей и островных дуг на примере северо-западной окраины Тихого океана. Анализ эталонных магматических серий островных дуг, детально изученных петрологически с привлечением обширного оригинального и литературного материала, позволил выделить и охарактеризовать главнейшие типы этих серий и дать сравнительную характеристику их минерального и химического состава (по петрогенным и малым элементам), а также определить геологические и геодинамические условия формирования. Предложена модель генезиса вулканических пород, исходные базальтовые магмы которых имеют преимущественно мантийное происхождение, с глубиной очагов от 100 до 30 км. Доказывается, что широко распространенные в островных дугах андезиты образуются как за счет кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, сопровождаемой в ряде случаев взаимодействием с твердым материалом земной коры, так и в результате смешения ее с расплавами иного состава. Обосновывается образование бонинитов в результате смешения мантийного и корового материала.

Детально охарактеризован магматизм окраинных морей, в котором серии, близкие к островодужным, закономерно сменяются недифференцированным базальтовым магматизмом, сходным с океаническим. Последний синхронен с погружением котловин морей и является, таким образом, тафрогенным. Выделены главнейшие типы серий окраинных морей, восстановлен их генезис и обоснована их роль как индикаторов геодинамической обстановки на разных стадиях образования окраинных морей. Выявлено два типа щелочных пород с разными глубинами формирования и флюидным режимом. Составлены латеральные и вертикальные ряды вулканических серий, отражающие закономерную эволюцию рассматриваемых геологических структур.

В книге приведен обильный фактический материал: химические анализы на петрогенные и малые элементы, микронзондовые определены минералов, изотопные определения по стронцию и свинцу. Р—Т параметры магматических расплавов определены по геобарометрам и геотермометрам, рассчитанным по оригинальной методике.

**Книгу можно приобрести в местных магазинах,
торгующих геологической литературой,
или заказать через отдел "Книга — почтой" по адресу:**

199178 Ленинград, В.О., Средний проспект, 61, магазин № 17.

НЕДРА