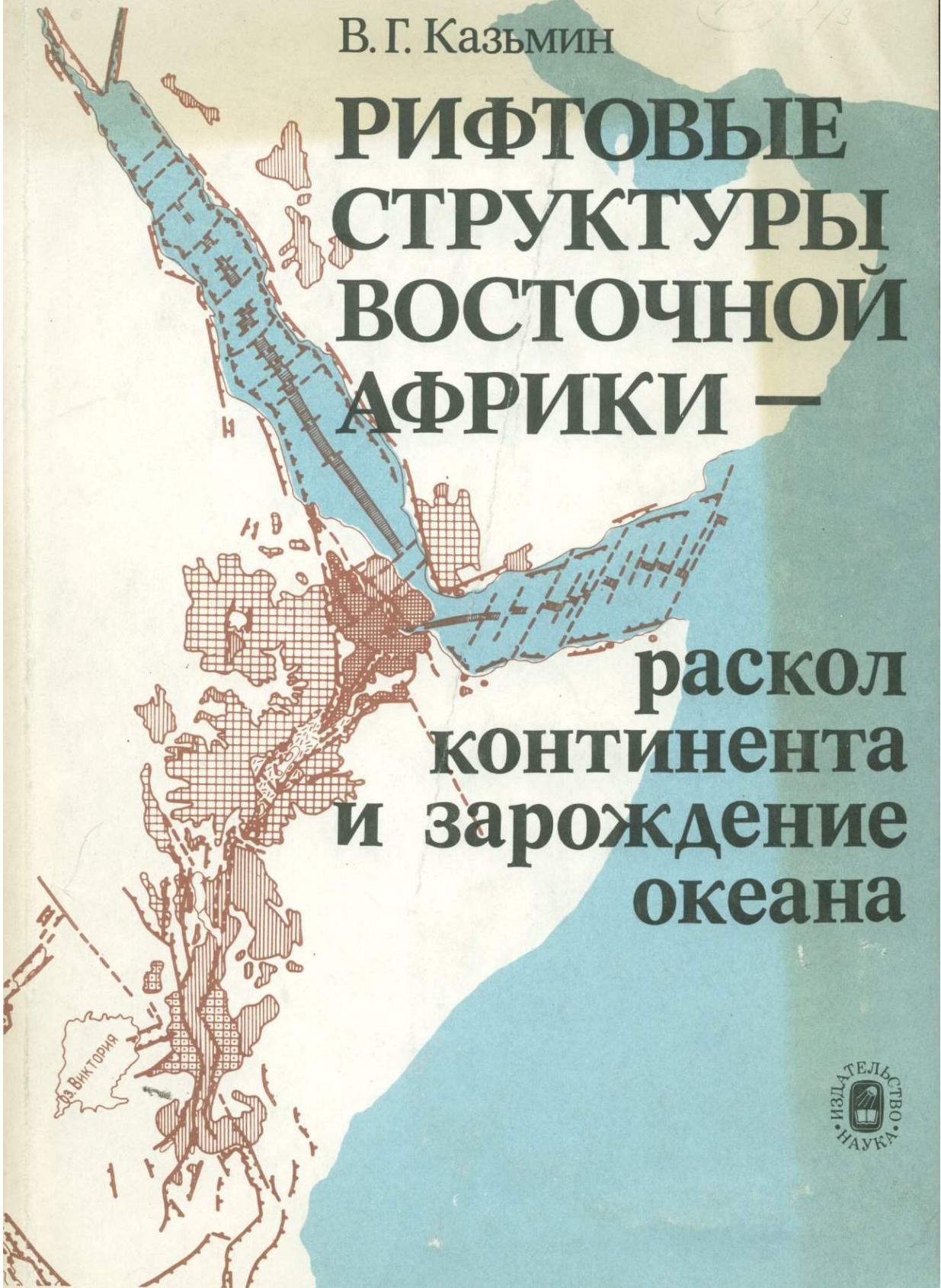


В. Г. Казьмин

# РИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ —

раскол  
континента  
и зарождение  
океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

В. Г. Казьмин

# РИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ — раскол континента и зарождение океана

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук Л. П. ЗОНЕНШАЙН



Москва "Наука" 1987



49/6

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987.

Рифтовые зоны Восточной Африки изучались автором много лет. На конкретных примерах прослежена эволюция рифтов от их зарождения в континентальной литосфере до превращения в молодой океан. Рассмотрены структурные преобразования в рифтовой зоне на разных ступенях развития, оценена величина и охарактеризованы механизмы растяжения континентальной земной коры до ее полного разрыва и начала раздвижения литосферных плит. Прослежена история развития тройного сочленения Красноморского, Эфиопского и Аденского рифтов. На основании теории тектоники литосферных плит анализируются возможные причины образования рифтов различного типа.

Рецензенты: Ю.А. БОГДАНОВ, А.Л. КНИППЕР

## ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению рифтовых структур резко возрос за последние 10—15 лет. В первую очередь это связано с осознанием того факта, что рифты не являются локальными и довольно редкими феноменами, а принадлежат, наряду со складчатыми и островодужными поясами, к классу главнейших структурных элементов Земли. Как ни странно, подлинное значение рифтов было понято не в процессе наземных исследований, проводящихся достаточно систематически уже около 100 лет, а при изучении океанов, лишь в последние десятилетия.

Вскоре после того, как исследованиями Б. Хейзена, М. Юинга, Г. Менарда и других была выявлена система срединно-океанских хребтов с осевыми долинами на гребнях, возникло предположение о рифтовой природе этих структур и о разрастании океанского дна в стороны от них [Dietz, 1961; Hess, 1962; Wilson, 1963, и др.]. Стало ясно, что океанские и континентальные рифты связаны между собой и в совокупности образуют глобальную систему структур растяжения, равнозначную поясам сжатия и сокращения земной поверхности.

Создание теории тектоники литосферных плит в рамках "новой глобальной тектоники" [Le Pichon, 1968; Morgan, 1968, и др.] позволило четко определить роль и место рифтовых структур в общей геодинамической системе Земли. Одно из основных положений теории заключается в том, что рифтовые зоны и системы представляют собой структурное выражение дивергентных или конструктивных границ литосферных плит. При этом термин "дивергентный" представляется предпочтительным, так как на ранних стадиях развития таких границ (континентальные рифты) в рифтовых зонах происходит не столько наращивание литосферных плит, сколько растягивание и утонение древней литосферы.

Естественно, что эволюция дивергентных границ от их возникновения до их отмирания представляет собой сложный процесс, и соответственно структурные формы и другие геологические и геофизические феномены, с ними связанные, существенно различаются на разных этапах развития. Эти различия породили долго бытовавшие в прошлом представления о противоположности океанских и континентальных рифтов и об отсутствии переходов между ними. Такие представления поддерживались, вероятно, и тем, что океанские и континентальные рифты исследовались разными группами ученых. В изучении первых главную роль играли морские геологи и геофизики, недостаточно знакомые с континентальной геологией, вторые изучались наземными геологами, для которых было традиционным рассматривать геологические структуры только в рамках континентов.

Тем не менее уже на ранней стадии развития новой глобальной тектоники в общей форме стало ясно, что континентальные рифты отвечают начальному этапу развития рифтовых структур и что дальнейшая их эволюция в процессе раздвижения литосферных плит приводит к зарождению океана.

Огромную роль в развитии этих идей сыграло изучение рифтовых зон

Восточной Африки. С конца позднего палеозоя начался раскол и распад суперконтинента Гондваны. История этого раскола, приведшая в юре к образованию молодого океанского бассейна — Пра-Индийского океана — хорошо запечатлена в геологической летописи этого региона. Новая эпоха рифтогенеза в кайнозое привела к дальнейшему расколу Африканского континента и образованию Африкано-Аравийской рифтовой системы.

Для изучения процесса раскола континентов Африкано-Аравийская рифтовая система является важнейшим и уникальным объектом. Если другие крупные системы континентальных рифтов (Байкальская, Рейнская) представляют собой внутриконтинентальные зоны с небольшим масштабом раздвижения, то в Восточной Африке удастся наблюдать рифты, находящиеся на разных уровнях эволюции — от элементарных грабенов до структур, в которых началось образование новой океанской коры. Через Красное море и Аденский залив континентальные рифты Восточной Африки связаны с мировой системой океанских рифтов. Таким образом, здесь удастся проследить шаг за шагом весь путь эволюции рифтовых структур вплоть до зарождения молодого океана. Именно на материале по Африкано-Аравийской рифтовой системе построено главным образом настоящее исследование.

Изучение Африкано-Аравийской рифтовой системы началось в конце прошлого века, когда Дж. Грегори [Gregory, 1896, 1921] описал протяженный Кенийский грабен, кстати, впервые введя в употребление слово "рифт". Этот термин, означающий по-английски трещину, расселину, удивительно удачно отразил сущность структуры, возникшей в условиях растяжения земной коры. В дальнейшем изучение Кенийского и Западного рифтов, а также рифта Ньяса (Малави) осуществлялось в основном английскими геологами, среди которых необходимо отметить имена Ф. Дикси, Б. Бейкера, Ч. Бишоп, Б. Кинга, Р. Мак-Коннела, Р. Шекльтона, Э. Саггерсона, Л. Сандерса, Дж. Уильямса. С большой детальностью был изучен Кенийский рифт, или рифт Грегори, закартированный в 1965—1975 гг. в масштабе 1: 50000 геологическими службами Восточно-Африканских стран.

Особое место в изучении Кенийского и Западного рифтов занимают исследования советской комплексной Восточно-Африканской экспедиции (1967—1969 гг.), проводившейся под научным руководством В.В. Белоусова и при участии Е.Е. Милановского, Н.А. Логачева, А.В. Горячева и ряда других исследователей. Результатом работ явилась трехтомная монография [Белоусов и др., 1974], обобщившая ценный материал по геологии, геоморфологии, вулканизму, геофизике упомянутых рифтовых зон. Собранный материал впоследствии был также использован в монографиях Е.Е. Милановского [1976] и Н.А. Логачева [1977], посвященных, соответственно, анализу рифтовой структуры и геологических формаций.

В то время как южная часть рифтовой системы была к концу 60-х годов уже неплохо исследована, северные рифты — Эфиопский и Афар оставались практически неизученными. После ранних маршрутных пересечений итальянских геологов, среди которых отметим ценный вклад М. Бьянки [Gortani, Bianchi, 1941], геологические наблюдения в рифтовых зонах Эфиопии были начаты П. Моором в первой половине 60-х годов. Результаты своих исследований П. Моор опубликовал в многочисленных статьях и сводке "Рифтовая система Эфиопии", вышедшей в 1967 г. [Mohr, 1967a]. Впоследствии материалы сводки вошли в краткое обобщение по строению уже всей Восточно-Африканской рифтовой системы [Vaker и др., 1972].

В 1967 г. началось изучение труднодоступного по природным условиям Афарского треугольника силами геологов и петрологов Национального совета по научным исследованиям (Франция) и Национального совета по исследованиям (Италия). Несколько позже к работам присоединились исследователи

из ФРГ. Геолого-петрологическое изучение дополнилось гравиметрической съемкой и глубинным сейсмическим зондированием. Изучение уникального Афарского рифта, достигшего в своем развитии стадии разрыва континентальной литосферы, имело огромное значение для понимания эволюции рифтовых зон. Никакой научный труд, посвященный этой проблеме, не обходится в настоящее время без использования материалов Г. Тазиева, Ф. Барбери, Ж. Варе, Г. Маринелли, Р. Сантакроче, Дж. Макриса и ряда других исследователей, обобщенных в их многочисленных публикациях 1969—1976 гг. Структурные и петрологические исследования французских и итальянских специалистов продолжают и в настоящее время, главным образом на территории Республики Джибути.

Значительный пробел в знаниях о Восточно-Африканской рифтовой системе существовал из-за крайне слабой изученности Эфиопского рифта. До последнего времени наиболее информативными источниками по его геологии, помимо упоминавшихся работ П. Моора, были публикации М. Ди Паола [Di Paola, 1972] и материалы проекта ООН по поискам термальных вод [UNDP, 1973]. Изучение Эфиопского рифта, а также бортовых частей Афара проводилось в последние годы геологами Института геологических служб Эфиопии под руководством автора настоящей работы, а также геологами Падуанского и Римского университетов при участии Б. Занеттина, Э. Джастин-Визентин, Л. Морбиделли, Е. Пичирилло и ряда других. Следует подчеркнуть, что изучение Афара и Эфиопского рифта, помимо геолого-петрологических исследований, включало широкое использование абсолютной геохронологии. Сводка по определению абсолютного возраста вулканических пород, выполненным до 1978 г. включительно, насчитывает около 430 К-Аг датировок [Merla et al., 1979]. С тех пор было опубликовано значительное количество новых определений [Kazmin et al., 1980a, b; Davidson, Rex 1980; Morton et al., 1979]. Общее число определений превысило 500.

В результате исследований последних 15 лет Эфиопский рифт и Афар в некоторых отношениях превзошли по изученности другие рифты Восточной Африки (Кенийский и Западный). Впервые появилась возможность судить о строении рифтовой системы в целом, а главное, проследить стадии перехода континентальных структур в океанские.

Постановка такой задачи была бы невозможной без осмысления геолого-геофизических материалов по Красному морю и Аденскому заливу. Морские геологические работы в этих акваториях ведутся с начала века и были особенно интенсивными в течение последних 20 лет. Еще до появления теории литосферных плит, было высказано предположение о раздвиговой природе Красного моря и Аденского залива в результате отодвигания Аравии от Африки [Laughton, 1966]. Вскоре было получено и строгое фактическое подтверждение этого предположения. После открытия в 1963—1964 гг. в рейсах судов "Атлантис-II" и "Дискавери" котловин с рассолами и металлоносными осадками в осевой зоне Красного моря морские исследования резко активизировались. Итоги работ были подведены в сборнике, включающем работы А. Лаутона, Р. Гердлера, Р. Фрейнда, Т. Аллена, Д. Девиса, Т. Трамонтини, Дж. Филиппса, Я. Гесса и других [Phil. Trans..., 1970]. Стало ясно, что в осевых зонах Красного моря и Аденского залива идет формирование новой океанской коры, происходит по сути дела рождение молодых океанов. Были установлены скорость и геометрия спрединга, изучена морфология осевых зон, трансформных разломов, получены данные о вулканизме, тепловом потоке и т.д. Все это сыграло большую роль в формировании идей тектоники литосферных плит.

Дальнейшие работы в Красном море и Аденском заливе происходили по линии детальных исследований. Отметим рейсы судна "Валдивия" ФРГ (1962 г.)

и Красноморскую экспедицию Института океанологии АН СССР им. П.П. Ширшова (1979/80 г.). Обе экспедиции были в основном посвящены изучению осевого трога Красного моря. Работы советских исследователей, проводившиеся под руководством А.С. Мони́на и при участии О.Г. Сорохтина, Л.П. Зоненшайна, Ю.А. Богданова, Г.Л.Кашинцева и других, отличались особой детальностью. Применение подводного обитаемого аппарата позволило провести прямые наблюдения в узкой вулканической зоне осевого грабена, выявить тонкие особенности механизма спрединга. Не меньшее значение имела экспедиция Института океанологии под руководством А.П. Лисицына в Аденский залив (1983/84 г.), где с помощью подводных обитаемых аппаратов изучалась тектоника и магматизм осевой зоны рифта Таджура. Важные сведения по геологии и геофизическим полям обрамления Красноморского рифта были собраны А.В. Разваляевым, Е.Н. Исаевым, А.Н. Вишневым.

Наряду с Африкано-Аравийской рифтовой системой в последние годы продолжалось успешное изучение других континентальных рифтов — в первую очередь Рейнского и Байкальского. Работы Н.А. Флоренсова, Н.А. Логачева, С.И. Шермана, Н.П. Пузырева, Ю.А. Зорина, В.А. Рогожиной, А.Ф. Грачева, С.В. Крылова, А.И. Киселева, Х. Иллиса и других внесли много нового в понимание глубинного строения и поверхностной структуры рифтовых зон.

Изучение Байкальской и Рейнской рифтовых систем, а также Провинции бассейнов и хребтов и рифта Колорадо в США послужило основой для создания концепции, согласно которой рифтогенез, раскол континента, обусловлен всплыванием из глубин мантии легкого вещества в виде плюмажа или астенолита. Растекание этого вещества в основании коры, происходящее в силу гравитационной неустойчивости, рассматривается многими авторами как основная причина образования структур растяжения — рифтов [Белоусов и др. 1974; Артемьев, Артюшков 1968; Артюшков 1979; Грачев 1977; Логачев и др., 1982, 1983; Зорин и др., 1982]. Эти представления, имеющие важнейшее теоретическое значение для геодинамики в целом, нуждаются сейчас в критической проверке в свете положений теории тектоники литосферных плит.

В общем, можно отметить, что изучение континентальных рифтовых систем достигло за последние 10—15 лет качественно нового уровня. Появилась возможность перейти к анализу структурной и магматической эволюции рифтов на значительно более детальной и достоверной фактической основе. В то же время появилась новая обширная область исследования, совершенно недоступная геологам в прошлом. Речь идет о данных по образованию и развитию пассивных окраин молодых океанов, накопленных в ходе научного и разведочного бурения в океанах и геофизических исследований. Эти данные позволяют в настоящее время с большой детальностью реконструировать историю формирования крупнейших рифтовых систем геологического прошлого. А ведь именно развитие таких систем привело к рождению молодых океанов — Атлантического и Индийского. Оказалось, что в развитии ранне-мезозойских и кайнозойских рифтов много общего, но есть и различия, главное из которых заключается в том, что в первых рифтогенез зачастую не сопровождался крупными поднятиями. В то же время развитие рифтов определялось утонением континентальной литосферы, ее погружением, накоплением мощных осадочных толщ. Новые данные послужили основой для теоретических моделей, в значительной степени отличных от традиционных представлений [McKenzie, 1978; Le Pichon, Sibuet, 1981; Beaumont et al. 1982, и др.].

Появилась необходимость сформулировать некоторые важнейшие проблемы, стоящие перед современной наукой о рифтогенезе [Talwani, Langseth, 1981]. Среди прочих, было поставлено несколько главных проблем: 1. Предшествует ли рифтогенезу разогрев мантии и сводовое поднятие? 2. Всегда ли

разделению континентов предшествует континентальный рифтогенез с образованием сбросов? 3. Как продолжительны эпизоды рифтогенеза? 4. Образуются ли одновременно множество рифтов или один главный? 5. Насколько утончается континентальная кора при рифтогенезе и связано ли это утончение только с растяжением? 6. Какова причина погружений континентальных окраин? Список подобных вопросов можно было бы продолжить, но уже из перечисленного ясно, насколько сложны и разнообразны задачи, возникающие при исследовании рифтов на современном уровне геологической науки.

В настоящей работе сделана попытка подойти к решению некоторых из поставленных вопросов, используя в основном геологические данные. Такой "традиционный" путь представляется в настоящее время весьма важным. Многочисленные теоретические и физические модели рифтогенеза, появившиеся в последние годы и основанные главным образом на интерпретации геофизических данных, зачастую страдают одним крупным недостатком — они не вяжутся с реальной геологической картиной. Не умаляя огромного значения геофизики для познания природы глубинных процессов, отметим все же, что главным критерием при оценке полученных с ее помощью выводов остается адекватность наблюдаемым геологическим явлениям и процессам.

В силу этого, детальный анализ истории развития и структурных изменений в рифтовой зоне с момента ее образования до превращения в океанский рифт с привлечением данных о глубинном строении остается, по нашему мнению, наиболее эффективным путем к созданию реалистической модели рифтогенеза.

Автор глубоко благодарен члену-корреспонденту АН СССР А.С. Мониному, В.П. Поникарову, А.А. Коляжкову, Ю.Я. Кузнецову, О.Г. Сорохтину, Е.А. Долгинову, А.Л. Книпперу, И.А. Михайлову, А.В. Разваляеву, Дж. Уолшу, Сейфемиказлю Берхе и многим другим за плодотворные обсуждения различных аспектов работы и ценные советы.

## Глава I

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ—РАННЕМЕЗОЗОЙСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ГОНДВАНЫ

Известно, что обширные центральные области суперконтинента Гондваны лишены покрова палеозойских отложений. Территория Восточной Африки после эпохи деформации и метаморфизма в позднем докембрии ("панафриканская ороения") долгое время подвергалась эрозии, сопровождавшейся образованием пенеплена и обнажившей глубинные части докембрийских структур. Лишь начиная с конца карбона в центральных частях материков южной группы начали формироваться впадины, заполнившиеся преимущественно континентальными толщами Гондванского комплекса. Подобные впадины широко развиты в Южной и Восточной Африке, Западной Австралии, Индии, на Мадагаскаре. Их формирование продолжалось до юры, когда началось разделение отдельных фрагментов Гондваны океанскими бассейнами. Таким образом, вряд ли можно сомневаться, что образование позднепалеозойских впадин отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента.

Конфигурация выходов гондванских (в Африке — карруских) отложений позволяет считать, что существовало два типа впадин: широкие изометрической формы прогибы типа синеклиз (например, синеклиза Карру в Южной Африке) и грабенообразные впадины, контролировавшиеся зонами крупных разломов. Впадины второго типа по своим морфологическим характеристикам напоминают авлакогены, и, следовательно, могут рассматриваться как структуры рифтового класса. Обычно эти структуры представляют собой нормальные или односторонние грабены, заложенные вдоль линеаментов в фундаменте.

Позднепалеозойские-раннемезозойские (карруские) рифты были многократно описаны в юго-восточной части Африканского континента [Дикси, 1959; Mc Connell, 1967; и др.], и до последнего времени считалось, что их распространение ограничено этим регионом. Поэтому возникли предположения о миграции рифтогенеза в мезозое и кайнозое с юга на север [Sowerbutts, 1972], как будет показано ниже, совершенно ошибочные. В Восточной Африке карруские рифтовые структуры рассматриваются обычно совместно с кайнозойскими рифтами в рамках единой системы и описываются как ранняя генерация рифтовых и рифтоподобных зон [Белоусов и др., 1974].

Геологические исследования последних лет в Кении, Сомали и в особенности в Эфиопии выявили широкое распространение позднепалеозойских—раннемезозойских отложений и связанных с ними рифтовых структур в районе Африканского Рога. Эти данные позволяют реконструировать огромную каррускую рифтовую систему, протягивавшуюся вдоль восточного края Африки и занимавшую центральное положение на материке Гондваны.

Изучение карруской палеорифтовой системы Центральной Гондваны имеет двойной интерес. Во-первых, на примере палеорифта удастся проследить стадии и установить некоторые важные особенности возникновения и развития рифтовых систем. Во-вторых, оказывается возможным уточнить историю раскола Гондваны и внести коррективы в представления о ранних стадиях развития западной части Индийского океана.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Впервые докембрийские отложения были обнаружены в пределах Северо-Восточной Африки или Африканского Рога близ г. Харар (Восточная Эфиопия), где их выходы приурочены к северной окраине мезозойского седиментационного бассейна Огаден (рис. 1). Эти отложения были описаны [Mühlen, 1931; Liebling, Nowak, 1939] как средне—грубозернистые, часто косослоистые песчаники с прослоями гравелитов, алевролитов и глин, выполняющие древние долины, прорезанные в докембрийских породах. Палеозойские отложения перекрыты песчаником Адиграт — терригенной свитой триасового или триас-юрского возраста. Картирование, выполненное при участии автора, показало, что древние долины контролировались крупными конседиментационными тектоническими уступами северо-западного простирания. Возраст разломов определенно докембрийский, они были омоложены перед началом накопления доадигратских осадков. Последнее доказывается, в частности тем, что у подножия сбросовых уступов наблюдаются захороненные свалы огромных глыб докембрийских пород, слагающих уступы. Находки растительных остатков

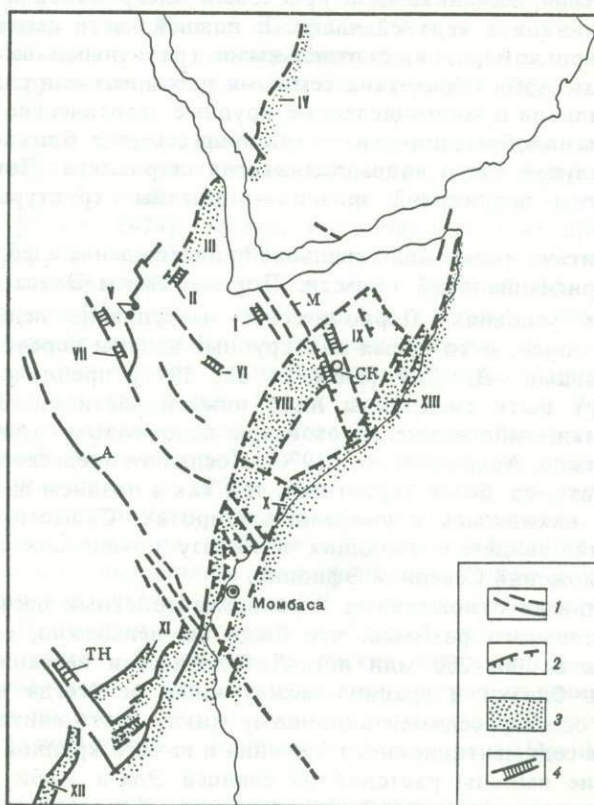


Рис. 1. Распространение позднепалеозойских — триасовых (каррусских) отложений в Северо-Восточной Африке

1 — зоны поперечных разломов; 2 — главные сбросы; 3 — каррусские осадки; 4 — узкие грабены вдоль поперечных разломов

I — грабены в бассейне р. Уайю (Харар); II — впадины в долине Голубого Нила; III — прогиб Северной Эфиопии; IV — его продолжение на Аравийском полуострове; V — каррусские граниты; VI — грабены в провинции Бале; VII — грабены Юго-Западной Эфиопии; VIII — Огаденский прогиб; IX — грабены в зоне разломов Марда; X — прогиб Кисимайо; XI — односторонние грабены в бассейнах рек Руаха и Руфиджи; XII — грабен Луангва; XIII — зона береговых разломов. СК — глубокая скважина. Поперечные разломы: М — Марда, А — Асва, ТН — Танганьика—Ньяса

(споры *Lepidodendron*) позволили цитированным авторам установить верхнепалеозойский возраст кластических осадков и коррелировать их с системой Карру Юго-Восточной Африки.

Аналогичные доадигратские осадки выполняют древние долины, вскрытые в склонах каньона Голубого Нила [Jepsen, Athern, 1961]. Они были сопоставлены со сходными отложениями Харара и охарактеризованы предположительно как каррусские [Mohr, 1963], что и подтвердилось впоследствии находками остатков кордаитов [Beauchamp, 1977—1978].

В Северной Эфиопии доадигратские отложения были открыты и описаны при картировании сотрудниками Геологической службы Эфиопии [Dow et al., 1971; Beyth, 1972; Garland, Kazmin, 1979]. Эти отложения залегают на пенепленизированной поверхности пород фундамента и перекрыты со слабым несогласием песчаником Адиграт. В доадигратских отложениях различаются две свиты: Эдага Арби и Энтичо. Между породами этих свит наблюдаются иногда латеральные переходы, но обычно песчаники Энтичо подстилают ледниковые отложения Эдага Арби.

Свита Энтичо до 300 м мощностью сложена средне- и грубозернистыми грубокослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов и горизонтами гематитовых песчаников в верхней части. В нижней части свиты обычны линзы полимиктовых конгломератов, с отдельными гранитными валунами. Большая часть свиты Эдага Арби образована темными рассыпчатыми сланцами, содержащими линзы тиллитов и многочисленные крупные экзотические валуны гранитов и гнейсов (выходы подобных пород известны лишь севернее, близ побережья Красного моря). На валунах часто видна ледниковая штриховка. Поверхность фундамента несет следы ледниковой эрозии — обычные структуры типа бараньих лбов и т.д.

Песчаники Энтичо имеют аллювиальное происхождение и формировались, скорее всего, в перигляциальной области. Породы свиты Эдага Арби накапливались в озерных условиях. Периодическое наступление ледников приводило к образованию морен, в то время как крупные валуны переносились, вероятно, плавучими льдинами. Д. Дау [Dow et al., 1971] предполагал, что данные отложения могут быть синхронны либо нижней части системы Карру Юго-Восточной Африки, либо нижнепалеозойским ледниковым отложениям Северной Африки и, возможно, Аравии [Wagon, 1970]. Последнее представлялось, по мнению цитированных авторов, более вероятным, так как в позднем палеозое рассматриваемая область находилась в умеренных широтах. Существует однако целый ряд соображений, свидетельствующих в пользу позднепалеозойского возраста гляциальных отложений Северной Эфиопии.

1. Между данными отложениями и раннемезозойскими песчаниками Адиграт нет следов длительного размыва, что было бы неизбежно, если бы их разделял промежуток в 200—250 млн лет. Литологически песчаники свит Адиграт и Энтичо очень близки и граница между ними не всегда четкая. Они явно принадлежат к одному седиментационному циклу, хотя свита Адиграт маркирует расширение седиментационного бассейна и начало крупной трансгрессии.

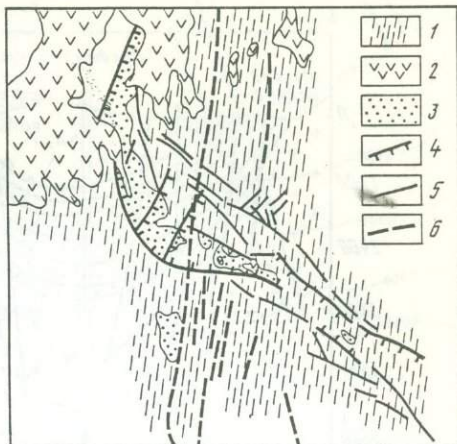
2. Определение пыльцы растений из сланцев Эдага Арби говорит о возрасте не древнее, чем девонский [определения Хоровица, см.: Beyth, 1972, 1973].

3. При любом варианте реконструкции Гондваны получается, что гондванское оледенение распространялось в достаточно низкие широты, поскольку ледниковые отложения известны в Индии, располагавшейся в то время далеко от полярной области. Весьма вероятно, что в Эфиопии оледенение было не покровным, а горным, связанным с возвышенностями в районе южной части Красного моря.

Ледниковые отложения Северной Эфиопии выполняли субмеридиональный

Рис. 2. Грабен, заполненный отложениями системы Карру в Южной Эфиопии, провинция Бале (положение показано на рис. 1, VI)

1 — докембрийские породы; 2 — олигоцен-миоценовые базальты; 3 — песчаники Карру; 4 — сбросы; 5 — разломы северо-западного простирания неустановленной природы; 6 — докембрийские субмеридиональные разломы. Масштаб, примерно 1:500 000



прогиб, западный край которого совпадает с системой крупных докембрийских разломов. По-видимому, последние были омоложены в верхнем палеозое и образовали западное сбросовое ограничение прогиба.

Это хорошо подтверждается палеогеографической реконструкцией [Beauchamp, 1977—1978], согласно которой к северо-западу от линии разломов располагалось Судано-Эфиопское поднятие — вероятная область развития локального оледенения и источник терригенного материала. Активизация древних разломов северо-восточного направления подтверждается и тем, что некоторые из них контролируют интрузии верхнепалеозойских гранитов [Кочемасов, Казьмин, 1976].

Юго-восточное продолжение прогиба скрыто под покровом вулканических пород, зато он хорошо прослеживается на север в пределы Аравийского полуострова, особенно если последний представить в предрифтовом положении. Как показал М. Бейт [Beuyth, 1973], осадки, выполняющие этот прогиб в Саудовской Аравии и Йемене — свиты Ваджид и Кохлан, — аналогичны верхнепалеозойским и раннемезозойским отложениям Северной Эфиопии. Доверхнепермская свита Ваджид [Geologic..., 1963] параллелизуется с песчаниками Энтичо, в то время как нижняя и верхняя части свиты Кохлан аналогичны, соответственно, ледниковым отложениям Эдага Арби и песчаникам Адиграт.

Два других выхода карруских пород расположены в Южной и Юго-Западной Эфиопии. В южной части страны картирование выявило грабен около 2 км шириной, выполненный толщей косослоистых песчаников, алевролитов и глин мощностью до 200 м (рис. 2). Грабен ограничен омоложенными докембрийскими разломами северо-западного простирания.

Второй выход находится на крайнем юго-западе Эфиопии. Здесь песчано-алевролитовые породы выполняют ряд депрессий северо-западного простирания, протягивающихся с перерывами на 125 км вдоль зоны крупного докембрийского линеамента. Последний сопровождается зоной милонитов и, по-видимому, является крупным сдвигом. Мощность карруских отложений достигает нескольких сот метров, местами в них наблюдаются крутые падения. Палинологические определения показали, что породы в северо-западной части зоны имеют нижне-, а юго-восточной части — верхнепермский возраст [Davidson, Mc Gregor, 1976].

Следует подчеркнуть, что во всех рассмотренных случаях к верхнему палеозою отнесены только породы более древние, чем песчаники Адиграт. Последние традиционно считаются в Северо-Восточной Африке нижнемезозойскими [Dainelli, 1943; Merla et al. 1979; Mohr, 1962, и др.]. Бесспорно, что значительная, возможно, большая часть песчаников Адиграт принадлежит к юре, о чем свидетельствует постепенный переход к верхнеюрским морским отложениям в верхней части разреза. Однако в последнее время высказаны предположения о пермо-триасовом возрасте низов разреза на основании находок гондванской флоры плохой сохранности [Beauchamp, 1977—1978].

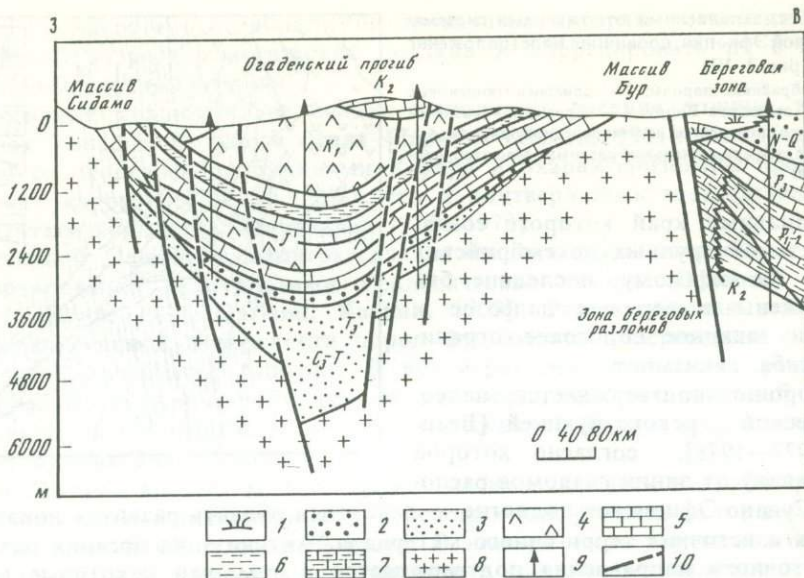


Рис. 3. Поперечный разрез через Огаденский прогиб (с использованием данных Purcell, 1977)

1 — континентальные песчаники, конгломераты; 2 — прибрежные осадки (песчаники); 3 — континентальные и прибрежные осадки (песчаники, глинистые сланцы, прослои ангидрита); 4 — эвапориты. Шельфовые осадки: 5 — карбонатные; 6 — глинистые, 7 — глинисто-карбонатные, 8 — кристаллический фундамент, 9 — глубокие скважины, 10 — сбросы

Погребенные верхнепалеозойские—раннемезозойские породы широко развиты в Огаденском прогибе в Юго-Восточной Эфиопии. Прогиб имеет север-северо-восточную ориентировку и ограничен на востоке и западе выступами докембрийского фундамента в массиве Бур (Сомали) и в Сидамо (Южная Эфиопия). В юго-западном направлении Огаденский прогиб прослеживается в пределы Кении, где он носит название Мандера-Луг или Мареханский.

Аэромагнитные и сейсмические исследования [Purcell, 1977] показывают, что в кристаллическом фундаменте прогибу отвечает асимметричный грабен со ступенчато-сбросовым строением бортов. Бортовые разломы не прослеживаются к поверхности и угасают в толще мезозойских отложений. Общая мощность отложений, заполняющих Огаденский прогиб, превышает 6 км (рис. 3).

В западном борту Кенийской части прогиба известны выходы песчаников Ваджир (или Манса Гуда) около 600 м мощностью, коррелируемых с отложениями Карру в Южной Кении. Последние в районе Момбасы имеют мощность до 5000 м. Сравнение мощностей в районах Момбасы и Ваджир рассматривалось как свидетельство выклинивания карруских отложений в северном направлении. Геофизические исследования прогиба Мандера-Луг опровергли эти представления. Было установлено, что мощность песчаников Ваджир быстро увеличивается с 600 м в обнажениях вдоль западного борта прогиба до 4600 м в центральной его части [Beltrandi, Pyge, 1972].

Глубокими скважинами подтверждено продолжение этих отложений на северо-восток в пределы Эфиопии [Purcell, 1977]. В скв. Калуб (СК на рис. 1) на докембрийском фундаменте залегает толща аркозовых песчаников (85 м), перекрытая глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаника (350 м). Разрез ~~включает~~ толщей песчаников с прослоями ангидрита (400 м). Выше залегает песчаник Адиграт. Небольшая суммарная мощность палеозойских отложений — 825 м — объясняется положением скв. Калуб на северной оконечности прогиба, близ поперечной системы разломов Марда. Сейсмическими работами установлено, что с последними связаны узкие (2—5 км) гра-

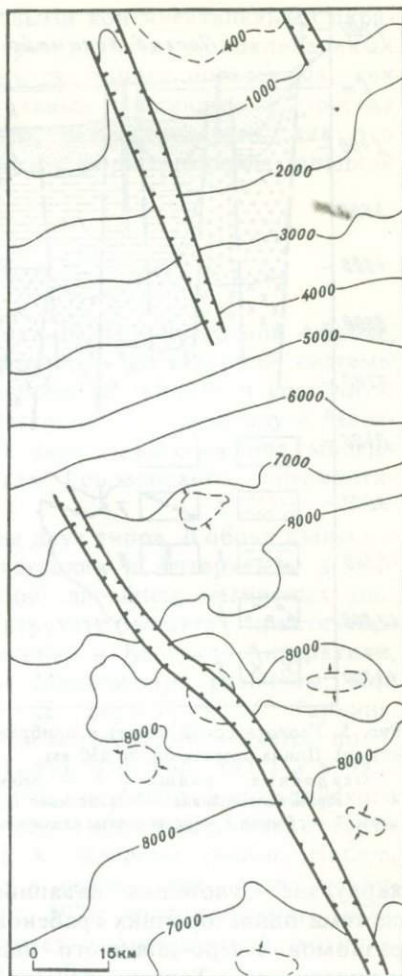
Рис. 4. Структурная карта поверхности песчаника Адиграт (верхний триас) в месте пересечения Огаденского прогиба с зоной разломов Марда. Видны узкие грабены, параллельные зоне разломов и заполненные верхнепалеозойскими отложениями. Глубина залегания поверхности в футах (1 фут — 30,4 см). Местоположение грабенов обозначено цифрой IX на рис. 1

бены в кристаллическом фундаменте, заполненные, по-видимому, верхнепалеозойскими осадками (рис. 4).

Другой зоной развития каррусских отложений является прибрежная полоса Сомали и Кении. В пределах этой зоны параллельно берегу прослеживается система крупнейших сбросов с амплитудами смещения до 5—6 км, а мощность осадочного чехла достигает здесь 9—10 км. На отдельных участках по геофизическим данным фиксируются мощности до 14 км [Козеренко, Ларцев, 1976]. Сейсмическим профилированием в мезозойском прогибе Кисимайо (или Тана) установлено, что нижние 3500 м разреза являются довернетриасовыми, каррусскими (рис. 5). Эти отложения характеризуются скоростями продольных сейсмических волн 4,7—4,8 км/с и прослеживаются в прибрежной части Индийского океана [Frances et al., 1966]. Глубоководное бурение и сейсмические исследования к востоку от кенийско-сомалийского побережья [Initial Rep..., 1974b] выявили мощную (до 4 км) линзу осадков, протягивающихся в сторону океана на 300—400 км. Наиболее древние из вскрытых глубоководных отложений относятся к сеноману, но, судя по вычисленным скоростям осадконакопления, нижние части разреза включают юру и, возможно, доюрские (каррусские) отложения.

По данным Парселла [Purcell, 1978], в прогибе Кисимайо каррусские отложения разбиты системой сбросов на блоки, наклоненные к западу, в сторону от океана. В районе Момбасы эти отложения выходят на древнюю поверхность, а в северном направлении, вероятно, соединяются с каррусскими толщами Огаденского прогиба. Установлено, что основные погружения по сбросам происходили в эпоху Карру — смещение по кровле фундамента составляет 4500 м, а по кровле каррусских отложений всего 1700—1800 м.

К югу от Момбасы система каррусских грабенов северо-восточного простирания пересечена докембрийскими разломами, включающими разлом Асва. К юго-западу от этой зоны в бассейнах рек Рухуху и Руфиджи и на восточном склоне гор Улугуру расположено несколько сбросов северо-восточного простирания, ограничивающих односторонние грабены (моноклинальные блоки). Опущенными являются юго-восточные крылья сбросов, так что слои в пределах блоков наклонены в сторону от Индийского океана [Белоусов и др., 1974; Милановский, 1976]. Песчано-сланцевые континентальные толщи Карру выполняют грабены, залегаая на породах фундамента. В отличие от каррусских структур на севере, формирование сбросов происходило здесь в поздне- или посткаррусское время — в юре, тогда как в доюрское время



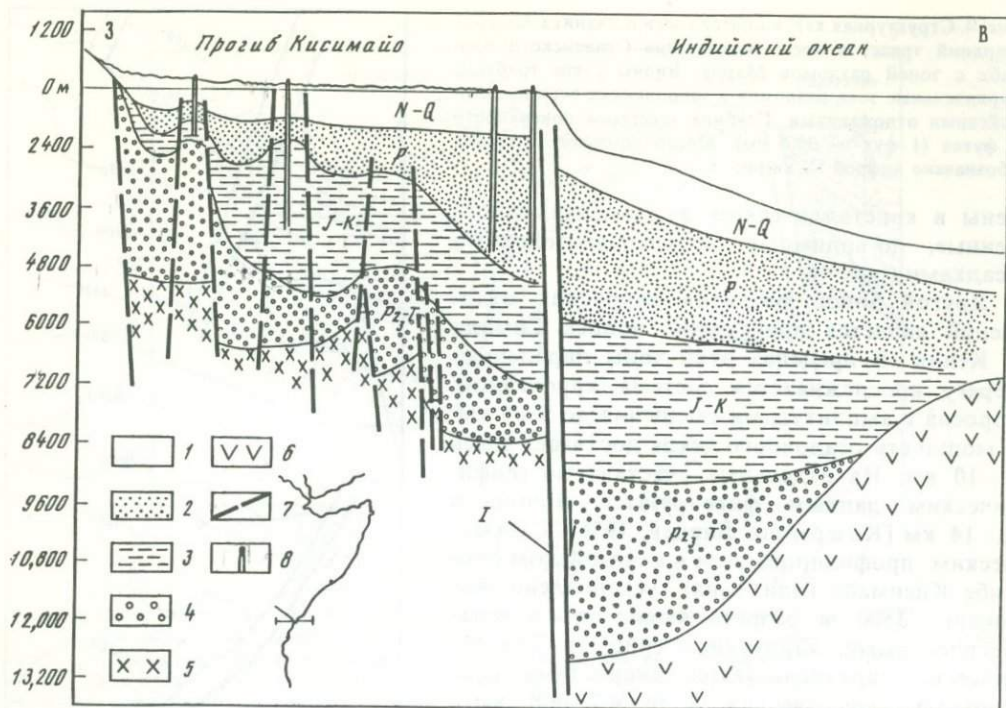


Рис. 5. Геологический разрез в прибрежной части Индийского океана (по Purcell [1978], с упрощениями). Длина разреза около 450 км

Осадочные толщи: 1 — неоген-четвертичные; 2 — палеогеновые; 3 — юрские — меловые; 4 — верхнепалеозойские — триасовые; 5 — метаморфические породы докембрия; 6 — породы океанской коры; 7 — сбросы; 8 — разведочные скважины. I — зона береговых сбросов

каррусские отложения накапливались в более широких депрессиях. С юга система односторонних грабенов ограничена зоной омоложенных докембрийских разломов северо-западного направления, прослеживающихся от южной оконечности оз. Танганьика к северной оконечности оз. Ньяса [McConnell, 1967]. С этой зоной связаны узкие грабены, выполненные каррусскими отложениями [Белоусов и др., 1974]. Еще южнее каррусская рифтовая система прослеживается широким (100—120 км) грабеном бассейна р. Луангва, имеющим северо-восточное простирание.

Изложенное показывает, что в Восточной Африке имеются каррусские структуры двух типов. К первому принадлежат асимметричные и односторонние грабены, простирающиеся параллельно Кенийско-Сомалийскому отрезку побережья Индийского океана. Эти структуры отличаются значительной шириной (100 и более км) и ограничены крупными сбросами с амплитудами смещения до 5—6 км. Как грабены, так и моноклиналильные блоки несомненно относятся к категории рифтовых структур и связаны с растяжением, ориентированным в северо-западном — юго-восточном направлении.

Другой тип каррусских структур связан с докембрийскими разломами северо-западного направления и представлен узкими (2—10 км) грабенами, вытянутыми вдоль этих разломов. При вышеотмеченной ориентировке растягивающих напряжений движения вдоль разломов носили характер сдвига, а грабены формировались либо за счет непараллельности перемещений блоков линии древнего разлома, либо за счет клавишного опускания блока при смещении плоскости сдвига [Буртман и др., 1963].

В целом, структурный рисунок верхнепалеозойских рифтов Африканского

Рога обнаруживает несомненное сходство с рифтовыми континентальными окраинами атлантического типа, для которых характерно развитие моноклинальных блоков и асимметричных грабенов, пересеченных системами поперечных, как правило, древних трещин, сопровождающихся узкими впадинами. Карруская структура Восточной Африки должна, очевидно, рассматриваться, как это отмечалось Е.Е. Милановским [1976] и др., в связи с формированием западной части Индийского океана.

#### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ГОНДВАНЫ

На основании изложенного и привлекая материал по Юго-Восточной Африке, Мадагаскару, Индии можно подойти к реконструкции протяженной системы континентальных рифтов, разделивших к концу палеозоя Африку и восточную группу континентов: Индийский субконтинент, Австралию, Антарктиду и Мадагаскар. Во многом такая реконструкция будет зависеть от выбора модели компоновки материков южной группы в рамках Гондванского суперконтинента.

В реконструкциях Гондваны преобладают схемы двух типов. В обоих взаимное расположение Африки и Южной Америки, и Австралии и Антарктиды в силу четкой сбивки очертаний материков, конфигурации линейных магнитных аномалий в океанах и совпадения геологических структур остается практически неизменным, а взаимное расположение Афро-Америки и Австрало-Антарктики, а также позиции Индийского субконтинента и Мадагаскара различны. Как правильно, отметил Д. Тарлинг [Tarling, 1971; Д. Тарлинг и М. Тарлинг, 1973], ключевым вопросом при выборе модели реконструкции является положение Мадагаскара. На реконструкциях А.Дю Тойта [Du Toit, 1973] и в ряде сходных реконструкций Мадагаскар помещен против кенийского и сомалийского побережий непосредственно к северу от мыса Дельгадо. Аналогичная точка зрения отражена в реконструкции А.Смита и А. Хэллама [Smith, Hallam, 1970], выполненной с помощью компьютера, и в целом ряде других реконструкций [Mc Elchinny, 1970; Heirtzler, Burroughs, 1971; Norton, Sclater, 1979]. На реконструкциях этого типа Индия контактирует с Антарктидой, которая, в свою очередь, соединяется с Юго-Восточной Африкой.

В альтернативных схемах Мадагаскар занимает свое нынешнее или близкое к нему положение [Tarling, 1971; Долгинов, Поникаров, 1978; Kent, 1974], либо приближен к Мозамбикскому побережью Африки [Dagacot, 1974; Waggon et al., 1978; Кропоткин, 1967]. При этом Индия соединяется или с Сомалийским побережьем Африки (большинство реконструкций) или с Антарктидой и Австралией [Waggon et al., 1978; Crawford, 1974; Veevers et al., 1971]. В последнем случае к востоку от кенийско-сомалийского побережья предполагается существование палеозойского океанского бассейна, что противоречит геологическим данным.

Как было показано выше, обязательным условием реконструкции должно быть присутствие к востоку от Африканского Рога какой-то континентальной массы.

Контакт Северо-Восточной Африки и Индийского субконтинента является маловероятным по следующим соображениям:

1. В Индостане отсутствуют каррусские (гондванские) рифтовые структуры, параллельные западному побережью субконтинента.

2. На прямолинейном отрезке западного побережья Индии к югу от 22° с.ш. отсутствуют морские отложения юры и мела, чем он резко отличается от кенийско-сомалийского побережья. В то же время именно эти два побережья должны сближаться по геоморфологическому признаку.

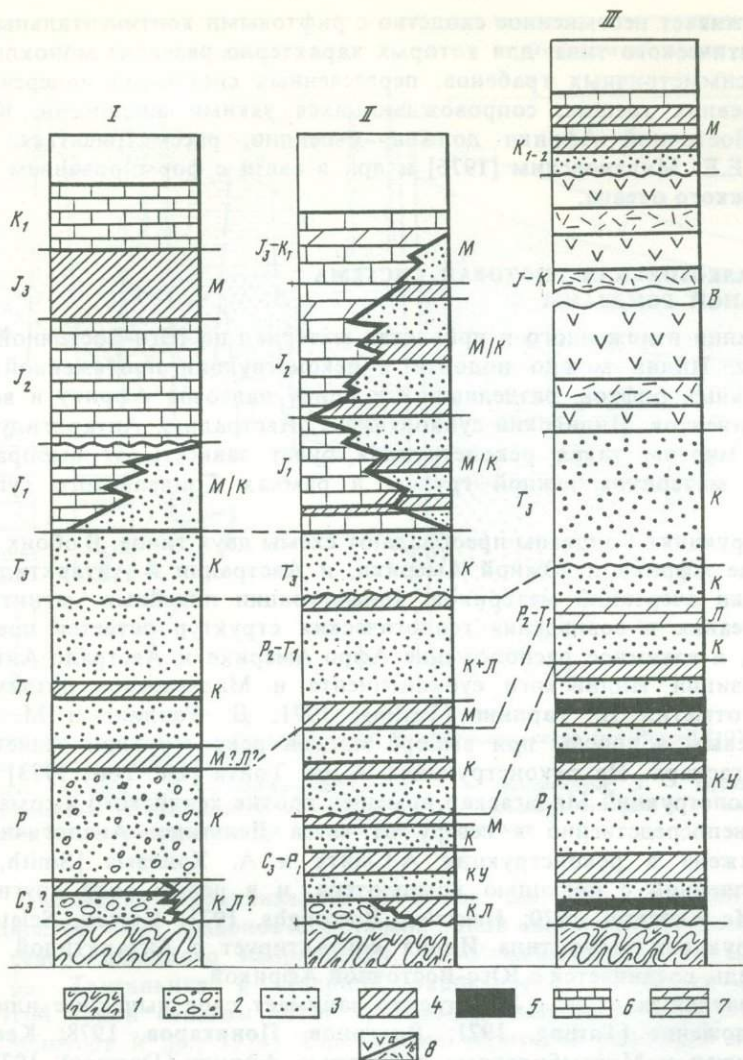


Рис. 6. Разрезы верхнего палеозоя (Карру) и нижнего мезозоя кенийского побережья (I), Мадагаскара (II) и Мозамбика (III)

1 — докембрийский фундамент; 2 — конгломераты, тиллоподобные породы; 3 — песчаники; 4 — глинистые сланцы; 5 — прослой углей в сланцах; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — вулканические породы: а — базальты, б — риолиты. Фаши: К — континентальные, КЛ — ледниковые, КУ — угленосные; Л — лагунные, М — морские мелководные, В — наземные вулканические излияния

3. Верхнедокембрийские отложения на севере Индостана резко отличаются от таковых Африканского Рога и Аравии.

В то же время палеопозиция Мадагаскара против сомалийско-кенийского побережья хорошо обоснована.

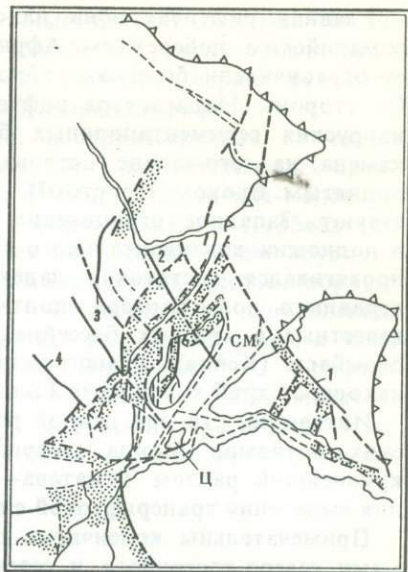
1. На западной окраине Мадагаскара развиты каррусские рифтовые структуры, которые, подобно структурам Африканского Рога, можно рассматривать как краевые по отношению к главной рифтовой зоне между островом и материком.

2. Каррусские и мезозойские разрезы острова и материка обладают важными сходными чертами (рис. 6). В нижней перми и нижнем триасе Мадагаскара известны морские и лагунные отложения [Radelli, 1975]. Лагунные гипсо-

Рис. 7. Континентальная рифтовая система Центральной Гондваны (верхний карбон—пермь)

1 — край суперконтинента; 2 — границы континентальных блоков (по подножию континентального склона); 3 — поперечные разломы (цифры в кружках: 1 — Нарбада, 2 — Марда, 3 — Асва, 4 — Танганьика—Ньяса); 4 — сбросы и флексуры;

5 — верхнепалеозойские осадочные породы  
 СМ — Сейшальско-Маскаренский и Чагос-Лаккадивский микроконтиненты (размеры этих микроконтинентов на рис. 7, вероятно, преувеличены)



носные отложения неустановленного возраста развиты также в карру Огаденского прогиба, а в нижнем триасе Кенийского побережья известны морские слои [Cannon et al., 1981]. В обоих случаях ингрессии моря проникали с севера. Как на острове, так и на материке юрские отложения представлены в основном, морскими толщами, причем хорошо совпадают границы распространения трансгрессий нижней и средней юры [Smith, Hallam, 1970; Cannon et al., 1981].

3. Палеомагнитные данные подтверждают северное положение Мадагаскара [Embleton, McElhinny, 1975], хотя некоторые исследователи ставили эти данные под сомнение [Tarling, Kent, 1976].

Из приведенных доводов особенно важен второй. Если принять для реконструкций Гондваны современное или близкое к нему положение Мадагаскара, то будет нелегко объяснить полное несоответствие юрско-нижнемеловых разрезов западного побережья острова и мозамбикского побережья. В разрезе последнего морские отложения появляются лишь с поздней юры, а какие-либо следы более ранних трансгрессий полностью отсутствуют. В то же время на Мадагаскаре не отмечается никаких следов раннеюрского траппового вулканизма, развитого на материке. Попытки связать морские пермские и раннемезозойские отложения Мадагаскара с трансгрессиями, шедшими с юга [Foster, 1975], не состоятельны. Геологические данные [Radelli, 1975] и "тетисный" комплекс фауны [Kent, 1974] бесспорно свидетельствуют о северном происхождении трансгрессий. Неубедительны также сведения о непрерывном прослеживании кровли отложений карру от Мозамбика к Мадагаскару под Мозамбикским проливом [Beck, Lehner, 1975]. Фактически геофизикой и бурением прослежена только кровля вулканической толщи, имеющей к тому же разный возраст близ материка (юра) и острова (мел). Эти данные никак не свидетельствуют в пользу единого мозамбикско-мадагаскарского карруского седиментационного бассейна. С учетом данных о карруском рифте к востоку от сомалийско-кенийского побережья, северная позиция Мадагаскара давно уже представлялась единственно вероятной [Казьмин, 1976а].

Реконструкция позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Гондваны показана на рис. 7. Положение Мадагаскара дано по А. Смигу и А. Хэллему (Smith, Hallam, 1971) с небольшим (100—150 км) смещением к юго-востоку (ширина рифтовой зоны). Между Индийским субконтинентом и Мадагаскаром помещена микроконтинентальная масса (Сейшельско-Маскаренский, возможно, Чагос-Лаккадивский блоки). При этом Индийский субконтинент оказывается несколько удаленным от Аравии, так что его северо-западная часть и северо-восток Аравии открыты в сторону залива Тетиса. Последнее увязывается с данными о развитии морских нижнепалеозойских отложений в северо-восточной части Сомали и на юго-востоке Аравийского полуострова [Козеренко, Ларцев, 1976].

916/6



Главная рифтовая зона находилась в верхнем палеозое между кенийско-сомалийским побережьем Африки и Мадагаскаром. Со стороны континента ее ограничивали береговые сбросы, определившие контур побережья материка. Со стороны Мадагаскара рифтовая зона была ограничена краевыми сбросами каррусских седиментационных бассейнов: Анкитоуазо на северо-западе и Сакамена на юго-западе острова. Бассейн Сакамена с запада был ограничен поднятым блоком (горстом?), в пределах которого каррусские осадки отсутствуют. Западное ограничение горста, скорее всего, совпадало с разломами в подножии континентального склона Мадагаскара. Весьма вероятно, что горст протягивался достаточно далеко на север. Существование такого поднятия, игравшего роль барьера, подтверждается тем, что пермские морские осадки, известные в краевых бассейнах Мадагаскара, отсутствуют в разрезах района Момбасы (Кения). Трансгрессии, несомненно, распространялись с севера, где находился край континента Гондваны.

Интересно, что при данной реконструкции строго на простирании докембрийских разломов Марда (Африканский *rog*) на Мадагаскаре прослеживается крупнейший разлом Таматава—Маджунагу [Radelli, 1975], что дает основание для выделения трансрифтовой системы разломов.

Примечательны коленчатые очертания рифтовой зоны, ограниченной разломами северо-восточного и север-северо-восточного простирания. Такая особенность конфигурации, предопределенная сеткой древних разломов, характерна и для кайнозойской рифтовой системы Восточной Африки. Крупные верхнепалеозойские впадины Африканского Рога (Огаденский прогиб, прогиб Северной Эфиопии) протягивались параллельно главной рифтовой зоне.

В пределах Аравийского полуострова выделяется система мезозойских поднятий и впадин север-северо-восточного простирания. Поднятиям и впадинам соответствуют поднятые и опущенные блоки фундамента [Murgis, 1980], образование которых в конце палеозоя—начале мезозоя также можно связать с развитием рифтовой системы Центральной Гондваны.

Рифтовая зона продолжалась на юго-запад до поперечной системы древних разломов Асва. Южнее рифтовая зона продолжалась структурами бассейнов рек Руаха и Руфиджи и грабеном Луангва. Последний отделялся от более северного сегмента зоной древних разломов, идущих от южной оконечности оз. Танганьика до северной оконечности оз. Ньяса. Таким образом, рифтовая система состояла из четырех сегментов, разделенных тремя зонами древних разломов северо-западного простирания. Последние можно предположительно рассматривать в качестве трансформных разломов.

В каррусской рифтовой системе наибольшее значение принадлежало зоне поперечных разломов Асва. Формирование рифтов началось ранее, и раздвижения были большими к северу от этой зоны. Разломы, ограничивающие грабены, имеют на севере верхнепалеозойский возраст, тогда как в южных сегментах сбросы лишь частично образовались в каррусское время, а в большинстве являются посткаррусскими, раннеюрскими [Белоусов, и др., 1974].

Ориентировка сбросов и поперечных нарушений (трансформных разломов) показывают, что относительные перемещения происходили в северо-западном — юго-восточном направлении, т.е. так же, как в современной рифтовой системе.

Менее ясной представляется каррусская структура Юго-Восточной Африки. В бассейнах рек Лимпопо и Замбези, а также на юге Африки в это время образовались крупные депрессии, заполнявшиеся каррусскими осадками. В некоторых случаях положение депрессий определялось древними швами в докембрийском цоколе, однако, судя по распространению и фациям каррусских осадков, депрессии не всегда имели разломные ограничения. Прогибание и осадконакопление происходили к востоку от флексуры Лебомбо, а также во впадинах вдоль разломов Трансантарктического хребта в Антарктиде (серия

Бикон). Скорее всего, каррусский седиментационный бассейн занимал значительную часть пространства между флексурой Лебомбо и Трансантарктическим хребтом. Образование каррусских впадин явилось, очевидно, первой реакцией коры на растяжения, приведшие в дальнейшем к образованию рифтов.

Верхнепалеозойская рифтовая система Индии, воспроизведенная по схеме П. Гоша и С. Бандиопадхья [Ghosh, Bandyopadhyaya, 1967], характеризуется ортогональной структурой, образованной грабенами Нарбада, Пранчита-Годовари и Маханади. В соответствии с реконструкцией, древний разлом Нарбада (он был активен еще в докембрии), возможно, являлся частью еще более крупного линейного северо-западного простирания. Общая конфигурация рифтов хорошо согласуется с движением масс в северо-западном — юго-восточном направлении, при котором разлом Нарбада может рассматриваться как сбросо-сдвиг, а зоны перпендикулярных к нему рифтов — как раздвиги. Интересно, что в рифтах Индии отмечаются две морские нижнепермские трансгрессии — в сакмарском и артинском веках [Ghosh, Bandyopadhyaya, 1967]. Ингрессии моря в рифт Нарбада хорошо увязываются с реконструкцией, согласно которой он открывался в залив Тетиса.

#### РАЗВИТИЕ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ГОНДВАНЫ В МЕЗОЗОЕ

Эволюция рифтовой системы в конце триаса — начале юры характеризуется образованием и началом погружения кенийско-сомалийского и мадагаскарского шельфов с накоплением мощных толщ мелководных и умеренно-глубоководных осадков. Море проникло в рифтовую зону между континентом и Мадагаскаром в конце триаса (около 210 млн лет), что фиксируется отложением прибрежных и мелководных осадков свиты Адиграт (косослоистые кварцевые песчаники со знаками ряби, пестроцветные сланцы, мергели).

Юрские разрезы Северо-Восточной Африки и Мадагаскара, по данным глубокого бурения и геофизики [Козеренко, Ларцев, 1976; Radelli, 1975; Purcell, 1977], характеризуются развитием карбонатно-глинистых пород, достигающих 1—2, а в прибрежной зоне Сомали, вероятно, 3—4 км мощности. Мезозойский разрез отличает равномерность литологии и изменений фаций и мощностей: глубоководность осадков и их мощность нарастает в сторону океана. Сочленение континента и глубоководного бассейна происходило посредством ступенчато-сбросовых уступов, сформировавшихся еще в верхнем палеозое. Все это позволяет с большой определенностью говорить о развитии пассивной континентальной окраины по крайней мере с лейаса. Если считать зарождение континентальной окраины признаком образования океана, то превращение континентального рифта в океанский также следует датировать началом юры. Вероятнее всего, в это время в центральной части бассейна возникла узкая осевая зона, подобная осевому трогу Красного моря, в пределах которой либо началось формирование новой океанской коры, либо шел процесс интенсивного утонения континентальной коры. Ширина рифтовой зоны в целом (опять-таки по примеру Красного моря) была не менее 200—250 км (рис. 8).

Такая же ситуация сохранялась и в средней юре. Дополнительное раскрытие рифтовой зоны привело к опусканию по сбросам и продвижению морского бассейна на юг — до широт Южной Кении — Северной Танзании [Cannon et al., 1981].

Одновременно с зарождением пассивной окраины, в триасе—юре в пределах Африканского Рога произошла существенная структурная перестройка. Наряду с рифтами северо-восточного простирания, сохраняющимися главное значение, возникла система поднятий и прогибов запад-северо-западного направления (рис. 9). Мощность морских глинисто-карбонатных юрско-меловых отложений

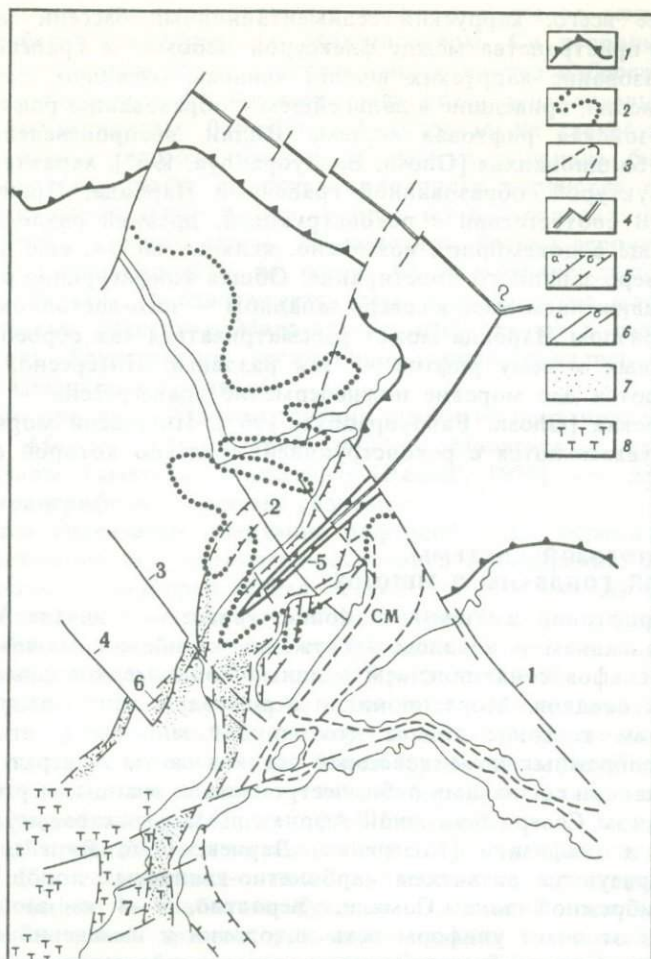


Рис. 8. Реконструкция рифтовой системы Центральной Гондваны на конец триаса — начало юры (210—180 млн лет)

1 — граница океана; 2 — граница эпиконтинентального бассейна; 3 — граница континентальных блоков (по подножию континентальных склонов); 4 — океанский рифт; 5 — сбросы и флексуры: а — достоверные, б — предполагаемые; 6 — поперечные разломы (а — достоверные, б — предполагаемые); 7 — континентальные осадки; 8 — базальты и риолиты. Поперечные разломы: 1 — Нарбада, 2 — Марда, 3 — Асва, 4 — Танганьика—Ньяса; 5 — зарождающийся океанический рифт между Африкой и Мадагаскаром. Континентальные рифты: 6 — Юго-Восточной Африки, 7 — к востоку от Мозамбика (?). СМ — Сейшельско-Маскаренин, Чагос-Лаккадивский микроконтиненты

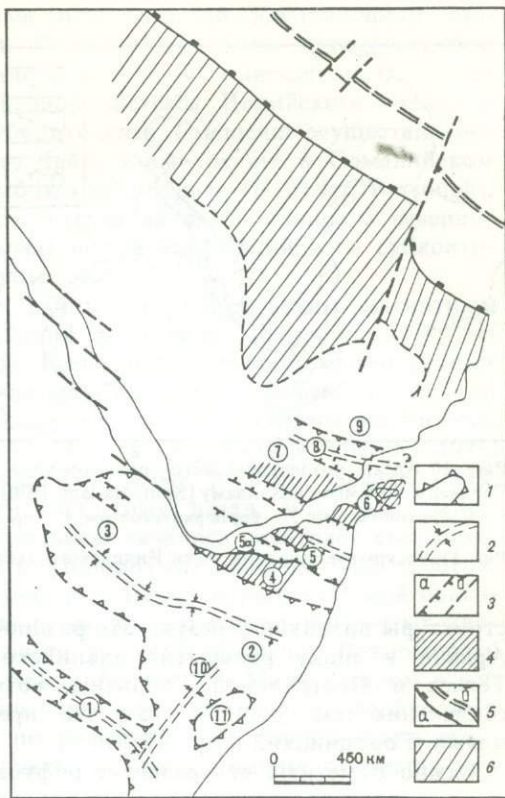
в прогибах достигает 2000—5000 м и более, тогда как на поднятиях она резко сокращена. На некоторых поднятиях морские мезозойские отложения полностью отсутствуют.

На юго-западе выделяется Марсабитский прогиб — депрессия, открывающаяся на юго-востоке в прибрежный прогиб Кисимайо и соединяющаяся на северо-западе с мезозойскими депрессиями Южного Судана. Возможно, что в отдельные периоды времени морские трансгрессии проникали вдоль Марсабитского прогиба далеко на запад, достигая Судана. Другой крупный прогиб — Мудугский прослеживается на запад в пределы Центральной Эфиопии, где к нему приурочены мощные толщи юрско-меловых отложений в верховьях Голубого Нила.

Система мезозойских поднятий и прогибов хорошо выделяется по обеим сторонам Аденского залива. Ранее предполагалось, что контраст мощностей

Рис. 9. Раннемезозойские структуры Африканского Рога и смежной части Аравийского полуострова

1 — границы поднятий; 2 — оси прогибов; 3 — сбросы (а) и прочие разрывы (б); 4 — области отсутствия юрских отложений; 5 — граница континента (а), ось спрединга в бассейне Тетиса (б); 6 — пассивная окраина Африки-Аравии. Цифры в кружках: 1 — Марсабитский прогиб, 2 — Мудугский прогиб, 3 — прогиб Центральной Эфиопии, 4 — свод Ногаль, 5 — прогиб Северо-Восточной Миджуртинии, 6 — поднятие района Сокотра — мыс Гвардафуй, 7 — свод Южный Хадрамаут, 8 — прогиб Хадрамаут, 9 — свод Северный Хадрамаут, 10 — Огаденский прогиб, 11 — поднятие Бур



и фаций между Сомалийским плато и районом Бихендулы в западной части южного побережья Аденского залива свидетельствует о погружениях прото-аденского рифта уже в юре [Azzaroli, 1968; Козеренко, Ларцев, 1978]. Как отчетливо видно на продольном разрезе вдоль южного борта Аденского рифта, мезозойские поднятия и прогибы имеют по отношению к нему косесекающую ориентировку [Merla et al., 1979]. Последнее подтверждается хорошей сбивкой положительных и отрицательных структур по обе стороны залива при сближении Африки и Аравии. Выясняется, таким образом, что кайнозойский рифт наложен на мезозойские структуры северо-западного простирания. Последние имели рифтовую природу: границами поднятий и прогибов в ряде случаев являлись конседиментационные сбросы [Azzaroli, 1968], или флексуры, а заложение прогибов (грабенов?) местами сопровождалось излияниями базальтов.

Заложение поздне триасовых рифтовых или рифтоподобных структур северо-западного простирания совпадает с важной фазой развития рифтовой системы Центральной Гондваны — превращением континентального рифта в океанский. Однако раздвижения в Центрально-Гондванской системе не могли привести к образованию мезозойских рифтов, ориентированных по отношению к ней почти перпендикулярно.

Нетрудно заметить, что мезозойские структуры параллельны северо-восточному краю Аравии, прилегавшему к океанскому мезозойскому бассейну — части альпийского Тетиса. Существование бассейна подтверждается развитием офиолитов и глубоководных осадков в покровах обдуцированных на край Аравийской плиты. Заложение морского бассейна между Афро-Аравией и микроконтинентами Центрального Ирана и Афганистана относится к триасу [Adamia et al., 1980] и фиксируется образованием пассивной континентальной окраины на северо-востоке Аравии.

На конец триаса в Тетисе приходится важнейшая эпоха рифтогенеза, в ходе которой окончательно сформировались рифтовые глубоководные бассейны с континентальной корой (Хавашина, Пичакун), являющиеся составными частями пассивной окраины. Рифтогенез сопровождался интенсивным подводным щелочно-базальтовым вулканизмом [Glennie et al., 1974, и др.]. Этот этап рифтогенеза близко совпадает по времени с заложением системы мезозойских поднятий и прогибов в пределах Африканского Рога. Можно предположить, что эти

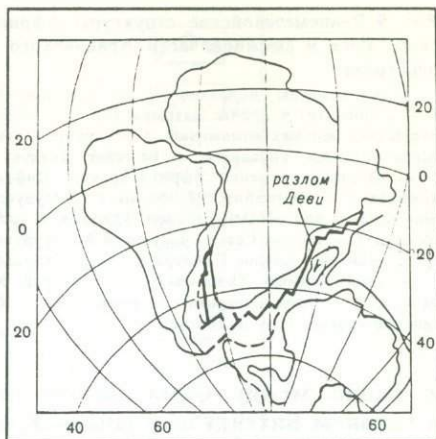
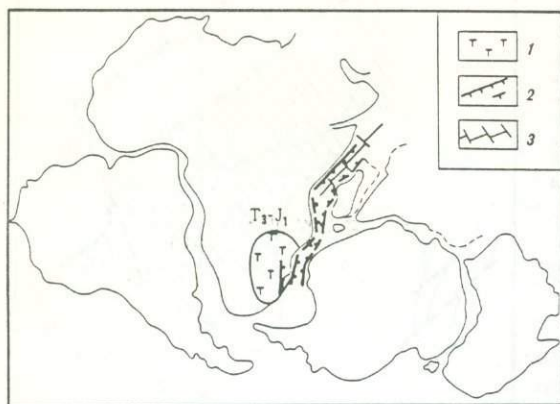


Рис. 10. Ареал поздне триасового—раннеюрского вулканизма (205—180 млн лет). Реконструкция Гондваны по Смит и Хэлламу [Smit, Hallam, 1970]

1 — платобазальты; 2 — борта рифтовых зон; 3 — предполагаемая ось спрединга

Рис. 11. Раскрытие западной части Индийского океана в поздней юре [Norton, Sclater, 1979]

структуры возникли в результате раздробления континентальной окраины Афродравии в эпоху раскрытия альпийского Тетиса. Океанские рифтовые зоны Тетиса и Центральной Гондваны, возможно, соединялись в точке тройного сочленения (см. рис. 9), как это предполагается глобальными реконструкциями (Городницкий и др., 1978).

Важно отметить, что развитие рифтовой зоны Центральной Гондваны сопровождалось лишь незначительными проявлениями вулканизма. Отдельные покровы щелочных базальтов известны в прибрежных районах Сомали в основании триас-юрской трансгрессивной серии. В то же время значительно южнее, в пределах Южной и Юго-Восточной Африки, в конце триаса—начале юры начался мощный наземный вулканизм. Начало излияний последовало за образованием сбросов, ограничивших каррусские осадочные бассейны. По-видимому, раннеюрское сбросообразование было связано с прогрессирующим раскрытием рифтовой системы Центральной Гондваны, на что указывает, в частности, меридиональная ориентировка крупнейшей магмоподводящей структуры Южной Африки — флексуры Лебомбо. В то же время были активизированы древние разломы и других направлений.

Ареал каррусского вулканизма занимал площадь  $1800 \times 1200$  км с центром в районе Свазиленда и нижнего течения р. Лимпопо, где излияния базальтов начались 205—190 млн лет тому назад (рис. 10). К средней юре вулканизм распространился к востоку от африканского побережья, достигнув Западной Антарктиды [траппы с возрастом 160—150 млн лет — Scrutton, 1973]. Триас-юрские вулканы представлены в основном толстыми, реже щелочными базальтами, переслаивающимися с мощными толщами риолитов. В целом, вулканическая серия имеет контрастный характер, ее мощность в особенности значительная в зоне флексуры Лебомбо достигает многих километров [Cleverly, Brislow, 1979].

Последующее развитие рифтовой системы Центральной Гондваны до недавнего времени было предметом догадок. В 1976 г. автором была предложена схема, согласно которой очень медленное раскрытие с сохранением примерно той же кинематической обстановки, что и в ранней юре продолжалось почти до конца мезозоя [Казьмин, 1976а]. Схема подкреплялась данными о постепенном продвижении морского бассейна вдоль побережья Африки: в верхней юре до побе-

режья северного Мозамбика, в неокме или апте до южной части Мозамбика и Мозамбикского хребта [Init. Rep., 1974c]. Далее предполагалось, что южное смещение Мадагаскара началось только 80 млн лет назад — со времени кардинальной перестройки рифтовой системы Индийского океана и отделения Мадагаскара от Индийского субконтинента. Смещение осуществлялось по системе сдвигов, включавшей разлом Чейн, зоны трещин в Сомалийском бассейне [Bunce, Molnar, 1977] и Мозамбикском проливе [Heirtzler, Burroughs, 1971, и др.]. Существенным недостатком схемы являлось слишком северное (в сравнении с палеомагнитными данными) положение Индийского субконтинента к моменту разделения с Мадагаскаром.

В последние годы появились новые данные по мезозойским магнитным аномалиям в Мозамбикской и Сомалийской котловинах [Segoufin, 1978; Segoufin, Patriat, 1980]. В обоих бассейнах были выявлены системы широтных аномалий — от МО до М21 — отвечающих интервалу времени от 105 до 150 млн лет. Эти данные, а также материалы по мезозойским магнитным аномалиям района к западу от Земли Мод в Антарктиде [Bergh, 1977] позволили разработать иную кинематическую схему [Norton, Sclater, 1979, Veevers et al., 1980]. По ней 150 млн лет тому назад, или даже ранее, между западной и восточной частями Гондваны началось сдвиговое смещение, сопровождавшееся образованием коротких субширотных спрединговых хребтов, соединенных протяженными трансформными разломами меридиональной ориентировки (рис. 11). Схема целиком основана на интерпретации магнитных аномалий и, естественно, зависит от надежности их идентификации. Возможность более раннего (ранняя юра) раскрытия между Африкой и Мадагаскаром в ней не учитывается. В соответствии с рассмотренным материалом, необходимо допустить первичный раскол Гондваны по рифтовой зоне север-северо-восточного простирания (современные координаты) с последующим превращением рифтовой границы плит в сдвиговую.

Рассмотрение позднемезозойской и кайнозойской истории океанских рифтовых зон западной части Индийского океана не входят в задачу настоящей работы. Необходимо остановиться лишь на наиболее существенных проявлениях вулканизма в связи с развитием рифтов.

Вулканизм продолжался в поздней юре и раннем мелу в зоне флексуры Лебомбо и к востоку от нее. Здесь в континентальных условиях формируется толща песчаников и конгломератов (верхние песчаники Лупата), переслаивающихся с покровами игнимбритов. Вверх по разрезу эта толща сменяется покровами щелочных лав (в основном фонолитов), с которыми связаны гипабиссальные интрузии тингуантов, сиенитов, карбонатитовые массивы. Щелочные вулканыты перекрыты трансгрессивной серией терригенно-карбонатных прибрежно-морских отложений, включающих покровы риолитов и щелочных базальтоидов. Основание морской серии условно относится к неокому, выше залегают датированные апт-сеноманские отложения. Таким образом, после мощной экспансии базальтового вулканизма в нижней—средней юре наблюдается сокращение вулканического ареала и объема излияний, локализация вулканизма в зоне рифтовых расколов и появление все более щелочных пород.

Начало базальтового вулканизма на юге Африки совпадает с ранними фазами растяжения (ранняя юра), имевшего, по-видимому, рассеянный характер. Последнее подтверждается широким распространением структур растяжения — сбросов, магмоподводящих трещин, сложной конфигурацией и большими размерами осадочных бассейнов. Лишь позднее растяжение локализуется в пределах рифтовой зоны, разделившей Африку и Антарктиду. Таким образом, трапповый магматизм связан с эпохой рассеянной деформации растяжения.

Другой вулканический эпизод аналогичного типа и масштаба начался около 100 млн лет назад в Индии и на Мадагаскаре.

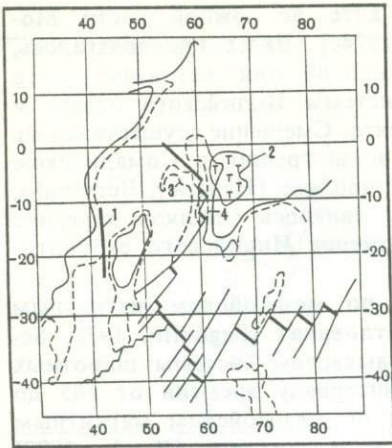


Рис. 12. Разделение Индии и Сейшельско-Маскаренского микроконтинента, совпадающее с экспансией плато-базальтового вулканизма в Декане (реконструкция по Norton, Sclater [1979])

1 — разлом Дэви; 2 — траппы Декана; 3 — Сейшельско-Маскаренский микроконтинент; 4 — Чагос-Лаккадивский микроконтинент

К этому времени на обоих континентах (в основном на Мадагаскаре) относятся излияния щелочных базальтов. Затем произошло разделение континентов (80 млн лет), а на рубеже мела и палеоцена (около 65 млн лет) отделение Сейшельско-Маскаренского микроконтинента от Индийского субконтинента (рис. 12). На Индийском субконтиненте раскол сопровождался излияниями траппов Декана, синхронно произошло внедре-

ние даек долеритов на Сейшельских островах [Scrutton, 1973].

Излияния траппов Декана продолжались в течение 15—20 млн лет в пределах ареала 1250×1000 км. По составу трапповая серия сложена в основном "континентальными" толеитами с подчиненными щелочными базальтами, андезит-базальтами, риолитами [Куно, 1972; Miyashiro, 1975]. В общем, набор пород такой же, как в вулканическом ареале Карру, но пропорции различных вулканитов иные: в траппах Декана значительно меньше кислых и щелочных пород.

Бросается в глаза сходство рассмотренной ситуации с раннеюрской обстановкой на юге Африки. Как и в первом случае, излияния траппов связаны с расколом континента, причем с его ранней стадией, когда деформация растяжения охватывает огромные территории.

Подведем итоги изложенному в первой главе.

Новые данные по геологии Африканского Рога позволяют реконструировать палеорифтовую систему Центральной Гондваны. Рифтовая система образовалась в конце карбона, расколов Гондвану на две половины: западную (Южная Америка и Африка) и восточную (Индийский субконтинент, Мадагаскар, Антарктида и Австралия). Раскрытие рифтовой системы началось на севере между Кенийско-Сомалийским сегментом Африканского побережья и Мадагаскаром. Медленное раскрытие рифтовой зоны и продвижение морского бассейна на юг вдоль Африканского побережья продолжалось по крайней мере до поздней юры.

В период максимального раскрытия ширина рифтовой впадины была не менее 250—300 км. В образовавшейся к тому времени осевой зоне, по-видимому, началось формирование новой океанской коры. В целом, бассейн был близок по структуре к современному Красному морю. Средняя скорость раскрытия за период 150 млн лет составляла 0,2 см/год.

На рубеже 160—150 млн лет произошла перестройка рифтовой системы с образованием коротких субширотных спрединговых сегментов, соединенных длинными трансформными разломами. Последние, вероятно, наследовали положение прежних рифтовых расколов.

Развитие рифтовой системы происходило непрерывно-прерывисто с главными импульсами тектонической активности (рифтогенеза) 290—300, 200—205, 190—180, 160—150 млн лет назад. Импульсы рифтогенеза фиксируются движениями по разломам, усилением темпа погружения грабенов, ингрессиями моря в рифтовую зону, ее перестройками.

Развитие рифтовой системы Центральной Гондваны сопровождалось незна-

чительными проявлениями вулканизма. В северной части системы известны лишь небольшие покровы раннеюрских базальтов щелочного состава. С поперечными разломами зоны Ньяса—Южная Танганьика связаны интрузии нижнемеловых карбонатитов. Исключение составляет изометрический ареал каррусского и посткаррусского вулканизма, занимающий обширную территорию в Юго-Восточной Африке на южной оконечности рифтовой системы. Вулканическая деятельность в пределах ареала началась мощными излияниями базальтов, среди которых доминировали толеитовые разности ("континентальные толеиты", траппы). Затем последовали также очень обширные излияния пород риолитового состава и, наконец, на заключительных этапах — экструзии щелочных базальтоидов, внедрение сиенитов и карбонатитов.

Образование ареала платобазальтов толеитового состава связано с ранней стадией рифтогенеза, когда растяжение имело рассеянный характер и охватывало огромные территории. Последующая концентрация растяжения в рифтовой зоне, разделившей Африку и Антарктиду, сопровождалась переходом к излияниям щелочно-базальтовых лав, сокращением объема и площади вулканических излияний.

Крайняя неравномерность в распределении вулканитов характерна и для другой крупнейшей рифтовой системы, расколовшей несколько позже (в нижнем мелу) западную половину Гондваны на две части — Африку и Южную Америку. Раннемеловой трапповый вулканизм, сопровождавший ранние стадии растяжения в рифтовой системе Южной Атлантики, был в основном сосредоточен в ареале бассейна р. Парана, сходным по размерам и составу базальтов с каррусским ареалом. Вероятные причины подобной неравномерности в распределении вулканитов по простирацию рифтовой зоны далеко не ясны и будут обсуждены ниже.

## Глава II

### КАЙНОЗОЙСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

В пределах Северо-Восточной Африки, в Афаре находится область тройного сочленения Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов (рис. 13). Последний представляет собой континентальную структуру, в то время как в двух первых уже наблюдается образование молодой океанской коры. Строение уникальной в геологическом отношении области Афарского треугольника определяется сложным сочетанием структур, связанных с развитием трех упомянутых выше рифтов. Помимо Эфиопского рифта, в рассматриваемом регионе расположены рифты Стефания, Туркана (Рудольф), представляющие собой северную оконечность Кенийского рифта, а также небольшой рифт Тана, расположенный в центре Эфиопского плато.

Главным объектом исследования в настоящей главе являются Эфиопский рифт и Афар, т.е. крупные сложнопостроенные рифты континентального типа. Чтобы полнее представить себе процесс эволюции рифтовых структур, рассмотрение дополнено с одной стороны данными по более просто построенным континентальным рифтам (рифты Тана, Стефания, Туркана), с другой — по Красноморскому и Аденскому рифтам, отражающим более высокую степень развития: переход к спредингу с образованием молодой океанической коры или, иными словами, начало развития океана.

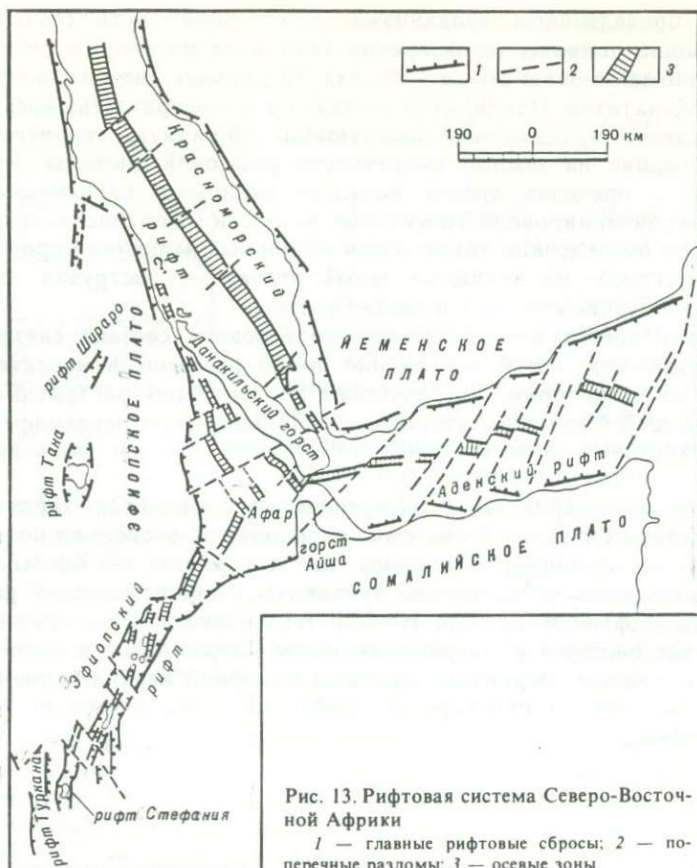


Рис. 13. Рифтовая система Северо-Восточной Африки

1 — главные рифтовые сбросы; 2 — поперечные разломы; 3 — осевые зоны

### СТРАТИГРАФИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Вулканические комплексы, связанные с развитием рифтовых структур, формировались в течение последних 55 млн лет. Они отчетливо разделяются на две группы: раннюю и позднюю. Накопление вулканитов первой группы началось задолго до образования протяженных линейных грабенов в регионе, породы второй группы сопровождают их развитие. Одновременно с вулканитами в рифтовых структурах (грабенах) накапливались специфические осадочные комплексы.

#### Ранние вулканические комплексы

К ранним отнесены комплексы вулканических пород, пространственно связанные с Эфиопским рифтом и Афаром, но сформировавшиеся (или начавшие формироваться) задолго до образования этих структур. Речь идет о мощных накоплениях платобазальтов и ассоциирующих с ними пород, слагающих Эфиопское и западную часть Сомалийского плато (рис. 14).

Еще Блэнфорд [Blanford, 1870] разделил вулканиты Эфиопии на три группы. Две древние группы — Ашанги и Магдала — были отнесены им к Трапповой серии. Третья, Аденская группа, объединяла вулканические породы внутри рифтовой долины. Это деление, по существу, сохраняет значение и до сегодняшнего дня.

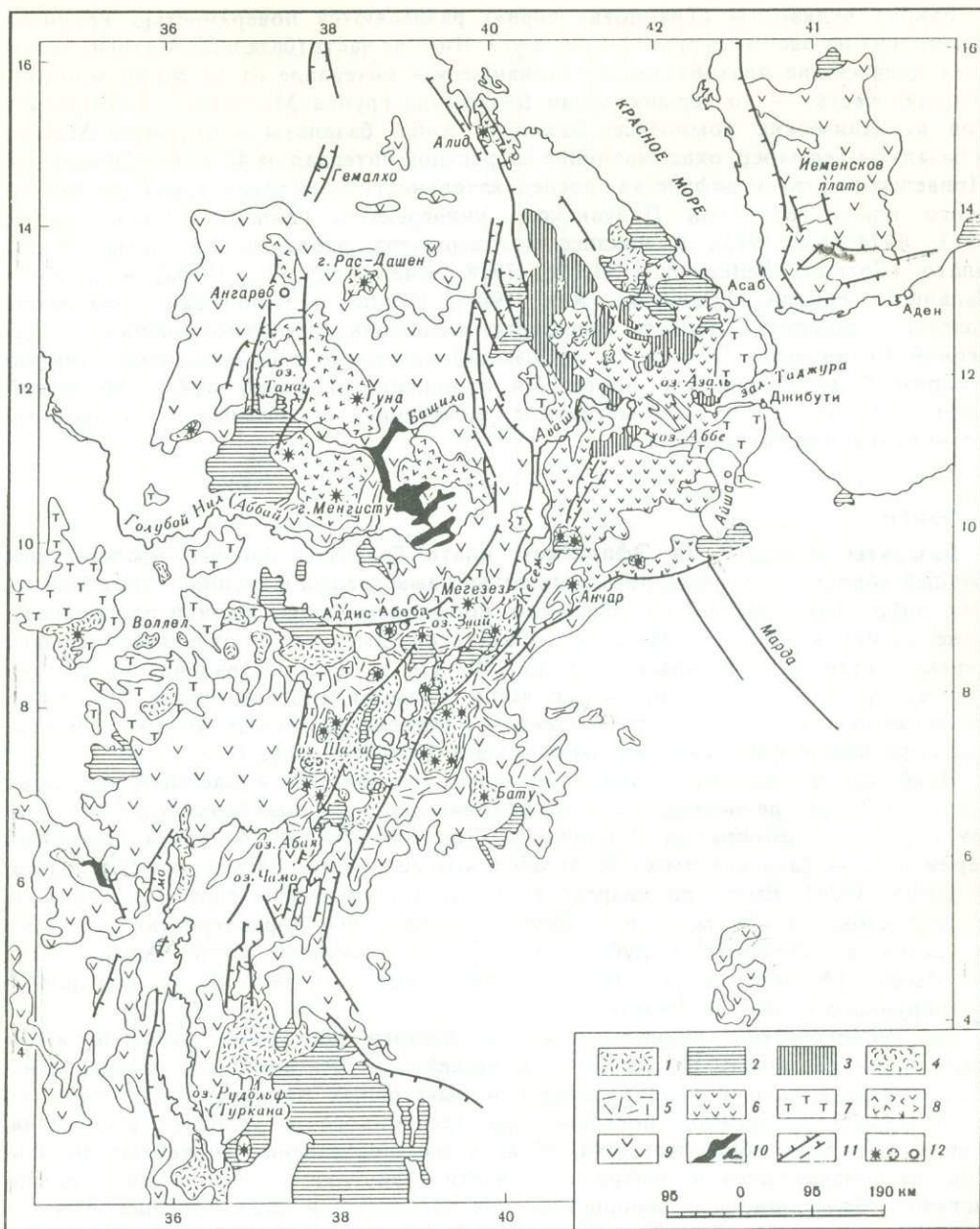


Рис. 14. Рифтовые вулканические комплексы Восточной Африки.

Вулканисты четвертичного возраста. Серия Вончи и ее возрастные аналоги:

1 — игнимбриты, туфы и лавы пантеллеритового и комедитового состава; 2 — щелочные базальты (Эфиопский рифт, рифт Тана, поперечные хребты Афар и т.д.); 3 — базальты промежуточного типа (осевые хребты Афар). Плиоцен: 4 — формации Чилало, Мурси. Щелочные базальты, трахиты, игнимбриты. Верхний миоцен—плиоцен: 5 — серия Назрет. Игнимбриты и туфы комедитового и пантеллеритового состава. 6 — Афарская серия. Базальты переходного типа, подчиненные щелочные риолиты. Средний миоцен: 7 — формации Анчар, Арба Гурача, Мабла. Слабощелочные базальты, игнимбриты комедитового и пантеллеритового состава; формации Мегезез и Арба Гугу. Щелочные базальты, трахиты и фонолиты. Олигоцен—нижний миоцен: 8 — формация Термабер. Щелочные базальты, трахиты, фонолиты; 9 — формации Аиба и Аладжи. Базальты промежуточного типа, толенты, риолиты. Эоцен: 10 — формация Ашанги. Щелочные и промежуточные базальты. 11 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые. Опущенное крыло сбросов обозначено штрихами. 12 — вулканические образования: а — крупный вулкан, б — кальдера, в — кольцевой комплекс

Ранние вулканиты (Трапповая серия) разделяются поверхностью крупного несогласия на две части (рис. 15, см. вкл.). Нижняя часть (базальты Ашанги) включает древнейшие платобазальты, излившиеся в интервале от 55 до 50 млн лет. Верхняя часть, — по терминологии Блэнфорда группа Магдала, — объединяет три вулканических комплекса: базальты Аиба, базальты и риолиты Аладжи и базальты Термабер, охватывающие возрастной интервал от 40 до 18—20 млн лет. Приведенная стратиграфическая последовательность была установлена для Эфиопского плато геологами Падуанского университета [Zanettin, Justin-Visentin, 1973, 1974, a, b, c, 1975], а позднее подтверждена работами на Сомалийском плато [Kazmin, Seifemichael Berhe, 1978; Kazmin et al., 1980a] и в Юго-Западной Эфиопии [Davidson, Rex, 1980]. Ранние вулканические комплексы слагают обширную область овального очертания, протягивающуюся от северной Кении через Эфиопское и Сомалийское плато в область ныне занятую Афаром и до Йеменского плато. По отношению к этому овалу Эфиопский рифт занимает резко асимметричное положение: он смещен к восточному краю вулканического ареала.

### ЭОЦЕН

**Базальты Ашанги.** На Эфиопском плато базальты Ашанги представлены толщей хорошо стратифицированных сильно выветрелых и трещиноватых базальтов, либо афировых, либо содержащих порфириновые включения плагиоклаза, реже авгита и оливина. Мощность базальтов достигает в отдельных случаях первых сотен метров, обычно около 100—150 м. Распространение их до сих пор точно не выявлено и, скорее всего, является спорадическим. Последнее объясняется тектоническим расчленением покровов эоценовых базальтов блоковыми движениями и последующим размывом [Zanettin et al., 1978b].

Наиболее достоверно базальты Ашанги установлены в бассейне верховьев Голубого Нила, где они представлены покровами оливиновых базальтов с прослоями туфов и агломератов. В долине р. Яшум вблизи от основания Трапповой серии покров базальта имеет К-Аг абсолютный возраст 54 млн лет [Gregnanin, Piccirillo, 1974]. Вверх по разрезу с угловым несогласием залегают базальты с возрастом 34—28 млн лет. Другие определения характеризуют покровы и дайки в верховьях Голубого Нила и в западном уступе Афара, близ г. Дессие [Megruе et al., 1972]. Всего известно пять К-Аг датировок, варьирующих от 48,5 до 58 млн лет.

По геологическим данным базальты Ашанги достаточно уверенно выделяются на северо-западе Эфиопии в бассейне р. Ангареб, где к ним отнесена толща сильно дислоцированных и выветрелых покровов, отделенная от вышележащих базальтов поверхностью эрозионного и углового несогласия. Таким образом, обрисовывается область распространения эоценовых базальтов, располагавшаяся в центральной части Эфиопского плато. Ранее предполагалось более широкое распространение эоценовых и даже палеоэоценовых базальтов в бассейне Голубого Нила [Merla et al., 1979], но некоторые определения абсолютного возраста [Grasty и др., 1963] при проверке оказались ошибочными [Jones, 1976].

Другой район развития базальтов Ашанги выявлен в Юго-Западной Эфиопии, в бассейне р. Акобо [Davidson et al., 1976; Davidson, Rex, 1980]. Здесь в нижней, давленной толще, залегающей с гравелитами в основании на докембрийских породах, установлены базальты с возрастом 48 млн лет (среднее из трех К-Аг датировок). Выходы древнейших базальтов расположены вдоль зоны докембрийских, вероятно, омоложенных разломов северо-западного простирания, по-видимому, игравших роль подводящих каналов.

По химическому составу среди базальтов Ашанги выделяются как щелочные,

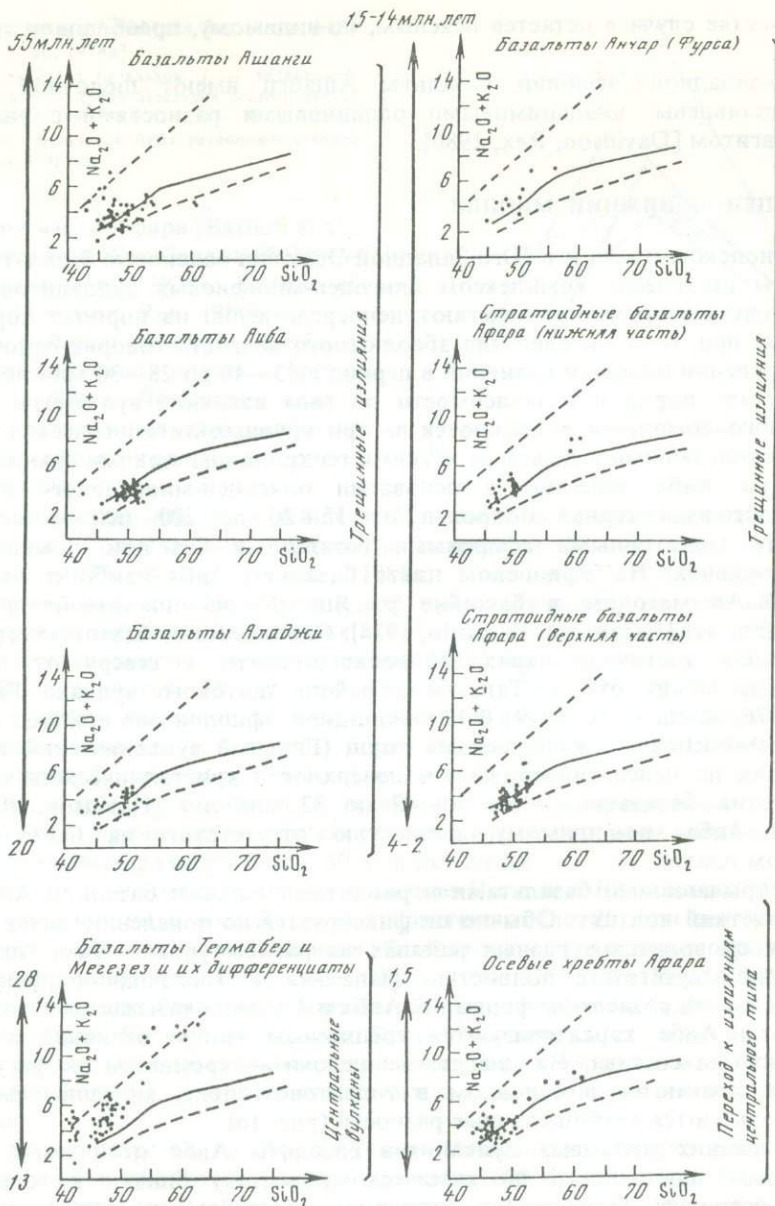


Рис. 16. Эволюция базальтов ранних (слева) и поздних (справа) стадий рифтогенеза [с использованием данных Zanettin et al., 1974a; Raschka, Müller, 1975; De Fino et al., 1973; Barberi et al., 1970]

Сплошная линия на диаграммах разделяет поля субщелочных и щелочных базальтов [Macdonald, Katsura, 1964]. Пунктирные линии ограничивают области базальтов переходного типа [Zanettin et al., 1974a]

так и толеитовые разности (рис. 16). На севере Эфиопского плато они обнаруживают щелочную тенденцию, в то время как в центральной части плато преобладают слабощелочные и толеитовые базальты.

Отмечается большое сходство щелочных разностей базальтов Ашанги с базальтами щелочного тренда Гавайских островов. Сходство подчеркивается низкими содержаниями  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  [Zanettin et al., 1974a]. Тип излияний

в большинстве случаев остается неясным, по-видимому, преобладали трещинные излияния.

В юго-западной Эфиопии базальты Ашанги имеют щелочной характер: они представлены анальцимовыми оливиновыми разностями с высокотитанистым авгитом [Davidson, Rex, 1980].

#### ОЛИГОЦЕН — НИЖНИЙ МИОЦЕН

На Эфиопском плато и в Юго-Западной Эфиопии эоценовые базальты Ашанги перекрыты несогласно комплексом олигоцен-миоценовых вулканитов. В большинстве случаев последние залегают непосредственно на породах дорифтового основания, при этом определения абсолютного возраста говорят о постепенном распространении площади излияний в период с 35—40 до 28—30 млн лет.

По составу пород и в зависимости от типа излияний вулканиты олигоцен-миоценового комплекса разделяются на три крупных литологических подразделения со скользящими и не всегда четкими геохронологическими границами.

**Базальты Аиба** залегают в основании олигоцен-миоценового комплекса. Они представлены серией покровов от 15—20 до 200—600 м мощностью, сложенных монотонными афировыми базальтами без или с малым количеством оливина. На Эфиопском плато базальты Аиба наиболее четко датированы К-Аг методом в бассейне р. Яшум, где они имеют возраст от 34 до 28 млн лет [Gregnanin, Piccirillo, 1974]. Олигоценные базальты установлены также вдоль восточного края Эфиопского плато к северу от г. Дессие, к северу и западу от оз. Тана, и в районе щитового вулкана Рас Дашан [Jones, 1976; Merla et al., 1979]. В Юго-Западной Эфиопии они слагают основание олигоцен-миоценовых вулканических толщ (Главный вулканический комплекс), залегающих на пенепленизированной поверхности кристаллического основания. Возраст этих базальтов — от 40—42 до 32 млн лет [Davidson, Rex, 1980]. Базальты Аиба, по-видимому, полностью отсутствуют на Сомалийском и Йеменском плато.

С перекрывающими базальтами и риолитами Аладжи базальты Аиба имеют весьма нечеткий контакт. Обычно он фиксируется по появлению пачек риолитов и потому проводится в разных районах на разном уровне. Там, где риолиты редки или отсутствуют полностью (западная и восточная окраины ареала платобазальтов), разделение формаций Аиба и Аладжи оказывается невозможным.

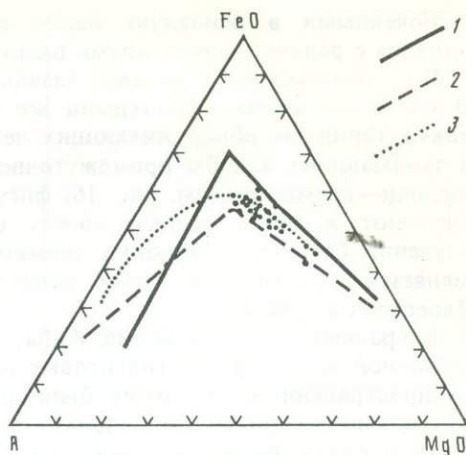
Базальты Аиба характеризуются трещинным типом излияний и большой однородностью состава. На диаграмме щелочи — кремнезем их фигуративные точки располагаются в основном в толеитовом поле, меньшим распространением пользуются слабощелочные разности (рис. 16).

Среди ранних рифтовых вулканитов базальты Аиба отличаются наиболее "толеитовым" составом и по химическому составу близки к толеитам Гавайских островов. Отличия от последних заключаются в несколько более высоком содержании  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и пониженном содержании общего железа и  $TiO_2$ . С другой стороны, по своему химическому составу базальты Аиба практически идентичны базальтам Афарской серии и осевых хребтов Афара, в чем убеждает сравнение диаграмм щелочи — кремнезем (см. рис. 16) и диаграмм АФМ (рис. 17).

**Базальты и риолиты Аладжи.** Наибольшим распространением среди ранних вулканических комплексов пользуются олигоценные—среднемиоценовые базальты и риолиты формации Аладжи. Впервые эта формация была выделена в восточной части Эфиопского плато, в районе горы Амба Аладжи [Zanettin, Justin-Visentin, 1973, и др.]. Литологическое сходство и определения абсолютного возраста позволяют коррелировать формацию Аладжи с нижней трапповой серией Сомалийского плато [Juch, 1975, 1978], базальтами Адолен

Рис. 17. Диаграмма AFM для базальтов Айба [по Zanettin et al., 1974a]

Тренды Гавайских базальтов: 1 — толеитовый, 2 — щелочной, 3 — тренд базальтов осевого хребта Эртале в Афаре [по Barberi et al., 1970]. Фигуративные точки базальтов Айба расположены вдоль тренда базальтов Эртале



в восточной части Афара [Barberi et al., 1975a], траппами Юго-Западной Эфиопии [Zanettin et al., 1978a; Kazmin et al., 1980c; Davidson, Rex, 1980].

В ряде районов (долина Голубого Нила, Сомалийское плато, горсты Данакиль и Айша, Йеменское плато) вулканиты этого комплекса залегают непосредственно на породах дорифтового основания.

На Сомалийском плато, в Айше и Йемене в основании базальтов и риолитов Аладжи отмечаются породы с возрастом 28—29 млн лет [Morbidelli et al., 1975; Kazmin et al., 1980a; Kunz et al., 1975; Black et al., 1975]. Близкий возраст (23—24 млн лет) имеют базальты на северо-восточной и юго-западной окраине Данакильского горста, а также риолиты Афара Дара в центре Данакильской депрессии, прорванные щелочными субвулканическими гранитами с возрастом 25 млн лет. [Barberi и др., 1972, 1975]. Аналогичные граниты и дайки риолитов раннемиоценового возраста интродуцируют породы дорифтового основания в западном борту Афара [Black et al., 1972a] и в Данакильском горсте [Civetta et al., 1975a; Kreuzer et al., 1969].

Очевидно, в ходе вулканического цикла, начавшегося трещинными излияниями базальтов Айба, происходило постепенное увеличение площади излияний, достигшей максимального размера около 30 млн лет назад.

В основании некоторых разрезов в долине Нила и в Юго-Западной Эфиопии отмечаются базальты с абсолютным возрастом около 20 млн лет. Некоторые авторы предполагают, что экспансия базальтового вулканизма продолжалась до этого времени [Jones, 1976; Jones, Rex, 1974; Davidson, Rex, 1980]. Однако к данным о возрасте базальных горизонтов трапповой серии следует подходить с осторожностью. Во многих случаях было установлено, что нижние горизонты базальтов являются не покровами, а силлами. Таким образом, можно учитывать лишь те определения, которые согласуются с датировками по вышележащим вулканитам.

В отдельных разрезах на Эфиопском и Сомалийском плато видимая мощность базальтов и риолитов Аладжи достигает 800—1000 м, при этом не отмечается увеличения их мощности в сторону Афара или Эфиопского рифта. Представления о миоценовом погружении этих структур [Mohr, 1967a; Barberi et al., 1975a] не находят, таким образом, фактического подтверждения.

Большую часть разреза слагают афировые, реже порфиоровые, хорошо стратифицированные базальты, вмещающие многочисленные дайки и силлы более свежего облика. Афировая или субафировая структура характерна в основном для толеитовых и субщелочных разностей, сложенных микрокристаллическим "войлоком" андезин-лабрадорита, авгитового пижонита и рудного минерала с редкими зернами магнезиального оливина и участками бурого, частично девитрифицированного стекла. Редкие микрофенокристы представлены лабрадоритом или магнезиальным оливином.

Разности со щелочной тенденцией характеризуются обычно порфиритовой структурой с фенокристами лабрадорита, титан-авгита и магнезиального оливина,

включенными в основную массу, состоящую из андезина, авгита, рудных, оливина с редкими кристаллами щелочного полевого шпата.

По химическому составу базальты относятся к промежуточному типу. В последнее время этот термин все чаще употребляется при описании базальтовых серий, не обнаруживающих четкой щелочной или толеитовой тенденции, а занимающих как бы промежуточное положение между ними. На диаграммах щелочи—кремнезем (см. рис. 16) фигуративные точки промежуточных базальтов тяготеют к линии раздела между щелочными и толеитовыми полями. При изучении базальтов Эфиопии термин "промежуточные" (или переходные) применяется практически всеми петрологами [CNR—CNRS, 1973; Mohr, 1976; Zanettin et al., 1974a].

В сравнении с базальтами Аиба, базальты Аладжи имеют зачастую слабо-щелочной характер, но толеитовые разности по-прежнему пользуются широким распространением. Излияния были в основном трещинными. С центральными вулканами связаны более щелочные разности базальтов.

Установить какие-то общие закономерности изменения состава по разрезу пока не удастся. На Сомалийском плато базальты нижней части формации обнаруживают отчетливый щелочной характер, в то время как в средней и верхней частях разреза преобладают толеиты. Следует подчеркнуть, что под "толеитами" подразумеваются континентальные толеиты (траппы) с относительно высоким (0,5—1,5%) содержанием  $K_2O$  и низким содержанием  $Al_2O_3$ .

Сравнение вариационных диаграмм для главных и рассеянных элементов показывает, что толеитовые и щелочные базальты не могут быть продуктами фракционирования одного расплава, скорее, они являются производными расплавов, возникших на разных глубинах [Brotzu et al., 1974; Barberi et al., 1976]. Тонкая геохимия выявляет различия между толеитовыми разностями из неодинаковых районов, что может являться либо результатом фракционирования, либо отражает разную степень частичного плавления мантийного материала. Во всяком случае, условия формирования базальтового расплава (глубина, степень частичного плавления), по-видимому, менялись как во времени, так и по латерали.

Дифференциация более отчетливо проявлена в щелочных породах и выражается в появлении основных и нормальных гавайитов (лейкобазальтов).

Для всех разновидностей базальтов характерны устойчивые отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в пределах 0,7035—0,7038, что исключает заметную контаминацию радиоактивного корового материала. Это подтверждается и низкими значениями (0,010 до 0,074) отношений  $Rb/Sr$  [Barbery et al., 1976].

Салические породы — риолитовые лавы и игнимбриты риолитового, редко трахитового состава — встречаются на всех уровнях разреза. В отдельных местах (участки западного борта Афара) они могут даже превалировать над базальтами, хотя обычно соотношения обратные. Целый ряд исследователей [Zanettin et al., 1974a; Müller et al., 1975; Kazmin, Seifemichael Berhe, 1978; Brotzu et al., 1980] отмечали отсутствие постепенных переходов между базальтами и риолитами, что подчеркивается и резкой разобщенностью полей пород обеих групп на петрохимических диаграммах.  $Rb-Sr$  определения абсолютного возраста для риолитов северо-западной части Сомалийского плато выявили резкие колебания начальных отношений изотопов стронция, обусловленные, скорее всего, контаминацией, или даже ремобилизацией корового материала [Müller et al., 1975].

По составу среди риолитовых пород выделяются как нормальные (пересыщенные), так и щелочные (до сильнощелочных) разности. Последние обладают как пантеллеритовой, так и комендитовой тенденцией. Пространственные и временные закономерности размещения разных типов риолитовых пород остаются невыясненными.

Рис. 18. Распространение платобазальтов и ассоциирующих с ними риолитов в Восточной Африке

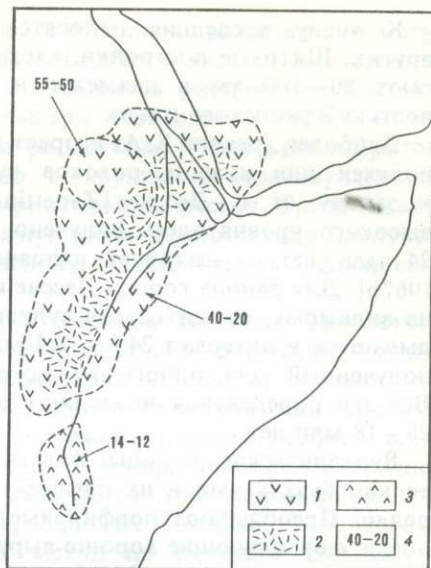
1 — эоценовые и олигоценовые — нижнемиоценовые платобазальты; 2 — риолиты, ассоциирующие с платобазальтами; 3 — платофолиты; 4 — возраст по К-Аг определениям, в млн лет

Площадное распространение риолитов формации Аладжи в целом подчиняется весьма интересной закономерности (рис. 18). Максимальная их концентрация наблюдается к западу от западного уступа Афара и Эфиопского рифта, причем возраст наиболее ранних риолитов смещается от олигоцена к раннему миоцену при движении с севера на юг [Zanettin, Justin-Visentin, 1974b; Zanettin et al., 1978b]. На запад и на восток от центральной "риолитовой" зоны количество кислых пород в разрезе быстро убывает, а на западе Эфиопского и Сомалийском плато они почти полностью отсутствуют. Область развития кислых пород совпадает, таким образом, с центральной частью ареала раннего платобазальтового вулканизма, она близка к ареалам древнейшего, эоценового вулканизма, хотя охватывает значительно более широкую площадь. Предполагая коровое происхождение риолитов, можно связать их образование с пиком геоизотерм, находившемся, очевидно, в центральной части вулканического ареала. Не последнюю роль сыграл, вероятно, массоперенос тепла базальтовыми экструзиями вдоль зон крупнейших разломов, таких, например, как разломы западного борта Афара. Последние уже были активны 25—30 млн лет назад, что подтверждается концентрацией вдоль них базальтовых даек — подводящих каналов излияний [Mohr, 1971a].

Трещинные излияния формации Аладжи завершились в разное время в различных частях вулканического ареала. В северной части Эфиопского плато (к северу от Голубого Нила) трещинный вулканизм прекратился 28—26 млн лет назад, а на Йеменском и Сомалийском плато, а также Айше — 20—18 млн лет назад. Прекращение вулканизма к югу от Голубого Нила и в Юго-Западной Эфиопии также приходится на 18—20 млн лет.

В целом вырисовывается довольно отчетливая картина раннего затухания трещинного вулканизма на севере Эфиопии, тогда как на юге он продолжался значительно дольше.

**Базальты Термабер.** После завершения периода трещинных излияний на севере Эфиопского плато около 28—26 млн лет назад там началось формирование огромных щитовых вулканов, излияния которых объединяются в рамках формации Термабер [Zanettin Justin-Visentin, 1973]. Ранее тот же комплекс вулкаников был описан Моором [Mohr, 1971b] как "щитовая группа". По представлениям исследователей группы Занеттина, различаются две группы щитовых вулканов: раннемиоценовые, расположенные в северной части плато и среднемиоценовые, встречающиеся к югу от долины Голубого Нила. Ими сделан вывод об омоложении вулканизма центрального типа при движении с севера на юг [Zanettin et al., 1974b]. Картирование Эфиопского рифта [Kazmin et al., 1980c] показало, что среднемиоценовые вулканы развивались параллельно с ранними стадиями погружения Эфиопского рифта, располагаясь практически только на его плечах. Таким образом, их более целесообразно рассматривать в рамках поздних рифтовых вулканических комплексов, отнеся к формации Термабер только древние щитовые вулканы.



К числу последних относятся Рас Дашен, Гуна, Чоке, Менгисту и ряд других. Щитовые постройки, сложенные наслоениями десятков покровов, достигают 80—100 км в диаметре и возвышаются на 1000—2000 м над поверхностью Эфиопского плато.

Наиболее древний К-Аг возраст для вулканитов этой формации — 28 млн лет — получен для нижних потоков вулкана Гуясса в районе перевала Термабер, к западу от г. Дессие [Zanettin et al., 1974b]. Для лавового потока более высокого уровня здесь получено определение 25 млн лет. Близкий возраст — 24 млн лет — датирует излияния крупнейшего вулкана Рас Дашен [Mohr, 1967b]. Для района города Дессие известно несколько датировок даек, связанных, по-видимому, со щитовыми вулканами Гуясса и Гутабер. Эти определения укладываются в интервал 24,2—18,5 млн лет. Наконец, отметим возраст 19 млн лет, полученный для одного из потоков вулкана Менгисту [Merla et al., 1979]. Все эти определения позволяют отнести вулканизм центрального типа к эпохе 28—18 млн лет.

Вулканические породы формации Термабер представлены почти исключительно базальтами и их дифференциатами. Кислые породы встречаются крайне редко. Преобладают порфиоровые (пироксен-оливиновые и плагиоклазовые) разновидности, формирующие хорошо выраженные потоки, зачастую с горизонтами шлака и палеопочв в кровле. Мощность лавовых накоплений может достигать тысячу, в отдельных случаях, две тысячи метров.

По составу базальты формации Термабер относятся к типичным щелочным. Именно благодаря широкому распространению лав щитовых вулканов сложилось ошибочное и долго бытовавшее мнение о щелочном характере платобазальтов ("траппов") в Эфиопии. От трещинных излияний базальтов Аиба и Аладжи базальты Термабер отличаются заметным уменьшением содержания  $\text{SiO}_2$  значительным увеличением  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и щелочей в основном за счет натрия. В то же время отмечается значительно более полная, чем для трещинных вулканитов, роль дифференциации, приводящей к появлению обогащенных андезином гавайитов и муджиеритов, а затем и нефелин-содержащих пород — щелочных трахитов, трахифонолитов и даже фонолитов. С другой стороны отмечается появление "фемических", близких к пикритовым, разновидностей базальтов.

Геологические и петрохимические данные свидетельствуют, что все упомянутые разновидности принадлежат к единому эволюционному тренду и что последний весьма близок к щелочному тренду Гавайев [Zanettin et al., 1974a].

### Поздние вулканические комплексы

В эту группу объединены вулканические породы, пространственно и во временном отношении связанные с поздним этапом, отвечающим образованию и развитию системы линейных грабенов (рифтов). Большая их часть накапливалась непосредственно в грабене Эфиопского рифта и в Афарской депрессии. Вулканиты, формировавшиеся вне главных рифтовых структур, также обнаруживают теснейшую временную и структурную связь с развитием последних.

### СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

В бортах Эфиопского рифта и в краевых частях Афара в последние годы были выделены различные вулканические комплексы, формировавшиеся в интервале 14—10 млн лет. В общем, их выходы ограничены бортовыми уступами обоих рифтов, хотя иногда они распространяются и на территорию смежных плато. Во всяком случае очевидно, что в зонах бортовых уступов происходит увеличение мощности вулканитов — явное свидетельство погружения рифтовых депрессий.

Вулканические комплексы рассматриваемого временного интервала характе-

ризуются сильной латеральной изменчивостью. В отдельных разрезах они могут быть представлены почти исключительно базальтовыми лавами с подчиненными, подчас очень редкими, горизонтами игнимбритов риолитового состава. По латерали такие образования довольно быстро переходят в толщи, почти нацело сложенные различными модификациями риолитовых туфов и игнимбритов. Формирование кислых пород было связано с крупными стратовулканами, расположенными вдоль краев зарождающейся рифтовой депрессии. Среди базальтов преобладают трещинные излияния, но важную роль играют также продукты извержений крупных щитовых вулканов, располагавшихся вдоль Эфиопского рифта на его плечах.

**Базальты Анчар и риолиты Арба Гурача.** В северном сегменте Эфиопского рифта<sup>1</sup>, в пределах восточного бортового уступа базальты формации Аладжи согласно перекрыты толщей покровных базальтов до 400 м мощностью. Эти базальты, в свою очередь, перекрыты близ подножия уступа игнимбритами и туфами серии Назрет, для которых из основания разреза получен К-Аг возраст 9,5 млн лет [Kunz et al., 1975]. Близ пос. Анчар, примерно в средней части бортового уступа, среди базальтов отмечается три маломощных горизонта кристаллокластических игнимбритов, один из которых, в основании толщи, имеет возраст 12,4 млн лет [К-Аг метод по полевым шпатам — Kazmin et al., 1980a]. Сложенные хорошо стратифицированными покровными напластованиями базальты Анчар визуально неотличимы от подстилающих базальтов Трапповой серии.

От района пос. Анчар в сторону рифта наблюдается значительное увеличение мощности базальтов. В восточном направлении базальты Анчар прослеживаются до верхней части бортового уступа, где их распространение ограничено несколькими крупными нормальными сбросами, вероятно маркирующими борт средне—верхнемиоценового проторифта. В южном направлении наблюдается постепенное замещение базальтов сапическими породами, так что в долине р. Арба Гурача практически весь разрез представлен толщей разнообразных, преимущественно кристаллокластических туфов и игнимбритов риолитового, реже трахитового состава. Основание разреза не обнажено. К-Аг датировки по полевым шпатам из игнимбритов дали следующие значения возраста по разрезу (снизу): 13,2; 11,7; 10,9 млн лет [Kazmin et al., 1980a]. В другом разрезе, расположенном несколько юго-западнее, для пласта игнимбрита близ контакта с подстилающими базальтами Аладжи получен возраст 14,8 млн лет [Kazmin et al., 1980a]. Таким образом, возраст базальтов и игнимбритов описываемого комплекса в целом отвечает интервалу 15—10 млн лет.

К северу от района Анчар также происходит быстрое выклинивание базальтов с одновременным увеличением мощности силицитовых пород. В результате близ пос. Асбе Тефери разрез до 200—300 м мощностью почти нацело сложен кристаллокластическими игнимбритами и пепловыми туфами. Эти вулканы датируются несколькими К-Аг определениями в интервале 10—13 млн лет [Kunz et al., 1975]. Только в самой кровле разреза, непосредственно под более молодыми силицитами серии Назрет прослеживается маломощный горизонт базальта, с возрастом 9,6 млн лет [Kunz et al., 1975]. На противоположном борту рифта, в его приафарском сегменте несомненным аналогом базальтов Анчар являются базальты Фурса [Zanettin, Jastin-Visentin, 1974в]. Они залегают горизонтально или со слабым наклоном в сторону рифта на олигоцен-миоценовых базальтах и риолитах Аладжи, разбитых многочисленными анти-

<sup>1</sup>Здесь и далее при описании Эфиопского рифта принято его следующее деление: приафарский сегмент — к северу от 9°с.ш. и до места раскрытия рифта в Афар; северный сегмент от 8°15' до 9°с.ш.; центральный сегмент (совпадающий с озерным районом) от 7°15' до 8°15'с.ш. и, наконец, южный сегмент (или сегмент оз. Абая) — южнее 7°15'.

тетическими сбросами на блоки, круто наклоненные в сторону рифтовой впадины. Сами базальты Фурса нарушены только крутопадающими нормальными сбросами. Возраст базальтов (по одному К-Аг определению) — 11 млн лет, они перекрыты риолитами с возрастом около 8 млн лет.

Аналогичные вулканические комплексы представлены в центральном сегменте Эфиопского рифта, в его западном борту. Здесь к западу от пос. Бута-Джира в километровом тектоническом уступе обнажено до шестисот метров хорошо стратифицированных базальтов, перекрытых согласно залегающей толщей кислых вулканитов верхнемиоценового — плиоценового возраста. В нижней части уступа местами обнажены массивные игнимбриты, чередующиеся с риолитами, иногда трахитовыми лавовыми покровами. В этом разрезе удалось датировать покров афирового миндалекаменного базальта примерно в 100—150 м от основания базальтовой толщи. Возраст покрова — 12,5 млн лет — говорит о принадлежности базальтов к формации Анчар.

От уступа Бута-Джиры базальты Анчар прослеживаются далеко на запад в пределы Эфиопского плато, где их возраст подтвержден единичными К-Аг датировками [Merla et al., 1979]. В бортах каньона р. Гибе фиксируется их резко несогласное залегание на олигоцен-миоценовых базальтах Аладжи. Распространение базальтов Анчар далеко за пределы рифтовой зоны связано с развитием в Западной Эфиопии рифтовых разломов, прослеживающихся на продолжении рифтовых структур оз. Туркана и низовьев р. Омо. Эти разломы хорошо маркируются цепочками базальтовых некков, жерловых фаций эродированных вулканов.

В южной части Эфиопского рифта пока известно лишь одно место западнее оз. Абая, где установлены игнимбриты трахириолитового состава с возрастом 13,3 и 11,9 млн лет [Zanettin et al., 1978a]. Возможно, что распространение средне—верхнемиоценовых вулканитов ограничено здесь вследствие несколько более молодого возраста рифтовой структуры в целом.

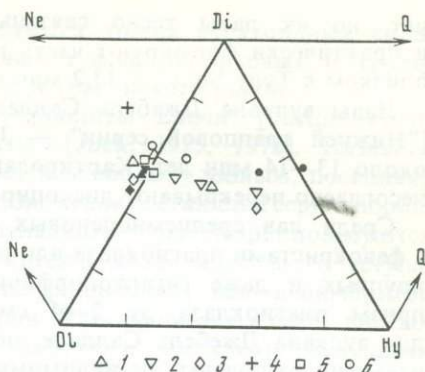
Аналоги описываемых комплексов широко развиты вдоль южного и восточного бортов Афара. В подножии южного борта Афара они представлены толщей игнимбритов и туфов, в основном риолитового состава с покровом базальта в кровле разреза. Определения абсолютного возраста пока не проводились, но картирование позволяет проследить непрерывную полосу развития этих вулканических пород от датированного разреза в северной части Эфиопского рифта у пос. Асбе Тефери.

На южной оконечности Данакильского горста выделяется толща комендитовых риолитов и игнимбритов, переслаивающихся с потоками базальтов, горизонтами пемзы и цинерита. Эта толща, залегающая согласно на базальтах Адолеи (аналог базальтов Аладжи), выделена под названием "риолиты Мабла" [Barberi et al., 1975a]. Риолиты Мабла перекрыты с резким угловым несогласием базальтами Далха, составляющими часть стратоидного комплекса Афара и имеющими возраст около 6 млн лет. Определения возраста риолитов Мабла дают интервал 14,2—9,7 млн лет. Риолитовые породы аналогичного возраста закартированы также на севере и востоке горста Айша, где они перекрывают миоценовые базальты (Аладжи) с резким угловым несогласием [Black et al., 1975].

Вещественный состав базальтов Анчар и риолитов Арба Гурача был изучен в северном и приафарском сегментах Эфиопского рифта.

Среди базальтов Анчар наибольшим распространением пользуются "промежуточные" слабощелочные разновидности. Они характеризуются порфириновой структурой с фенокристами магниевого оливина и лабрадорита. Полнокристаллическая основная масса сложена андезин-лабрадоритом, клинопироксеном, оливином и рудным. Эти породы дают переходы к гавайитовым базальтам с преобладающим андезином и, наконец, к андезиновым базальтам (гавайитам).

Рис. 19. Минералогическая нормативная классификация рифтовых базальтов северной части Эфиопского рифта [по Brotzu et al., 1980]. Базальты поздней стадии рифтогенеза: 1 — голоценовые, 2 — плейстоценовые, 3 — плиоценовые, 4 — верхнемиоценовые, 5 — среднемиоценовые. Базальты ранней стадии рифтогенеза: 6 — нижнемиоценовые. Залитые значки отвечают типичным составам, открытые — редким составам



На диаграмме щелочи—кремнезем фигуративные точки базальтовых пород располагаются вблизи линии раздела с некоторым смещением в сторону толеитового поля (см. рис. 16). В то же время отмечается, что базальты Анчар имеют более щелочной характер, чем дорифтовые базальты Аладжи. На диаграмме нормативных составов (рис. 19) точки базальтов Анчар располагаются вблизи линии Di—Ol, частично в щелочном поле, тогда как точки базальтов Аладжи расположены в оливин-толеитовом или даже в кварц-нормативном поле.

В составе риолитов Арба Гурача преобладают щелочные разности, представленные риолитами с повышенной щелочностью и комендитами.

Риолиты — хорошо спекшиеся игнимбритовые породы, нередко с такситовой структурой, подчёркнутой уплотненными, частично девитрифицированными обломками пемзы. Многочисленные фенокристаллы сложены анортоклазом и кварцем, реже баркевикитом, очень редко клинопироксеном типа железистого авгита. Встречаются редкие обломки базальтов. Часто породы обнаруживают слабую степень девитрификации. Разности с пониженным содержанием кварца (10—20%) выделяются в качестве трахитовых риолитов.

Комендиты — представлены игнимбритами, сложенными мелкими уплотненными стекловатыми обломками, реже более крупными фрагментами. Среди фенокристаллов преобладают щелочные полевые шпаты, кварц, баркевикит, реже натриевый феррогенденбергит. Так же, как и среди риолитов, выделяются разновидности с пониженным содержанием кварца — трахитовые комендиты.

**Базальты Мегезез.** Важная особенность средне- и верхнемиоценового вулканизма — формирование щитовых базальтовых вулканов на плечах Эфиопского рифта. Крупнейший из вулканов — Мегезез<sup>1</sup> расположен на бровке западного бортового уступа рифта, северо-восточнее Аддис-Абебы. Лавы этого вулкана слагают значительную часть бортового уступа, спускаясь к его подножию, где они вскрыты в каньоне р. Кесем. В западном направлении (на Эфиопском плато) излияния вулкана Мегезез распространялись на 70—80 км, достигая в отдельные эпохи района Аддис-Абебы. К этой же группе на западном борту рифта относятся щитовые вулканы Тулу Боле и Геш Мегал, а на восточном борту — вулкан Джебел Саддале.

Для лав вулкана Мегезез (низ разреза) установлен возраст 13 млн лет [Zanettin et al., 1974b]. Излияния продолжались до 9—10 млн лет, о чем свидетельствует возраст лавовых потоков, обнаженных в каньоне р. Кесем [Rex et al., 1971]. Возможно, вулкан Мегезез возобновлял свою активность и в более позднее время. На территории Аддис-Абебы известны так называемые "базальты обсерватории" с возрастом около 7 млн лет [Mohr, 1975a], по-видимому, являющиеся его поздними излияниями.

Для вулканов Тулу Боле и Геш Мегал определений абсолютного возраста

<sup>1</sup> Здесь и ниже положение вулканов см. на рис. 30.

нет, но их лавы тесно связаны со среднемиоценовыми базальтами Анчар и практически формируют часть последних. Возраст базальтов Анчар в районе, близком к Тулу Боле, — 13,2 млн лет [Merla et al., 1979].

Лавы вулкана Джеббель Саддале ранее не отделялись от базальтов Аладжи ["Нижней трапповой серии" — Juch, 1978], хотя для них имелись датировки около 13—14 млн лет. Картирование показало, что лавовые накопления вулкана несогласно перекрывают дислоцированные древние вулканиты.

Среди лав среднемиоценовых вулканов преобладают порфиритовые разности с фенокристами плаггиоклаза или плаггиоклаза и оливина. Характерно присутствие крупных и даже гигантопорфиритовых разностей, состоящих в основном из призм плаггиоклаза до 2—4 см. Такие породы характерные, в частности, для вулкана Джеббель Саддале, по составу отвечают лейкобазальтам или гавайитам, но включают, по-видимому, и более лейкократовые продукты дифференциации. Менее обычны, но достаточно широко распространены афиритовые разности, характеризующиеся более основным (фемическим) составом. Помимо базальтов и связанных с ними "средних" пород — гавайитов, муджиеритов, достаточно широко распространены трахиты и трахифонолиты с переходами к фонолитам. В общем, лавы принадлежат к типичной щелочно-базальтовой серии, и в этом плане они идентичны раннемиоценовым вулканитам Термабер.

Завершая описание вулканитов средне-верхнемиоценового этапа, следует кратко охарактеризовать субвулканические интрузии щелочных пород, широко распространенные на Эфиопском плато. Типичной областью их развития является район Адовы, на севере плато. Геологическая съемка [Garland, Kazmin, 1979] установила здесь несколько десятков штоков, небольших куполов, резе даек, сложенных трахитами и фонолитами. В некоторых случаях интрузии ассоциируют с небольшими полями лав идентичного состава, обнаруживающими текстурные признаки повышенной вязкости при истечении. Щелочные интрузии прорывают миоценовые базальты Аладжи, датированные в этом районе 22—18 млн лет [Jones, 1976]. Многочисленные штоки щелочных пород прослеживаются также близ рифта оз. Тана, в Западной и Юго-Западной Эфиопии. В Западной Эфиопии в бассейне р. Дабус они были изучены В.Г. Казьминым и Г.Г. Кочемасовым [1976], позднее Ю.Г. Сухоруковым [Казьмин, Сухоруков, 1985] установлено, что субвулканические интрузии штокообразной, иногда кольцевой формы сложены породами, варьирующими по составу от слабощелочных базальтов до фонолитов. Они прорывают среднемиоценовые базальты Анчар с вероятным возрастом около 15 млн лет. Характерна ориентировка интрузий вдоль разломов меридионального или северо-западного простирания. В некоторых случаях отмечается концентрическое расположение интрузий вдоль кольцевых трещин. Представляется возможным, таким образом, рассматривать щелочные магмы субвулканических интрузий как крайние дифференциаты базальтовых расплавов слабощелочного (переходного) типа.

Единственные датировки для щелочных пород рассматриваемой группы относятся к Юго-Западной Эфиопии. Трахит-фонолитовые штоки в районе оз. Стефания имеют возраст 12,7 и 13 млн лет [Davidson, Rex, 1980]. Подтверждается, таким образом, что щелочные породы являются конечными продуктами среднемиоценового базальтового магматизма.

#### ВЕРХНИЙ МИОЦЕН—ПЛИОЦЕН

Вулканизм этой эпохи сосредоточен практически целиком внутри Эфиопского рифта и Афара. Кроме того, вулканическая деятельность в ограниченном масштабе происходила в рифтовой впадине оз. Туркана. Так же как и на предыдущем этапе, параллельно с внутририфтовым вулканизмом происходило формирование крупных вулканов вне рифта — на его плечах.

**Серия Назрет.** Под этим названием выделяется толща стратонидных силицитовых пород: игнимбригов, туфов, пепловых туфов, риолитовых и трахитовых лав, формирующих значительную часть дна Эфиопского рифта.

Различные части серии описывались как "риолиты Балчи" [Justin—Visentin et al., 1974] или "плиоценовые вулканиды" [Juch, 1975, 1978]. Название "серия Назрет" [Meuer et al., 1975] представляется наиболее удобным, поскольку вблизи одноименного города находятся лучшие обнажения слагающих серию пород.

В приафарском сегменте Эфиопского рифта вулканиды серии Назрет пользуются ограниченным распространением. В полосе, идущей вдоль восточного уступа, отмечается маломощная (около 100 м) толща риолитовых лав, игнимбригов и пемзы, перекрытая базальтами Афарской серии. Устанавливается связь кислых пород с крупными щитовыми вулканами Асабот и Афдем и меньшими вулканическими центрами Гара Гумби и Волдои. Для вулканов Асабот и Афдем период наибольшей активности приходится на 5,5—7 млн лет [Christiansen et al., 1975]. Близкий возраст — 5,2 млн лет получен для Гара Гумби и Волдои [Kazmin et al., 1980, а, с].

Отдельные выходы пород серии Назрет прослеживаются также вдоль южного борта Афара, где они описывались либо как "плиоценовые силициты" [Juch, 1975], либо включались совместно с базальтами Анчар в состав Древнейшей афарской серии [Christiansen et al., 1975].

Значительно более широко силициты серии Назрет развиты в северном сегменте рифта, где они залегают несогласно на средне—верхнемиоценовых вулканических комплексах — базальтах Анчар и игнимбригах Арба Гурача. Отмечается резкое уменьшение мощности серии при переходе от дна рифтовой долины (250 м) к бортовому уступу (20—30 м). Такие соотношения указывают на значительное погружение дна грабена и воздымание бортов в верхнем миоцене.

В северном сегменте рифта породы серии Назрет несогласно залегают на базальтах Анчар и перекрыты либо покровами верхнемиоценовых базальтов Бофа, либо силицитовыми вулканическими породами плейстоценового возраста. Последние отделены поверхностью углового несогласия, но из-за литологического сходства плохо отличаются от вулканигов серии Назрет.

Максимальной мощности вулканиды серии Назрет достигают в центральном сегменте Эфиопского рифта, в озерном районе. Здесь бортовые уступы выработаны почти целиком в верхнемиоценовых—плиоценовых вулканических породах. В отдельных уступах — к северо-западу от оз. Звай, севернее пос. Хосаина, восточнее оз. Аваса — вскрыты толщи риолитовых игнимбригов и туфов мощностью до 400—600 м и более. Большая часть этой мощности приходится на породы серии Назрет.

В этом же сегменте рифта наблюдается "выплеск" кислых вулканигов далеко за пределы рифтовой долины на Эфиопское и Сомалийское плато.

К югу от оз. Аваса мощность пород серии Назрет вновь сокращается и в южном сегменте (район оз. Абая) они развиты спорадически.

Возраст серии установлен достаточно точно. В северном сегменте рифта, к югу от вулкана Гара Гумби игнимбриды низов разреза переслаиваются с озерными отложениями формации Чорора, содержащими остатки верхнемиоценовых позвоночных [Sickenberg, Schönfeld, 1975]. Для пласта игнимбрига из кровли формации Чочора получен К-Аг возраст 9 млн лет [Kunz et al., 1975]. В южном направлении озерные отложения и датированные пласты игнимбригов погружаются под толщу игнимбригов и туфов, обнаженных в долине р. Арба и перекрытых с несогласием нижнеплиоценовыми игнимбридами. Таким образом, возраст пород серии Назрет — от 9 до 1,8 млн лет.

Для двух районов развития пород серии к северу и юго-востоку от города Назрет имеется около 20 определений абсолютного возраста в пределах

от 7,7 до 1,9 млн лет [Morbidelli et al., 1975; Justin—Visentin et al., 1974; Morton et al., 1979; Kazmin et al., 1980a]. В то же время в пределах бортовых уступов рифта и на плато распространены только породы с возрастом моложе 4,5 млн лет. Вероятно, экспансия силицитового вулканизма связана с фазой тектонических движений.

Наиболее характерными породами серии Назрет являются стратоидные игнимбриты, формирующие пласты от 1—2 до 5—6 м мощностью. В отдельных разрезах преобладают мощные массивные кристаллические игнимбриты без видимого напластования. Обычно игнимбриты сложены уплощенными стекловатыми и пемзовыми фрагментами (фиамме), ориентированное расположение которых подчеркивает флюидальную текстуру породы. В фенокристаллах обычно высокотемпературный санидин, анортоклаз, кварц, баркевикит и натровый железистый клинопироксен. Наблюдается вся гамма переходов от очень прочных хорошо спекшихся игнимбритов до слабоспекшихся разностей. Рыхлые пирокласты также характерны: ими, в частности, сложена верхняя часть разреза серии в северном сегменте рифта.

Интересен вопрос о происхождении игнимбритов. Обычно их связывают с выбросом раскаленного обломочно-пеплового облака из стратовулканов. Такая связь со стратовулканами (Афдем, Асабот и др.) устанавливается только для части игнимбритов серии Назрет. Предполагается, что некоторые стратоидные игнимбриты являются продуктами извержений трещинного типа в зонах краевых разломов грабена [Morbidelli, Piccirillo, 1973; Brotzu et al., 1974]. Бесспорные аргументы в пользу такого предположения пока не найдены, однако в краевых частях рифта действительно встречаются тела нестратифицированных игнимбритовых пород, возможно, типа крупных дайкообразных субвулканических массивов. Подобные образования (подводящие каналы извержений?) развиты, например, в подножии уступа Бута-Джиры, где они прорывают породы дорифтового основания. Механизм взрывной деятельности, связанной с трещинами остается, однако, неясным.

Помимо эксплозивных продуктов в строении серии Назрет широкое участие принимают лавовые фации, представленные риолитами, реже трахитами. Наиболее типичны мелкозернистые, афировые разности, реже встречаются порфиры с мелкими фенокристаллами кварца и щелочного полевого шпата. Хорошо выражена флюидальная текстура, часто наблюдаются сложные "складчатые" деформации, связанные с истечением вязкой магмы. Риолиты формируют куполовидные или вытянутые вдоль разломов тела, обычно более молодые, чем главная масса стратоидных игнимбритов.

Базальтовые породы занимают резко подчиненное положение. Они встречаются в виде отдельных покровов мощностью 5—15 м, преимущественно в верхних частях разреза.

Среди минералогически однообразной серии кислых вулканических пород по химическому составу могут быть выделены разности от риолитов с повышенной щелочностью до пантеллеритов и комендитов [Brotzu et al., 1980]. Преобладающим является, по-видимому, пантеллеритовый тип. Наряду с пересыщенными породами встречаются разновидности с пониженным (менее 20%) содержанием кварца, выделяемые как "трахитовые комендиты" или "трахитовые пантеллериты". В целом не вызывает сомнения щелочной характер вулкаников — обстоятельство, отмеченное впервые Ди Паола [Di Paola, 1972].

Одновременно с накоплением риолитов внутри грабена, на его плечах формировались верхнемиоценовые и плиоценовые щитовые вулканы, которые в силу их положения удобно называть периферическими.

**Верхнемиоценовые** внерифтовые вулканы представлены центром Арба Гугу, расположенном на восточном плече рифта в его северном сегменте. Лавы этого вулкана (базальты Арба Гугу) представлены крупнопорфиритовыми разно-

стями с фенокристаллами плагиоклаза, клинопироксена и магневого оливина. В основной массе обычен нефелин. Различаются щелочные оливиновые базальты и фонолитовые тефриты — безоливиновые породы, обогащенные нефелином. От вулканического центра Арба Гугу потоки базальтов прослеживаются, судя по дешифрированию, на 50—60 км к северу, достигая района пос. Анчар [Nazret, 1978]. Для образца из нижней части лавового комплекса получен К-Аг возраст 8,5 млн лет [Kazmin et al., 1980].

Вулканический центр близкого возраста (7,1 млн лет) расположен на западном плече рифта западнее оз. Абая [Zanettin et al., 1978a].

**Плиоценовые внерифтовые вулканы** расположены на обоих плечах рифта. К ним относятся щитовые сооружения — Чилало, Бада, Кака (восточный борт, рис. 20), Вачача, Эер, Геш Мегал (западный борт) и ряд более мелких центров (см. рис. 30).

Обычно удается установить связь вулканических построек с продольными или поперечными по отношению к рифтовой долине системами трещин. Примечательной в этом отношении является цепь вулканов на восточном борту рифта, включающая центры Бада и Энкуоло. Но, пожалуй, наиболее впечатляющий пример трещинного контроля можно видеть в линейном расположении по крайней мере девяти плиоценовых вулканов вдоль широтного линейамента, проходящего севернее Аддис-Абебы. На востоке линейамента контролирует положение вулканов Вачача и Эер, на запад плиоценовый вулканизм распространялся до вулкана Тулу Воллел в 400 км от рифтовой долины.

Последовательность излияний и петрография лав пока еще далеко не полно изучены. В целом ряде щитовых вулканов (Чилало, Бада, Кака, Энкуоло, Геш Мегал) лавовый комплекс может быть расчленен на две части. Нижняя часть сложена переслаиванием риолитовых и трахитовых лав туфов и игнимбри-тов, а верхняя — весьма однообразными базальтовыми породами.

Наиболее четко такая последовательность установлена в разрезе лавового комплекса вулкана Геш Мегал [Kazmin et al., 1980c]. Нижняя часть разреза (150—200 м) сложена риолитовыми породами, являющимися, по существу, частью серии Назрет. Резкий перелом в развитии вулкана произошел на поздней стадии развития, когда начали изливаться порфириновые щелочные базальты.

В постройках щитовых вулканов Чилало и Бада поздние базальты также представлены порфириновыми плагиоклазовыми разностями, часто с мелкими фенокристаллами файллита, иногда апатита. Основная масса состоит из микролитов зонального олигоклаза с такситовым расположением лейст, рудного, буроватого авгита и оливина.

По химическому составу породы относятся к щелочным базальтам, а нормативный состав определяет их как разности, близкие к муджиеритам и бенморейтам [Mohr, 1976]. Таким образом, поздняя фаза вулканической деятельности представлена продуктами эволюции глубинной щелочно-базальтовой магмы. Последовательность излияний свидетельствует, по крайней мере, о двух независимых источниках (мантийный и коровый?) магм щитовых вулканов.

Возраст вулканов обоснован достаточным количеством К-Аг определений. Для Чилало известна цифра 3,5 млн лет [Kunz et al., 1975], лавы и дайки вулкана Бада имеют возраст от 3,6 до 2,1 млн лет [Mohr, Potter, 1976].

По данным Ди Паола, очень молодой возраст (1,4 млн лет) имеет поток муджиерита на западном склоне Чилало [Di Paola, 1976]. Близкий возраст (2,4 млн лет) имеют базальты и трахиты вулканического центра в горах Бату также на восточном борту рифта [Merla et al., 1979].

Несколько определений имеется и для краевых вулканов западного борта. Четыре определения возраста трахита из некков на вершине вулкана Вачача, близ Аддис-Абебы дают среднее значение 4,5 млн лет [Miller, Mohr, 1966], а три определения для вулкана Эер — 3,6 млн лет [Morton et al., 1979].



Рис. 20. Космический снимок со специального спутника для геологической съемки (ERTS, США) масштаба 1:1000000. В западной части снимка виден восточный борт Эфиопского рифта. Между бортовым уступом и оз. Звай (северо-восточный угол снимка) видно сгущение трещин, отвечающее одному из сегментов пояса Вонджи. На Сомалийском плато к востоку от рифта расположены крупные плиоценовые вулканы: Чилало, Бада, Кака, Энкуоло, Кубса. Поверхность плато сложена игнимбритами и туфами плиоценового и плейстоценового возраста. В каньонах в восточной части снимка вскрыты подстилающие платобазальты и мезозойские отложения

Возраст трахитового купола Менагеша к западу от Аддис-Абебы — 3 млн лет [Morton et al., 1979].

В целом деятельность описываемых вулканов происходила в интервале 4,5—2,0 млн лет. Возможно, что наиболее поздние извержения продолжались в начале плейстоцена, около 1,5 млн лет назад.

**Афарская серия.** Дно Афарской депрессии и, частично, приафарского сегмента Эфиопского рифта выстилают мощные толщи стратоидных базальтов с подчиненными щелочными риолитами. В отдельных тектонических уступах обнажается до 400 м вулканических пород, в то время как полная мощность серии оценивается приблизительно в 1000—2000 м. Первоначально [Barberi et al., 1972] в рамках Афарской стратоидной серии объединялись породы с возрастом от 11 млн лет до плейстоценовых. Впоследствии те же авторы [Barberi et al., 1975a] ограничили употребление этого названия, применяя его только для плиоцен-плейстоценовых (моложе 4—4,5 млн лет) базальтов центральной части Афара. Для более древних частей стратоидного комплекса употребляются местные названия; в том числе базальты Далха, или Нижняя афарская серия. Представляется целесообразным объединять в рамках серии весь комплекс вулканитов, отвечающих главной стадии развития Афара в эпоху 10—2,0 млн лет.

В ряде районов (южное окончание Данакильского горста, подножие южного уступа Афара) внутри серии на уровне 4—5 млн лет отмечается поверхность размыва и углового несогласия. В то же время в других местах (северное побережье зал. Таджура, к северу от пос. Асаб) наблюдаются непрерывные разрезы [Civetta et al., 1975a; Barberi et al., 1975a]. По-видимому, несогласие характерно лишь для краевых частей депрессии.

От подстилающих вулканитов среднего — верхнего миоцена базальты Афарской серии отделены отчетливым угловым несогласием и, в отличие от них, не распространяются в пределы бортовых уступов. Таким образом, в эпоху накопления серии произошло окончательное тектоническое обособление Афара. В краевых частях депрессии вулканические породы Афарской серии замещаются иногда озерно-аллювиальными осадками, вверх по разрезу они сменяются вулканитами плейстоценового возраста.

Большая часть Афарской серии сложена покровами базальтов от 1—2 до 5—6 м мощностью. Обычно базальты порфиритовые с фенокристаллами лабрадорита и оливина, часто миндалекаменные, с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. В краевой, южной части Афара в низах разреза встречаются разности, обогащенные плагиоклазом. По химическому составу базальты принадлежат к промежуточному типу и в этом отношении очень близки к базальтам трапповой серии. В нижней части разреза щелочность пород несколько повышена по сравнению с дорифтовыми вулканитами, в то время как базальты верхней части серии имеют уже толеитовую природу [Raschka, Müller, 1975]. В редких случаях в верхней части серии отмечались разности с очень низкими содержаниями  $K_2O$  (около 0,2%), т.е. близкие к абиссальным океанским базальтам, но отличающиеся от последних повышенным (2—2,5%) содержанием  $TiO_2$ . Дифференциация проявлена очень слабо. По содержанию  $SiO_2$  (менее 53%) подавляющая масса пород должна быть отнесена к базальтам и лишь в очень редких случаях наблюдаются породы, переходные к гавайитам. В целом, базальтовые породы занимают промежуточное положение между толеитовой и щелочной сериями Гавайских островов [Raschka, Müller, 1975].

Кислые породы встречаются на разных уровнях, но большинство их приурочено к верхам разреза. Обычно они связаны с крупными вулканическими центрами и представлены куполами или потоками риолитовых лав, пластами игнимбригов и туфов. Встречаются однако и "стратоидные" игнимбриги, связанные с питающими дайками [CNR—CNRS, 1973]. По химическому составу игнимбриги относятся к щелочным разностям, близким к комендитам или пантеллеритам. Первые, по-видимому, преобладают в центральной и северной частях Афара, вторые характерны для его южной части. Неоднократно отмечалось, что риолиты Афара по химическому и минералогическому составу близки породам серии Назрет Эфиопского рифта.

Фашиальное замещение базальтов Афарской серии силицитовыми породами серии Назрет происходит в пределах приафарского сегмента Эфиопского рифта. В одном из тектонических уступов восточного ограничения грабена Эртале вскрыт разрез переходного типа, состоящий из четырех пачек стратоидных базальтов и трех пачек игнимбритов. Соотношение базальтов и игнимбритов в этом разрезе 1,3:1,0 [Christiansen et al., 1975]. Как уже отмечалось, кислые породы серии Назрет прослеживаются вдоль западного и восточного борта приафарского сегмента Эфиопского рифта, проникая также в пределы южной части Афара. В то же время в центральной части приафарского сегмента Эфиопского рифта широко развиты стратоидные базальты Афарской серии, откуда они проникают в пределы северного, а возможно, и центрального сегмента. В ущелье р. Аваш, юго-восточнее вулкана Фантале, вскрыта толща базальтов (базальты Бофа) 100—120 м мощностью, верхняя часть которой имеет возраст 2,5 млн лет. Базальты перекрыты с несогласием игнимбритами с возрастом 1,5 млн лет [Kazmin, Seifemichael Berhe, 1978]. Южнее, вплоть до окрестностей вулкана Босет, прослеживается толща базальтов около 40 м мощностью, насчитывающая до семи покровов. К югу от вулкана Босет для этих базальтов получена датировка 3,5 млн лет [Mohr, 1974a]. Возможно, что к базальтам Бофа следует относить "древние рифтовые базальты", выходящие из под плейстоценовых вулканитов восточнее оз. Лангано [UNDP, 1973]. Таким образом, плиоценовые стратоидные базальты, эквивалентные верхней части Афарской серии, прослеживаются далеко в пределы Эфиопского рифта.

В сравнении с базальтами верхней части Афарской серии, базальты Бофа имеют щелочной характер. Как правило, они представлены слабощелочными разновидностями. В то же время широко распространены продукты дифференциации — низкоглиноземные гавайиты и муджириты, что также не характерно для стратоидных базальтов Афара [Brotzu et al., 1980].

Возраст Афарской серии достаточно хорошо обоснован К-Аг определениями. В южной части Афара нижняя часть серии включает базальты с возрастом от 7,4 до 5,0 млн лет [Kunz et al., 1975]. Аналогичный возраст (8,0—6,5 млн лет) получен по пяти определениям для базальтов Далха на южной оконечности Данакильского горста [Barberi et al., 1975a] и для низов Афарской серии на северной и западной окраине блока Айша [Black et al., 1975].

Для верхней части Афарской серии имеется около 50 определений абсолютного возраста, варьирующих от 5 до 0,37 млн лет [Bannert et al., 1970; Civetta et al., 1975b; Barberi et al., 1975a]. Подавляющая масса определений — около 40 — приходится на интервал 4,5—1,5 млн лет. Более молодые датировки принадлежат, по-видимому, ранним продуктам плейстоценового вулканизма, связанного с комплексами осевых хребтов. Таким образом, формирование базальтового стратоидного комплекса происходило с 8 до 1,5—2 млн лет.

#### ПЛЕЙСТОЦЕН — СОВРЕМЕННАЯ ЭПОХА

После затухания вулканической деятельности в конце плиоцена новая вспышка вулканизма началась 1,5—1,6 млн лет назад. Четвертичный вулканизм локализован внутри рифтовых впадин главным образом в осевых зонах и зонах поперечных разломов. Кроме Афара и Эфиопского рифта, слабая вулканическая деятельность протекала в рифтах Тана и Туркана.

**Серия Вончи.** В Эфиопском рифте четвертичные вулканические породы объединены в серию Вончи [Meyer et al., 1975]. Как отмечалось многими исследователями [Mohr, 1967a; Gibson, 1970; Dakin, Gibson, 1971], главная масса молодых вулканитов сосредоточена в осевой зоне — поясе Вончи. Аналогичный вулканизм наблюдается также в поясе Абая [Kazmin et al.,

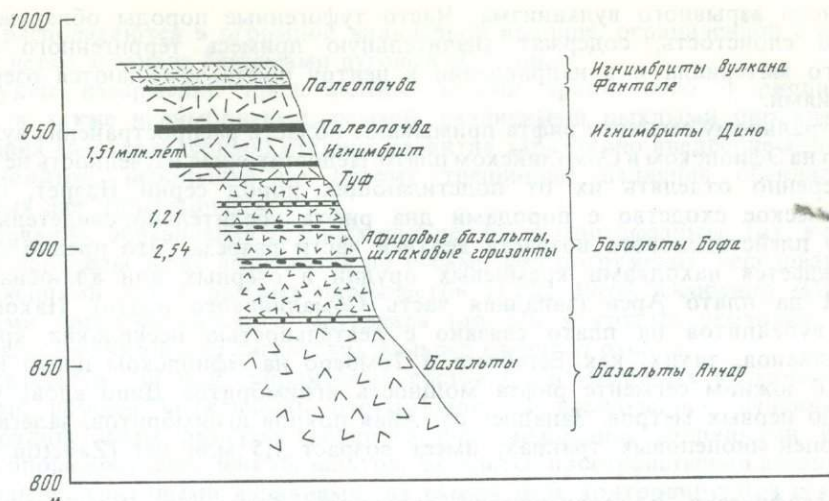


Рис. 21. Разрез рифтовых вулканических пород в борту каньона р. Аваш в районе Авашского национального заповедника. Указаны места взятия образцов с установленным абсолютным возрастом

1980с], сходном по строению с поясом Вончжи. Помимо осевых зон, четвертичный вулканизм контролируется поперечными нарушениями, распространяясь вдоль них далеко за пределы рифта. В настоящей работе название "серия Вончжи" распространено на все вулканические комплексы четвертичного возраста, связанные в своем развитии с Эфиопским рифтом.

В составе серии выделено три "формации" [Kazmin, Seifemichael Berhe, 1978]: игнимбриды Дино, продукты извержений силицитовых вулканических центров и трещинные базальты.

**Игнимбриды Дино.** Вулканические породы формации Дино весьма сходны с силицитами серии Назрет. Ими сложена большая часть дна Эфиопского рифта, за исключением его приафарского сегмента, а также значительные области на Эфиопском и Сомалийском плато. В северном сегменте рифта базальты Бофа или породы серии Назрет перекрыты несогласно несколькими пластами игнимбритов с "фиамме" (уплощенными, ориентированно расположенными фрагментами обсидиана или пемзы), местами переслаивающимися с базальтами и рыхлыми пирокластами кислого состава. Мощность описываемых вулканитов достигает 30 м.

В ущелье р. Аваш игнимбриды Дино залегают на базальтах Бофа с горизонтом палеопочв в основании (рис. 21) и имеют возраст 1,5 млн лет [Kazmin et al., 1980a]. Вероятно, эти игнимбриды происходят из древнего почти эродированного центра Тинниш Фантале, к северу от вулкана Фантале. Южнее, в районе вулкана Босет к формации отнесены пласты игнимбритов с возрастом 1,5 млн лет, вероятно, связанные с ранними фазами активности вулкана [Morbidelli et al., 1975]. Более высокие горизонты, распространенные между вулканами Тулу Мойе и Босет, имеют верхнеплейстоценовый возраст. Так, в горсте Кимбибит, в 4 км западнее г. Назрет, для игнимбритов получена К-Аг датировка 0,51 млн лет [Morton et al., 1979].

В центральном сегменте большая часть дна рифта сложена плейстоценовыми вулканитами, достигающими максимальной мощности 200—250 м. Вулканические породы варьируют здесь по составу от тонких гялокластитов, до грубых несортированных рыхлых пирокластов с обломками преимущественно пемзового состава. Такие породы пользуются особенно широким распространением в районе кальдер Аваса и Шала, являясь, очевидно, продуктами до-

кальдерного взрывного вулканизма. Часто туфогенные породы обнаруживают хорошую слоистость, содержат значительную примесь терригенного сортированного материала и в направлении к центру рифта замещаются озерными отложениями.

К центральному сегменту рифта примыкают области распространения вулканитов Дино на Эфиопском и Сомалийском плато. Недостаточная изученность не позволяет уверенно отделять их от подстилающих пород серии Назрет, однако литологическое сходство с породами дна рифта убедительно свидетельствует в пользу плейстоценового возраста верхней части разреза. Это предположение подтверждается находками кремневых орудий в озерных или аллювиальных прослоях на плато Арси (западная часть Сомалийского плато). Накопление кислых вулканитов на плато связано с деятельностью нескольких крупных стратовулканов, таких, как Вегебесса и Темберо на Эфиопском плато и ряда других. В южном сегменте рифта мощность игнимбригов Дино вновь уменьшается до первых метров. Западнее оз. Абая покров игнимбригов, залегающий на олигоцен-миоценовых траппах, имеет возраст 1,5 млн лет [Zanettin et al., 1978a].

Петрографически и геохимически вулканиты формации Дино полностью идентичны породам серии Назрет. Преобладающим распространением пользуются игнимбриги и туфы, варьирующие по составу от риолитов с повышенной щелочностью до комендитов и пантеллеритов. Базальтовые породы встречаются изредка в виде маломощных покровов.

Формирование вулканитов Дино охватывает период от начала (1,5—1,6 млн лет) до верхнего плейстоцена (0,5 млн лет). Накопление игнимбригов и туфов в значительной степени связано с ранними стадиями развития стратовулканов, возможно, среди них есть и продукты трещинных извержений. На это указывает развитие в дне рифта удлиненных, подчиненных разломам тел риолитов — возможных подводных каналов извержений.

Силицитовые вулканические центры. Большинство крупных плейстоценовых вулканов Эфиопского рифта приурочено к осевому поясу Вонджи. С севера на юг вдоль пояса расположены вулканы и кальдеры: Айелу, Дофан, Фантале, Конне, Босет (двойной вулкан), Гедемса, Тулу Мойе, Бора, Алулту, Шала, Корбетти, Аваса. Крупные силицитовые центры — Зуквала, Седа, Вирбарек, возможно, Бубисса и Дугуна приурочены к поясу Абая, в западной части рифта (см. рис. 30).

Целый ряд плейстоценовых вулканов контролируется поперечными трещинами. Так, к северу от оз. Абая рифтовая долина пересечена линейamentом северо-западного простираения, вдоль которого расположено пять крупных силицитовых вулканов (некоторые из них вне рифтовой долины). Другой пример ориентированного расположения вулканов наблюдается на западном борту рифта, южнее пос. Хосаина. Здесь несколько сближенных конусов и кальдер образуют широтный хребет. Реже вулканы контролируются трещинами, параллельными рифтовой долине.

Среди силицитовых центров различаются два типа. К первому относятся конические вулканы, возвышающиеся над дном рифта на 1000—1500 м, часто без отчетливо выраженного вершинного кратера, а иногда увенчанные небольшой хорошо образованной кальдерой 1—2 км в диаметре. Типичными являются вулканы Фантале, Босет, Зуквала.

Центры другого типа представлены кальдерами обычно до 8—10 км в диаметре, образованными системами дуговых сбросов. Большинство вулканов и наиболее крупные кальдеры — Шала (25×15 км), Аваса (30×35 км) и другие — сосредоточены в центральном сегменте рифта, который и на предшествовавших этапах характеризовался максимальным развитием кислого вулканизма. Возможно, здесь происходили кальдерные опускания еще более крупного масштаба. Дешифрирование аэрофотоснимков показало, что озера Лангано, Шала и

Абьята располагаются в огромной кальдерной впадине, ограниченной с востока и, менее четко, с запада системами дуговых сбросов.

Продукты извержений представлены лавами трахитового и риолитового состава, а также игнимбритами, пемзой, различными рыхлыми пирокластами. На поздних (посткальдерных) стадиях развития характерно внедрение кольцевых даек риолитов, небольшие по объему трещинные излияния обсидианов и "смоляных лав" (pitchstone).

Как правило, образование крупных кальдер было многофазным. Так, в формировании кальдеры Коне выделяется до восьми фаз погружения, чередовавшихся с извержениями лав и рыхлых пирокластов [Cole, 1969]. Особенно мощными выбросами пирокластического материала (до 250 м грубых пемзовых туфов) предварялось образование гигантских кальдер озерного района.

Примечателен "чистый" риолитовый состав плейстоценовых вулканитов. Базальтовые породы практически отсутствуют, за исключением вулкана Тулу Мойе, ранние фазы развития которого сопровождались излияниями крупно- и гигантопорфировых лейкобазальтов. Базальты, пространственно ассоциирующие с пантеллеритовыми вулканами, на самом деле контролируются секущими более молодыми трещинами пояса Вончи, что было отчетливо выявлено в районе Фантале и Коне [Kazmin, 1979], а также в районе кальдеры Гедемса [Thrall, 1973].

По составу большинство продуктов извержений относится к сильнощелочным риолитам с пантеллеритовой или комендитовой тенденцией, реже к трахитам. Пантеллериты и комендиты в основном различаются по отношению нормативного кварца к фемическим компонентам. По-видимому, преобладают пантеллериты — более щелочные и обогащенные темноцветными минералами породы. Они характерны для вулканов Фантале, Босет, Гдуа, Гедемса и ряда других. В то же время в непосредственной близости к пантеллеритовому вулкану и даже на одной с ним питающей трещине может находиться комендитовый, как это наблюдается в двойном вулкане Босет [Brotzu et al., 1980].

В минералогическом отношении лавы обоих типов однообразны. Фенокристы представлены энigmatитом, клинопироксеном, щелочным полевым шпатом, иногда железистым оливином. Основная масса хорошо раскристаллизована, сложена теми же минералами, кварцем, рудными. К-Аг датировки для силицитовых стратовулканов пока немногочисленны. Трахиты в основании вулкана Босет Гуда имеют возраст 1,5—1,6 млн лет [Morbidelli et al., 1975], а молодые потоки трахита и обсидиана на западном склоне того же вулкана соответственно 0,23 и 0,16 млн лет [Morton et al., 1979]. Игнимбиты, связанные с разрушенным вулканом Тинниш Фантале, по-видимому, имеют возраст 1,5 млн лет [Kazmin, Seifemichael Berhe, 1978]. Три определения для лав вулкана Зуквала дают возрастной интервал 0,8—1,3 млн лет, риолиты небольшой сильно разрушенной кальдеры Боку, южнее Назрета, а также игнимбиты кальдеры Гедемса имеют возраст 0,85 млн лет [Morton et al., 1979]. Возраст риолитов, интрузирующих дуговые сбросы кальдеры Гадемота, — 1,6 млн лет [Laury, Albritton, 1973], для сходных по структурному положению риолитов кальдеры Вобича в южной части рифта получена датировка 1,57 млн лет [Kazmin et al., 1980c]. Имеющиеся данные позволяют считать, что формирование пантеллеритовых стратовулканов происходило в интервале от 1,5 до 0,2—0,1 млн лет.

Трещинные базальты связаны с открытыми трещинами растяжения в поясах Вончи и Абайя. По мере закупорки трещин вдоль них формировались цепочки шлаковых конусов и взрывных кратеров. Характерна большая свежесть поверхности лавовых потоков, представленных зачастую типичными аа-лавами. Особенно мощным развитием базальты пользуются между вулканами Фантале и Босет, а также южнее в полосе к западу от озер Кока и Звай.

Другой район обширных базальтовых излияний расположен к северу от оз. Абая.

Обычно по степени сохранности поверхности и по соотношению с формами рельефа различаются верхнеплейстоценовые и голоценовые покровы. Последние контролируются долинами современной гидросети, переливаются "водопадами" через самые молодые сбросовые уступы. В то же время даже самые свежие шлаковые конуса нарушены и часто смещены трещинами.

По химическому составу четвертичные базальты Эфиопского рифта относятся к слабощелочному (промежуточному) или щелочному типу. В порфиритовых разностях фенокристаллы сложены магнезиальным оливином и авгитовым пироксеном, в то время как в основной массе иногда встречается щелочной полевой шпат. Более четко щелочной характер выражен в базальтах района Бута-Джиры (пояс Абая), характеризующихся обилием оливина в основной массе [Di Paola, Seifemichael Berhe, 1979]. Существенную роль играют низкоглиноземные гавайиты, муджиериты и бенморейты, свидетельствующие о значительном развитии процессов дифференциации.

Как уже упоминалось, магмоподводящие трещины пояса Вонджи секут пантеллеритовые стратовулканы и кальдеры. Имеющиеся восемь К-Аг датировок возраста базальтов в районе к югу и северу от Назрета располагаются в интервале от 0,61 до 0 млн лет. Последнее определение относится к историческим лавовым потокам в районе кальдеры Коне и пос. Метакара.

Очень близки к базальтам Эфиопского рифта четвертичные базальты рифта оз. Тана. Щелочной характер вулканитов не вызывает сомнения — они представлены оливиновыми щелочными базальтами и базанитами. Обширные поля этих пород находятся к югу от оз. Тана, откуда они прослеживаются до Голубого Нила. С заключительными этапами вулканической активности связано образование многочисленных шлаковых конусов. С базальтами пространственно ассоциируют потоки и купола комендитов.

Незначительная по масштабу вулканическая активность сходного типа отмечена также в рифтах Стефания и Туркана. Здесь развиты отдельные базальтовые шлаковые конусы и небольшие кольцевые дайки игнимбритов. Наиболее примечательна цепочка пирокластических конусов — гряда Корат, расположенная севернее оз. Туркана (Рудольф). Конусы насажены на разрыв север-северо-восточного простиранья. Лапиллиевые туфы, слагающие конусы, перекрыты потоками базанитов и безоливиновых тефритов. Возраст вулканитов, по данным радиоуглеродного анализа, около 8 тыс. лет [Brown, Carmichael, 1969, 1971].

Четвертичный вулканизм Афара существенно отличается от синхронного вулканизма Эфиопского рифта. В Афаре также четко проявлена связь вулканизма с различными элементами внутририфтовой структуры, но при этом состав вулканитов существенно иной. В зависимости от структурного положения, в Афаре обычно выделяют: 1) вулканические комплексы осевых хребтов, 2) краевые вулканические комплексы, 3) комплексы поперечных вулканических хребтов [Barberi et al., 1970; CNR—CNRS, 1973; Barberi, Varet, 1975a].

Вулканические комплексы осевых хребтов. В северо-западной и центральной частях Афара располагается дугообразная система вулканических хребтов, контролируемых зонами активных трещин растяжения. На северо-западе Данакильской депрессии протягивается хребет Эртале, занимающий строго осевое положение (рис. 22). К югу от него система осевых хребтов раздваивается на параллельные зоны: северную и южную. Обе они в виде двух обращенных выпуклостью к югу дуг прослеживаются в сторону залива Таджура. Северная зона включает хребты Тат Али, Манда Инакир и Азаль, южная — хребты Алайта, Манда Хараро (с вулканическим центром Боина), Габилема и Дама Але (см. рис. 40). Ранние стадии развития осевых хребтов характеризовались трещинными излияниями, позднее сменившимися изверже-



Рис. 22. Космический снимок со специального спутника (ERTS, США). Масштаб 1:1000000. В северной части снимка видны осевые хребты Эртале, Алайта и Тат Али. Южная часть занята покровами стратойдных базальтов Афарской серии, нарушенными многочисленными сбросами

ниями центрального типа. Некоторые конусы несут следы подводной абразии [CNR—CNRS, 1973]. Многие вулканы извергались в недавнем историческом прошлом, а вулкан Эртале активен и в настоящее время [Varet, 1971]. В 1978 г. излияния из вновь образованной трещины происходили в районе оз. Азаль.

Вулканические породы осевых хребтов представлены в основном базальтами, относящимися к слабощелочной разновидности промежуточного типа. Эти породы, а также дифференциаты — андезито-базальты и высокожелезистые базальты — составляют в хребте Эртале 91,4% всей массы излившихся лав. Остальное приходится на поздние излияния темных трахитов (8,1%), пере-сыщенных трахитов и щелочных риолитов (0,5%). Характерно подавляющее преобладание лав над пирокластами.

Базальты богаты оливином, иногда обнаруживают близость к пикритам.

По нормативному составу они относятся к оливиновым толеитам, но имеют минералогический состав щелочных базальтов (отсутствие ортопироксена и пиронита, присутствие титанистого авгита, иногда щелочной полевой шпат в основной массе). Дифференциация базальтов обнаруживает специфический тренд, не характерный ни для толеитовой, ни для щелочно-базальтовой серий и выражающийся в накоплении железа в промежуточных разностях (андезито-базальтах или гавайитах).

Темные трахиты — стекловатые породы, формирующие потоки аа-лав. В микрокристаллической основной массе различаются андезин — олигоклаз, орто- и клинопироксен. Содержание кремнезема выше, чем в базальтах, в то время как содержание железа и титана остается высоким.

Финальные продукты вулканизма — пересыщенные трахиты и щелочные риолиты — представлены стекловатыми лавами с мелкими фенокристаллами анортклаза, фаяллита и феррогеденбергита. Риолиты отличаются более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ , некоторые из них принадлежат к пантеллеритам.

Геологические и петрологические данные убедительно свидетельствуют в пользу единства всей серии дифференциатов в рамках процесса вулканологической эволюции [Barberi et al., 1970; CNR—CNRS, 1973, и др.]. Это подкрепляется и данными по соотношениям изотопов стронция, имеющими для всех пород серии низкие "мантийные" значения (0,702—0,705), позволяющие исключить контаминацию корового материала. По мнению цитированных авторов [см. также Barberi et al., 1974, 1975b], подобное направление дифференциации является специфическим для базальтов промежуточного типа.

Максимальный возраст для базальтов осевых хребтов получен в хребте Эртале и равен 1,2 млн лет [Barberi et al., 1972]. В хребте Манда Инакир получены датировки около 0,5 млн лет [Civetta et al., 1975b].

Краевые вулканические комплексы. Вдоль западного борта Афара, а также на Данакильском горсте известно несколько крупных силикатных стратовулканов, ассоциирующих иногда с полями трещинных излияний базальтов. Для всех этих вулканических комплексов характерно положение вблизи выходов кристаллического фундамента, а в более широком смысле — связь с областями континентальной коры, испытавшей значительно меньшее утонение, чем в центре Афара.

Типичным представителем таких вулканов является массив Прюво (Ма'Алалта) близ западного борта депрессии. Он образован стратовулканом 15 км в диаметре, вытянутым в северо-восточном направлении и увенчанным большой кальдерой. Продукты извержений представлены пемзой и игнимбритами, перемежающимися с потоками лав и интродуцированными в центральной части трахитовыми куполами. Один из пластов игнимбритов покрывает окружающую равнину на 30 км от вулкана. По составу вулканиды относятся как к щелочным, так и к нормальным риолитам, а также к пересыщенным трахитам. К югу и к северу от стратовулкана развиты голоценовые трещинные излияния базальтов. Сходное строение имеет комплекс Биду на Данакильском горсте, объединяющий три крупных стратовулкана, а также вулкан Алид на северо-западном окончании Данакильской депрессии южнее зал. Зула. Возможно, что к этой же категории относится вулкан Муса Али на западной окраине Данакильского горста. В целом, краевые комплексы Афара демонстрируют большое сходство с вулканидами пояса Вонджи Эфиопского рифта. Петрологические и изотопные данные для массива Прюво указывают на участие корового материала в формировании кислых пород.

Абсолютный возраст риолитов вулкана Прюво — 0,55 млн лет, возраст поздних потоков обсидиана — 0,12 млн лет [Barberi et al., 1972]. Поздние потоки трахитов вулкана Муса Али имеют возраст 0,15 млн лет [Civetta et al., 1975b].

Поперечные вулканические хребты развиты в западной прибортовой части Афара, а также на Данакильском горсте. Они контролируются системами поперечных трещин северо-восточной (или широтной) ориентировки, с которыми в некоторых случаях связаны смещения бортовых уступов рифтовой впадины. По-видимому, поперечные разломы пересекают Афар, но в центральной части депрессии проследить их, как правило, не удастся.

На западной периферии Афара известен лишь один поперечный вулканический хребет — Дабайра, образованный эллиптическим щитовым базальтовым вулканом, вытянутым в северо-восточном направлении и цепочкой кратеров и конусов. На противоположной стороне Афара, на Данакильском горсте прослеживается продолжение этого линеамента, выраженное системой питающих трещин базальтового хребта Дубби. Последние излияния происходили здесь в 1861 г. Как и в хребте Дабайра, силицитовые продукты представлены небольшими экструзиями риолитов, занимают резко подчиненное положение.

Линеамент Дабайра-Дуби прослеживается в Красное море, где к нему приурочены вулканические острова Код Али и Ханиш. Остров Код Али представляет собой взрывной вулканический конус, состоящий почти нацело из включений ультраосновных и основных пород, связанных тонкой пленкой щелочного базальта. В составе включений — двупироксеновое габбро, пироксенит, лерцолит. Ультраосновных включений в 50 раз больше, чем основных [Hutchinson, Gass, 1971]. Остров Ханиш сложен щелочными базальтами и трахитами, также с ультраосновными включениями.

Вулканические хребты Ассабский и Гуфа имеют широтную ориентировку и пересекают Данакильский горст [De Fino et al., 1973]. Многочисленные конусы Ассабского хребта сложены анкарамитовыми нефелиновыми базальтами со множеством нодулей ультраосновных и основных пород, среди которых установлены гарцбургиты, шпинелевые лерцолиты, полевошпатовые перидотиты и габбро с полосчатой структурой. Сопоставление содержаний рассеянных элементов в нодулях и базальтах показало, что ультраосновные нодули являются, скорее всего, реститом при 6—10%-ной плавке исходного лерцолитового вещества [Otonello et al., 1975]. Полосчатое габбро и троктолит являются куммулятами фракционирующегося базальтового расплава [Otonello, Piccardo, 1979].

Для базальтов хребтов Дубби и Ассабского имеется три среднеплейстоценовых определения абсолютного возраста: 0,28; 0,4 и 0,6 млн лет [Civetta et al., 1975b].

### Осадочные комплексы континентальных рифтов

В континентальных рифтах Северо-Восточной Африки осадочные комплексы занимают подчиненное положение. Они представлены озерными, аллювиальными и пролювиальными фациями. Морские отложения развиты только на севере Афара, в Данакильской депрессии, к северу от 13° 20' с.ш.

### СЕВЕРНЫЙ АФАР

Северный Афар (Данакильская депрессия) характеризуется наиболее мощным и полным осадочным разрезом (рис. 23, см вкл.).

Данакильская группа (Красная серия). Под этим названием выделяется толща осадков, развитых в прибортовых уступах Данакильской депрессии [Bannert et al., 1970, Kürsten, 1975], а также в грабене Гарсат, отделенном от остальной части депрессии горстом Балакия [Garland, Kazmin 1979]. Большая часть разреза (мощностью до 1000 м) сложена красноцветными кластическими осадками — песчаниками, конгломератами, аргиллитами, часто загипсованными или засоленными. В нижней части разреза породы характеризуются более грубым

составом и особенно интенсивной красно-фиолетовой окраской, что может быть связано с эрозией латеритовых почв на плечах депрессии. Изредка встречаются прослои озерных ракушечников и потоки субаквальных базальтов. Эти отложения — продукты интенсивного размыва воздымавшихся бортов рифта — залегают на различных породах дорифтового основания, включая и нижнемиоценовые вулканиты Трапповой серии. Так, к востоку от оз. Афдера отмечено залегание пород Красной серии на базальтах с возрастом 24 млн лет [Bannert et al., 1970]. Накопление осадков происходило главным образом в пресном или солоноватом озерном бассейне.

Породы верхней части группы, 30—60 м мощностью, резко отличаются литологически и залегают на подстилающих отложениях с размывом. Они представлены мягкими известняками с гастроподами и кораллами, конгломератами, глинами желтоватого и серого цветов. Органические остатки позволяют говорить лишь о плиоцен-четвертичном возрасте толщи.

К-Аг определения абсолютного возраста базальтов, переслаивающихся с осадками нижней части разреза (ниже поверхности несогласия), дали цифры от 7 до 3,5 млн лет, а по одному из горизонтов риолитовых туфов получен возраст 8 млн лет [Kreuzer et al., 1969]. Вероятно, накопление красноцветов началось несколько ранее, но вряд ли ранее 10—10,5 млн лет [Taieb et al., 1979]. Верхнеплиоценовый возраст верхней части континентального разреза позволяет предположительно отнести морские осадки к низам плейстоцена.

**Эвапоритовая формация.** Мощные толщи каменной соли с прослоями гипса и калийных солей развиты в осевой части Данакильской депрессии между 13°45' и 14°30'с.ш. На поверхности, области развития солевой толщи соответствует так называемая соляная равнина, образованная перетолженной каменной солью. Более глубокие горизонты вскрыты в соляных куполах и фреатических кратерах, связанных с современной вулканической деятельностью, а также в разведочных скважинах. По имеющимся данным [Holwerda, Hutchinson, 1968], скважинами пройдено около 1000 м галита с прослоями гипса, каинита, сильвина и других калийных солей. К-Аг определения возраста последних дали 76 тыс. лет на глубине 73 м, 88 тыс. лет на глубине 137 м, возможно, 125 тыс лет на глубине 610 м [Hutchinson, Engels, 1970]. Сейсмическими исследованиями, методом отраженных волн мощность эвапоритовой формации определена от 2,2 до 3,5 км, причем первая цифра считается более вероятной [Behle et al., 1975]. Для верхнего, датированного, интервала разреза скорость осаднения соли составляет 1—1,2 см/год. Экстраполируя эту скорость на весь разрез, можно предполагать, что возраст соли не выходит за пределы четвертичного периода. Накопление соли в лагунных условиях последовало, очевидно, вслед за морской ингрессией в конце плиоцена или начале плейстоцена. Не исключено, что в краевых частях депрессии соли частично замещаются кластическими осадками "Красной серии" или более молодыми отложениями предгорных шлейфов. Последние представлены конгломератами, песчаниками и супесями сливающихся конусов выноса в подножии западного уступа Афара и Данкильских Альп, а также аллювием высоких террас. Эти образования датируются по находкам ашельских орудий как среднеплейстоценовые. Таким образом, устанавливается их синхронность верхней части солевой толщи.

**Слои Энкафала или группа Зарига** [Brinckmann, Kürsten, 1971]. Морские отложения верхнеплейстоценового возраста трансгрессивно залегают на кластических осадках среднеплейстоценовых предгорных шлейфов и представлены калькаренидами, рифовыми и оолитовыми известняками мощностью около 20 м. В основании часто отмечается базальный конгломерат, обычные латеральные переходы в гипсы, накопившиеся в краевых и южной частях бассейна. Последний простирался на 250 км к юго-востоку от залива Зула. Крайний южный выход гипсов отмечается южнее вулканического хребта Тат Али

на 12°45'. Наблюдается значительное расхождение между U-Th и <sup>14</sup>C определениями абсолютного возраста по раковинам моллюсков. Первые группируются вокруг цифр 80 и 200 тыс лет [Lalou et al., 1970], вторые, считающиеся обычно более достоверными, дают возраст от 24405 до 34470 лет [Bannert et al., 1970; Bonatti et al., 1971].

**Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения** включают аллювий низких террас и современных русел, а также молодые щебневые и супесчаные накопления на дне Данакильской депрессии. Озерные отложения террас озера Афдера представлены органогенными известняками с небольшой примесью диатомей. Радиоуглеродные определения абсолютного возраста по органике располагаются в интервале 5—9 тыс лет. Резкое падение уровня фиксируется после 7 тыс лет, так что современное озеро является реликтом более крупного, образовавшегося, возможно, еще в плейстоцене.

#### ЗАПАДНЫЙ АФАР

Крупный седиментационный бассейн расположен у подножия западного борта Афары между 10 и 11°30' с.ш. В орографическом плане он отвечает меридиональному отрезку течения р. Аваш и в некоторых работах описывается как "бассейн среднего Аваша". В долинах Аваша и его широтных притоков вскрыта мощная — до 800 м — толща континентальных отложений различного генезиса. Разрез включает 10 потоков базальта и 28 горизонтов туфа, пригодных для абсолютной датировки, но в большинстве пока не датированных. По фауне позвоночных и литологии разрез расчленен на 14 фаунистических зон, сгруппированных в пять более крупных литостратиграфических комплексов (Kalb, 1979).

Базальный и нижний комплексы характеризуются развитием пестроцветных озерных отложений, включающих мощные пласты диатомитов, а также слои гастроподовых и водорослевых известняков. По соотношению с базальтами стратойдной серии можно предполагать, что нижние части разреза (основание не вскрыто) имеют возраст около 10 млн лет, а верхняя часть по остаткам млекопитающих датируется нижним—средним плиоценом.

Нижняя часть среднего комплекса в основном верхнеплиоценового возраста, включает формацию Хадар, выделенную в долине одноименного притока р. Аваш. Формация Хадар представлена осадками нескольких седиментационных циклов, отвечающих этапам усиления и последующего затухания эрозионного вреза. Аллювиально-пролювиальные отложения (осадки небольших промоин и водотоков) включают мелкогалечные конгломераты, пески и загипсованные глины [Taieb et al., 1972]. Изредка встречаются остракодовые известняки. В отложениях этого уровня обнаружены многочисленные остатки крупных млекопитающих, а также древнейшие остатки гоминид, включая скелет *Australopithecus afarensis* хорошей сохранности [Johanson, Taieb, 1976]. По K-Ar определениям абсолютного возраста слоев цинерита выше и ниже по разрезу, костеносный горизонт отнесен к интервалу 2,6—3,1 млн лет [Aronson et al., 1977].

Верхняя часть среднего комплекса сформирована озерными отложениями, для которых характерны линзы водорослевых известняков. Наблюдаются сложные фациальные взаимоотношения с осадками дельт и аллювием, а местами и золовыми образованиями. Горизонты палеопочв маркируют периоды высыхания озера, а мощные однородные слои с градиционной слоистостью — периоды спокойной седиментации. По возрасту, отложения верхов среднего комплекса относятся к нижнему—среднему плейстоцену, что установлено по широкому распространению ашельских орудий.

Разрез венчается толщей аллювиально-пролювиальных осадков верхнего плейстоцена и голоцена (верхний комплекс), содержащих многочисленные орудия мезолитической и неолитической культур.

Впадины Восточного Афара характеризуются разрезами значительно меньшей мощности и меньшего стратиграфического объема. Осадочные образования древнее верхнего плиоцена встречаются спорадически в виде прослоев в вулканических породах. Юго-западнее оз. Азаль осадочная серия представлена переслаиванием глин, песчаников, ракушечников, загипсованных суглинков, диатомитов общей мощностью до 200 м. Эти, преимущественно озерные, отложения включают покровы субаквальных базальтов с возрастом 2,4 млн лет в нижней и 0,8 млн лет в верхней частях разреза. Таким образом, низы этих отложений синхронны верхам формации Хадар. Сходные толщи развиты во впадине Габаад [Roger et al., 1975].

После периода озерной седиментации последовал эрозионный цикл, выработавший основные элементы рельефа впадин и предшествовавший накоплению среднеплейстоценовых аллювиальных отложений. Последние содержат многочисленные кремневые орудия ашельского типа. Верхнеплейстоценовые и голоценовые толщи представлены в основном глинами, известняками, диатомитами отложений озер Аббе и Азаль и характеризуются радиоуглеродными датировками от 2300 до 6000 лет [Voucarut et al., 1979].

### ЭФИОПСКИЙ РИФТ

Осадочные комплексы Эфиопского рифта представлены озерными и аллювиальными отложениями. Первые развиты на двух стратиграфических уровнях — верхнемиоценовом и четвертичном. Накопление аллювиальных толщ также происходило в четвертичную эпоху.

**Верхнемиоценовые озерные отложения** (формация Чорора) известны в приафарском сегменте рифта. Их разрозненные выходы встречаются в полосе около 100 км длиной, вытянутой вдоль подножия восточного бортового уступа. Осадки, представленные в основном диатомитами, накапливались в озерной впадине, приуроченной к краевому грабену.

Крайние северо-восточные выходы рассматриваемой толщи известны восточнее вулкана Афдем, откуда их удастся проследить до района пос. Чорора на склоне восточного бортового уступа рифта и далее в долине р. Арба.

Диатомитовые отложения были выделены в качестве формации Чорора, а затем детально исследованы О. Сикенбергом и Н. Шонфельдом [Sickenberg, Schönfeld, 1975]. В типовом разрезе к северо-западу от одноименного поселка формация имеет мощность около 50 м и подстилается пластом риолитового игнимбрита. Последний, в свою очередь, залегает на базальте с абсолютным возрастом 10,5 млн лет [Kunz et al., 1975]. Главная масса пород представлена белыми или желтыми диатомитами. Они переслоены тонкими горизонтами пелловых туфов или игнимбритов, местами составляющими до 15% от общей мощности разреза. В районе пос. Чорора в верхней части разреза отмечается пласт песчаника с остатками позвоночных, а в кровле формации — пласт монтмориллонитовых глин, перекрытый грубым конгломератом. Конгломерат маркирует конец озерной седиментации. Выше следуют риолитовые игнимбриты с возрастом около 9,0 млн лет, принадлежащие к низам серии Назрет.

**Четвертичные озерные бассейны** в противоположность бассейну Чорора, занимавшему краевое положение, расположены в центральной части рифта. Можно выделить три крупных озерных котловины, разделенные водоразделами. В пределах северной котловины расположены современные озера Звай, Лангано, Шала и Абьята, в центральной котловине — озеро Аваса, а в южной — озера Абая и Чамо. Все эти озера являются реликтовыми: в период наиболее высокого стояния 35—21 тыс. лет назад уровень воды был на 100 м выше современного, так что не только озера в пределах котловин, но и отдельные круп-

ные котловины могли временно соединяться в огромное озеро [Laury, Albritton, 1973].

Изучены озерные отложения пока слабо. Предполагается, что в окрестностях оз. Звай, в северной котловине, озерная седиментация началась около 1,6 млн лет тому назад — в эпоху погружений крупной кальдеры Гадемота. Одновременно в краевой части озерной котловины накапливались аллювиально-дельтовые отложения формации Гадемота — супеси, суглинки, пески, галечники. Озерные отложения представлены в основном органогенными известняками, диатомитами, мергелями. Как правило, в них присутствует значительная примесь тонкого туфогенного материала, количество которого резко возрастает к периферии озерных котловин до полного замещения осадочных пород вулканогенными. Нередки прослойки туфов и игнимбритов. Полная мощность озерных отложений не установлена, но, по-видимому, она превышает 150—200 м.

Для озерного разреза известно несколько U-Th определений абсолютного возраста, не превосходящих 280 тыс. лет. Снижение уровня озера началось с 21 тыс. лет. Обособление современных озер внутри котловины произошло сравнительно недавно, менее 5300 лет назад. Сходный путь развития характерен и для других менее изученных озерных котловин Эфиопского рифта.

Аллювиальные отложения широко развиты в долинах рек Аваш и Билате и их притоков. Последовательность образования речных террас лучше всего изучена в долине Аваша, в районе Мелка Контуре к югу от Аддис-Абебы. Здесь выделено восемь эрозионных циклов [Chavaillon, 1979]. В верхней части аллювиального разреза древнейшего (первого) цикла обнаружена стоянка Гомборе, соответствующая по характеру орудий верхам слоя I — низам слоя II Олдувая (1,5 млн лет). Отложения третьего цикла содержат орудия, соответствующие эпохе развитого Олдувая (1,4 млн лет). Их перекрывает слой туфа с возрастом 1,1—1,3 млн лет. Аллювиальные осадки четвертого цикла включают слой туфа с возрастом 0,7 млн лет, а также среднеашельские орудия. Последние характерны и для слоев пятого цикла, тогда как в отложениях шестого и седьмого циклов найдены соответственно орудия верхнего и финального ашеля. В кровле аллювиальных осадков седьмого цикла появляются мезолитические орудия и керамика неолита. Устанавливается, таким образом, что формирование долины и накопление аллювиальных комплексов р. Аваш охватывает практически весь четвертичный период.

#### РИФТ ТУРКАНА

В выполнении рифта Туркана осадочные породы играют доминирующую роль. В северной части рифта (низовья р. Омо) их разрез был детально изучен за последние 15 лет в связи с поисками остатков древнейших гоминид. Работы проводились большой группой американских и французских исследователей под руководством и при участии Л. Лики, Р. Лики, Ш. Арамбура, Ф. Ховелла, К. Бутцера, М. Коппенса и ряда других. Разрез охватывает осадки плиоцена и четвертичной эпохи, объединенные в группу Омо. Накопление осадков происходило либо в оз. Туркана (Рудольф), либо по его периферии в условиях, близких к современному. Упрощенный разрез группы Омо, по К. Бутцеру [Butzer, 1971, 1976], выглядит следующим образом (снизу):

Формация Мурси залегает несогласно на дислоцированных риолитах верхнемиоценового (?) возраста. На юго-восточном окончании кряжа Нкалабонг разрез включает около 150 м глин, супесей и песков с подчиненными прослоями туфов. Эти дельтовые и флювиально-литоральные осадки перекрыты покровом базальтов 230 м мощностью с К-Аг возрастом 4,18 млн лет. Нижний возрастной предел осадочной толщи не известен, но обычно формация считается нижнеплиоценовой.

**Формация Нкалабонг** залегает несогласно на дислоцированных сбросами базальтах Мурси. Она сложена кластическими аллювиальными осадками, сменяющимися вверх по разрезу золотыми песками и, наконец, субаквальными туфами. Общая мощность осадков 88 м. Хотя достоверных определений абсолютного возраста нет, по соотношению с подстилающими и перекрывающими толщами формация уверенно относится к нижнему плиоцену.

**Формация Шунгура** сложена коричневыми, серыми и бурыми глинами, супесями, песками, гравием, ракушняковыми известняками, а также включает 10 маркирующих горизонтов тонкозернистых пепловых туфов. Общая мощность отложений 600 м. Для нижней части формации характерна циклическая аллювиальная седиментация с несколькими периодами эрозии. Вверх по разрезу аллювий сменяется дельтовыми, а затем и озерными осадками. К-Аг датировки туфов определяют возраст формации от 3,75 до 1,81 млн лет.

Верхнеплиоценовые отложения формации Шунгура известны находками гоминид, встречающихся вплоть до низов разреза с предположительным возрастом более 3 млн лет. Находки включают два вида австралопитеков — *Australopithecus cf. africanus* и *A. cf. boisei*. В слоях с остатками гоминид встречаются примитивные каменные орудия.

Главная область развития формации Шунгура находится западнее р. Омо, недалеко от места ее впадения в оз. Туркана. В долине р. Усно (левый приток Омо) известны выходы аллювиальных осадков, включающих горизонт базальта с К-Аг возрастом 3,3 млн лет. Эти отложения мощностью около 200 м содержат остатки гоминид и обычно сопоставляются с формацией Шунгура.

После накопления осадков формаций Шунгура и Усно имела место эпоха деформации. Нижнеплейстоценовые отложения в рифте Туркана пока не выявлены, а вышележащие толщи формации Кибиш относятся к среднему плейстоцену — голоцену.

**Формация Кибиш** развита в бассейне одноименной реки — правого притока р. Омо. Она сложена недислоцированными рыхлыми песками, супесями, глинами, содержащими раковины пресноводных моллюсков. Накопление осадков происходило в дельтах и прибрежно-озерных условиях. Вулканические породы представлены маломощными горизонтами пепловых туфов. По U-Th определениям низы формации имеют возраст 130 тыс. лет, а верхние горизонты, согласно радиоуглеродным определениям, относятся к голоцену. Разрез венчается литологически сходными слоями Нарок, имеющими возраст 3250—6600 лет.

За последние 35 тыс. лет максимальный подъем уровня оз. Туркана приходится на 9,5 тыс. лет. Эпохи подъема уровня (трансгрессии) отмечаются также 6,2 и 3 тыс. лет назад.

Интересны данные о скоростях осадконакопления, которые в первом приближении рассматриваются некоторыми исследователями как эквивалентные темпам погружения в рифтовых впадинах. По данным Ж. Тирселина и Х. Фора [Tiercelin, Faugé, 1978], скорости седиментации для датированных интервалов разреза составляют (в мм/год):

Северный Данакиль 0,7—1,5 и 1,0—3,5 (соленакопление было более быстрым до — 10—15 [по данным CNR—CNRS, 1973])

Западный Афар, формация Хадар	0,25
Приафарский сегмент Эфиопского рифта, формация Чорора	0,07
Эфиопский рифт, формация Гадемота	0,125
Рифт Туркана, группа Омо	0,3

## Осадочные и вулканогенные комплексы Красноморского и Аденского рифтов

### ОЛИГОЦЕН

Древнейшие осадки, связанные с развитием Красноморского и Аденского рифтов, олигоценового возраста (рис. 24, см. вкл.). В разрезах южного побережья Аденского залива морские олигоценовые отложения развиты от мыса Гвардафуй до 49° в.д. Они представлены мелководными осадками — известковистыми песчаниками с прослоями мергелей, обычно в несколько десятков метров мощностью. В отличие от палеоценовых и эоценовых пород, распространение олигоценовых осадков ограничено рифтовой впадиной. В западном направлении морские отложения замещаются лагунными и континентальными. В районе г. Бербера разрез представлен мощной (до 2000 м) толщей пестроцветных глинистых сланцев с прослоями гипсов, ангидритов, доломитов, мергелей и известняков с пресноводной, остракодовой фауной. В верхах разреза появляются конгломераты. Возраст этих отложений (формация Средний Дабан) определен как олигоценовый по остаткам флоры (Azzaroli, Fois, de, 1964). Они формировались в условиях эстуариев и лагун.

Судя по присутствию эвапоритов, в отдельные периоды море проникало до западного окончания Аденского залива, возможно, к оси грабена прибрежные и лагунные отложения замещаются морскими, но это не доказано.

В Красноморском рифте фаунистически доказанные отложения олигоцена не известны. Лишь на побережье в районе Джидды выделяется маломощная толща песчаников и алевроитов с гематитовыми стяжениями, содержащая остатки флоры и, местами, раковины морских моллюсков. Возраст этих отложений, известных под названием формации Шумайси, определен либо как эоценовый [Geol. map. of the Arabian Peninsula, 1963], либо как олигоценовый [Syed, 1972]. Аналогичные слои мощностью 220 м (формация Хамамит), но без морской фауны отмечены в скважинах близ суданского побережья. Они включают 30-метровый покров базальтов, для которого имеется олигоценовая датировка К-Аг методом [Whiteman, 1968].

В более северных районах Красного моря и в грабене Суэцкого залива олигоценовые отложения достоверно не установлены. Возможно, что нижняя часть "глобигериновых мергелей" Суэцкого залива имеет "олиго-миоценовый" возраст [Саид, 1965]. К олигоцену в районе Суэцкого залива относят экструзии базальтов, связанные с рифтовыми разломами.

По имеющимся данным, в южной части Красного моря в районе Дахлакского архипелага глубокая скв. В-1, пройденная в непосредственной близости от осевого трога, вскрыла чередование солей и базальтов. В нижней части разреза базальты (формация Хармиль) имеют К-Аг возраст  $33,8 \pm 4,1$  млн лет, несколько выше известно определение  $36 \pm 10$  млн лет. Еще выше вскрыты базальты с возрастом около 25 и 20 млн лет. Эта "нормальная" последовательность покровов, чередующихся с пластами соли, нарушается пластообразными залежами базальтов (силлами?) с возрастом 3—5 или 10 млн лет. Радиометрические определения показывают, что в осевой зоне рифта базальтовый вулканизм начался в нижнем олигоцене и что с этого же времени на отдельных участках шло осаждение солей. На удалении от осевого трога толща солей залегает непосредственно на доолигоценовых аргиллитах, испытавших слабый термальный метаморфизм около 36 млн лет назад [Lowell, Genik, 1972].

Появление олигоценовых эвапоритов в южной части Красного моря трудно связать с морской трансгрессией с севера, через Суэцкий залив, поскольку она началась не ранее конца олигоцена — начала миоцена. Более вероятно, что море в олигоцене проникло с востока, из Аденского залива.

## НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ МИОЦЕН

В береговой зоне Аденского залива миоценовые отложения представлены грубыми конгломератами и валунниками формации Верхний Дабан до 300 м мощностью, залегающими несогласно на олигоценых породах [Azzaroli, Foies, de, 1964; Козеренко, Ларцев, 1978]. В составе гальки преобладают эоценовые известняки. В сторону моря конгломераты замещаются обломочными и рифовыми известняками (формация Дубар), содержащими окаменелости аквитанского и бурдигальского ярусов нижнего миоцена, а в некоторых разрезах и среднемиоценовую фауну. Судя по распространению известняков Дубар, морской миоценовый залив проникал до западной оконечности Аденского рифта.

Ближе к осевой зоне рифта в миоцене накапливались однообразные нанноилы значительной мощности. Скважиной глубоководного бурения N 231 в 80 км от берега вскрыта толща таких илов, отвечающая возрастному интервалу средней миоцен — современная эпоха (рис. 25). Ниже расположен силл (?) базальта, из которого скважина не вышла [Init. Rep., 1974b].

В южной части Красного моря нижне-среднемиоценовые отложения имеют сложное строение. К нижнему миоцену в береговых разрезах отнесена формация Догали. Близ порта Масава формация сложена базальтами, аналогичными базальтам Трапповой серии близлежащего плато, с прослоями вулканокластических песчано-конгломератовых осадков. Осадочно-вулканогенная толща имеет мощность до 3000 м. По не вполне достоверным данным, базальты характеризуются абсолютными возрастными от 24 до 14 млн лет.

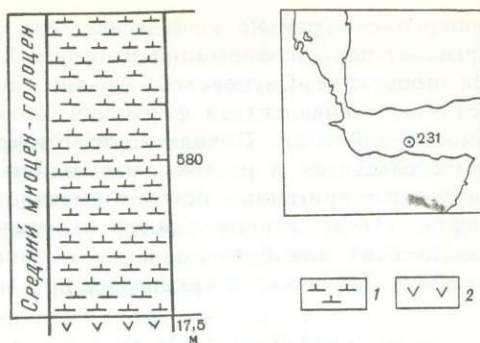
В разрезе скв. В-1, как уже упоминалось, установлены нижнемиоценовые базальты (25 и 20 млн лет), переслаивающиеся с пластами соли. Юго-восточнее скв. В-1 в разрезе скв. Амбер нижний миоцен, вероятно, представлен солями с прослоями ангидритов и глин. Таким образом, от борта к оси рифта наблюдается смена базальтов и кластических пород (Догали) эвапоритами и вновь базальтами (Хармиль).

От южной оконечности Красного моря нижнемиоценовые (или олигоцен-миоценовые) эвапориты прослеживаются вдоль западного борта рифта до 18—19° с.ш. Здесь в разрезах скважин Суданского побережья вскрыта формация Магхерсум, в основании которой залегает толща соли (455 м), сменяющаяся вверх по разрезу гипсами и ангидритами с прослоями песчаных мергелей. Эти породы согласно перекрыты морскими осадками среднего миоцена. Последние сложены чередованием мергелей, песчаников, конгломератов с подчиненными прослоями известняков, содержащих микрофауну, по которой эта толща сопоставляется с нижней глобигериновой серией Суэцкого залива [Carella, Scarpa, 1962; Encycl. petr., 1970]. Выше с размывом залегают осадки формации Абу Имама, представленные рифовыми известняками, калькаренидами, конгломератами с галькой докембрийских пород, песчаниками, мергелями. Общая мощность этих мелководных осадков, относящихся к верхам среднего или верхнему миоцену, около 130 м. Отмечается их латеральное замещение солями и гипсами. Особенно четко это видно в разрезе скв. Дурвара-2 у побережья Судана, где мелководные морские осадки включают четыре мощных пласта каменной соли.

Аналогичные разрезы наблюдаются в скважинах и близ Эфиопского побережья. Морские мелководные отложения выделяются здесь в качестве формации Хабаб, характеризующейся развитием песчаных и глинисто-мергелистых пород с прослоями эвапоритов. В отдельных разрезах (скв. Амбер и др.) доминируют соли, а терригенные породы представлены лишь редкими горизонтами глинистых сланцев. На Эфиопском побережье осадки формации Хабаб перекрывают терригенно-вулканогенные отложения формации Догали, возможно, частично замещают их по латерали. Такие же соотношения наблюдаются

Рис. 25. Упрощенный разрез скв. 231 глубоководного бурения в точке с координатами 11° 53' с.ш., 48° 14' в.д. [Init. Rep..., 19746]

1 — карбонатные (наннопланктонные) илы, 2 — базальты



на противоположном борту Красноморского рифта, где в основании разреза, вскрытого береговой скважиной Мансия, обнаружены морские среднемиоценовые слои с обильной примесью грубокластического материала [Syed, 1972]. Последнее указывает на близость активно размывавшегося

рифтового уступа. В общем, для среднего и верхней части нижнего миоцена характерно снижение или полное прекращение вулканической деятельности в пределах Красноморского рифта, совпадающее с затуханием вулканизма на Эфиопском и Йеменском плато. Период спокойной мелководно-лагунной седиментации последовал после ингрессии моря через грабен Суэцкого залива, что подтверждается типичным средиземноморским составом фауны в среднемиоценовых осадках Красноморского рифта. Связь с Аденским заливом была в это время прервана. Распределение и состав осадков зависели во многом от тектонической расчлененности дна рифта. Так, к западу от Джидды бурением доказано существование грабенов с осадочными разрезами большой мощности и горстов с почти полным отсутствием осадков [Syed, 1972].

#### ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

В Аденском рифте верхнемиоценовые отложения входят в состав мощной (до 1,5—2 км) однообразной толщи наннопланктонных илов, вскрытых глубоководным бурением [Initial Reports..., 19746]. Характер верхнемиоценовых осадков в Красноморском рифте резко отличен — почти повсеместно они представлены толщами солей и ангидритов формации Амбер.

Поверхность эвапоритов представляет собой хороший отражающий горизонт (рефлектор), геологическое значение которого было установлено разведочным и научно-исследовательским бурением [Initial Reports..., 1974a]. Геофизические данные, драгировки и наблюдения с обитаемого подводного аппарата "Пайсис" во время Красноморской экспедиции Института океанологии 1979—80 гг. установили повсеместное развитие эвапоритов, за исключением осевого трога 40—60 км шириной. Севернее 19° с.ш. осевой трог распадается на ряд отдельных впадин, а в северной части моря эвапориты развиты сплошным покровом.

Как уже отмечалось, отдельные горизонты эвапоритов переслаиваются с морскими осадками среднемиоценового возраста. По-видимому, уже в среднем миоцене периодически происходила изоляция Красноморского бассейна [Саид, 1965]. Главная масса красноморских эвапоритов, очевидно, верхнемиоценовая, мессинская, так как вверх по разрезу они сменяются морскими осадками низов плиоцена.

В разрезах по скважинам вдоль суданского, эфиопского и саудовского побережий мощность верхнемиоценовых солей колеблется от 200—300 до 1300 м. Возможно, в центральных частях бассейна их мощность даже больше, но здесь они не отделяются от подстилающих эвапоритов олигоцен-миоценового возраста.

В прибрежной полосе и на берегу верхнемиоценовые соли частично замещаются и перекрываются кластическими конгломерато-песчанистыми осадками формации Дессет, содержащими прослой гипсов и ангидритов. На эфиопском

побережье в районе г. Массава эти отложения с угловым несогласием перекрывают породы формаций Догали и Хабаб нижне-среднемиоценового возраста. На побережье Саудовской Аравии мощная, до 1300 м, толща кластических осадков, эквивалентная формации Дессет, согласно перекрывает разрез верхнемиоценовой соли. Появление кластических толщ в прибортовых частях рифта свидетельствует о резком воздымании тектонических уступов. В то же время давление терригенных осадков вызвало отток эвапоритов к центральным частям рифта. Отток сопровождался явлениями обрушения кровли, формированием хаотических зон брекчирования и привел к увеличению мощности эвапоритов в районе Дахлакского архипелага до 4—5 км, возможно более.

#### ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДКИ И ВУЛКАНИТЫ

На побережье Аденского залива развиты континентальные пролювиально-аллювиальные толщи, сменяющиеся в узкой прибрежной полосе рифовыми известняками. В глубоководных частях залива плиоцен и плейстоцен представлены наннопланктонными илами [Init. Reports..., 1974b].

В акватории Красного моря плиоцен-четвертичные осадки резко отличаются от подстилающих [Stoffers, Ross, 1974]. В связи с раскрытием Баб-эль-Мандебского пролива, отложение эвапоритов сменилось накоплением нормальных морских осадков с индоокеанским комплексом фауны. В низах толщи развиты доломитистые алевролиты и глинистые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу алевролитистыми глинами, обогащенными наннопланктоном. Мощность осадков 200—300 м. В южном направлении (Эфиопское побережье, Дахлакские острова) наблюдается переход к существенно карбонатным разрезам формации Дунишуб [Encycl. Petr. 1970]. Близ бортов рифта разрез обогащен кластическим материалом.

Осевой трог Красного моря и срединная рифтовая долина хребта Шеба в Аденском заливе характеризуются активным современным вулканизмом. Осадки в них либо почти полностью отсутствуют (осевой грабен); либо отличаются небольшой мощностью (краевые части трога).

Как показали подводные наблюдения в Красном море [Зоненшайн и др., 1981], вулканические проявления сосредоточены в пределах узкого (4—5 км) осевого грабена. Активные вулканы группируются в центральное вулканическое поднятие шириной 1—1,5 км.

Истечение лав происходит из привершинных и боковых кратеров (лавовых озер) по системе ветвящихся труб. Стенки труб сложены быстро закристаллизовавшимся на контакте с водой базальтом с радиальной отдельностью. По составу базальт отвечает низкокальциевому "абиссальному" толеиту [Chase, 1969; Schilling, 1969; Schneider, Wachendorf, 1973; Baker et al., 1975] с плотностью 2,8 г/см<sup>3</sup> [Plaumann, 1975]. В краевых частях осевого трога развиты такие же по химическому составу плиоцен-плейстоценовые базальты.

В южной части осевого трога по мере его затухания, толеиты замещаются базальтами промежуточного типа (вулканический остров Зубаир), затем щелочными базальтами (острова Ханиш, Зукар) [Gass et al., 1973].

На ранних стадиях формирования осевого трога, еще до разрыва эвапоритового покрова, базальты, видимо, внедрялись в эвапориты. Так образовались силлы базальтов с абсолютным возрастом около 10 и 3—5 млн лет, вскрытые скважиной В-1.

Помимо осевых зон, небольшие вулканические проявления известны в прибортовых участках Красноморского и Аденского рифтов. Они представлены излияниями щелочных базальтов и куполами щелочных риолитов. Типичными являются экструзии района г. Аден.

Особое место занимают обширные поля излияний щелочных базальтов к

востоку от Красноморского рифта в Саудовской Аравии, Иордании, Сирии. Вулканизм здесь начался еще в раннем миоцене или олигоцене (25 млн лет назад, возможно ранее) и продолжался до настоящего времени с пиками в плиоцене и голоцене.

Типичным вулканическим районом такого рода является плато Хауран в Сирии [Поникаров и др., 1969], сложенное покровами базальтов суммарной мощностью до 1500 м. Лавы покрывают более 6000 км<sup>2</sup>. Преобладают щелочные базальты часто с нефелином и анальцимом. Характерна высокая степень дифференциации от меланократовых разностей (пикриты, анкарамиты) до лейкобазальтов. Кислые породы отсутствуют. Излияния базальтов контролировались трещинами север-северо-западной ориентировки, вдоль которых располагаются цепочки вулканических конусов.

В юго-западной части Саудовской Аравии миоценовые—четвертичные вулканиды занимают площадь около 100000 км<sup>2</sup>. Излияния представлены типичной щелочной серией, включающей трахибазальты, трахиты, трахиандезиты, фолиты, нефелиниты, а также, в подчиненном количестве — риолиты [Baker et al., 1973]. Формирование вулканических комплексов вдоль северо-восточного борта Красноморского рифта связано с развитием последнего. Возможный характер такой связи обсуждается в главе VII.

Подводя итоги описанию вулканогенных и осадочных комплексов рифтовых структур Северо-Восточной Африки, отметим некоторые наиболее существенные положения.

1. Формационный состав выполнения рифтовых структур региона резко различен. Для Эфиопского рифта и Афара характерен мощный ранний (платобазальтовый) и поздний внутририфтовый вулканизм, при подчиненной роли осадконакопления. В Красноморском и Аденском рифтах господствовало накопление осадочных пород, проявления раннего платобазальтового вулканизма отсутствуют, внутририфтовые вулканические комплексы до начала формирования океанской коры были развиты ограничено. Очевидно, развитие Эфиопского рифта и Афара связано со специфическими структурными или иными условиями, отсутствовавшими в других рифтах региона.

2. Для вулканических комплексов Эфиопского рифта и Афара характерны следующие особенности:

а) излияния платобазальтов (траппов) начались в раннем эоцене, несколько раньше (около 55 млн лет) на севере Эфиопского плато и позже (48 млн лет) на юго-западе Эфиопии; центры вулканической активности находились западнее Афара и Эфиопского рифта;

б) максимального распространения вулканиды ранней стадии достигли в эпоху 40—30 млн лет, вслед за интенсивным разломообразованием, деформировавшим древние эоценовые базальты Ашанги;

в) трещинные излияния базальтов Аиба и Аладжи принадлежат по химическому составу к промежуточному (между щелочным и толеитовым) типу. Широким развитием среди них пользуются как слабощелочные, так и толеитовые разности; базальты с наиболее четко проявленной толеитовой тенденцией изливались в период 40—30 млн лет, т.е. непосредственно вслед за мощной фазой разломообразования;

г) отмирание трещинного вулканизма произошло раньше на севере Эфиопского плато, где 28 млн лет назад наметился переход к излияниям центрального типа; на юго-западе и востоке Эфиопии и в Северо-Западной Кении трещинные излияния продолжались до 18—20 млн лет;

д) кислые вулканиды (риолиты) появляются с 30 млн лет, т.е. вслед за массовым излиянием трещинных базальтов; геологические и петрохимические данные свидетельствуют об отсутствии переходов между кислыми вулканидами и базальтами, что позволяет говорить о развитии контрастной вулканической серии;

е) в целом для раннего этапа характера смена толеитовых и субщелочных базальтов (начальные стадии), щелочными (конечная стадия);

ж) для эпохи 15—10 млн лет характерна концентрация вулканизма (слабощелочные "промежуточные" базальты, щелочные риолиты) в широких и плоских проторифтовых депрессиях;

з) в период 10—12 млн лет вулканическая деятельность протекала в основном на дне быстро погружавшихся рифтов. Наметились глубокие различия между вулканизмом Афара (слабощелочного или толеитового типа) и Эфиопского рифта (господство извержений риолитов сильнощелочного типа);

и) четвертичный вулканизм Афара и Эфиопского рифта локализован в зонах интенсивного современного растяжения (осевых зонах) или системах поперечных трещин. При этом в Эфиопском рифте и в краевых частях Афара ведущее значение сохраняет силицитовый вулканизм, тогда как в центральном Афаре доминируют базальтовые серии. В осевых хребтах Афара появляются своеобразные вулканические комплексы, связанные с дифференциацией базальтовой магмы промежуточного типа. Для молодых базальтов Эфиопского рифта, рифтов Тана и Туркана, а также для базальтов поперечных хребтов Афара характерно преобладание щелочных разновидностей. Четвертичная эпоха в сравнении с предыдущей характеризуется сокращением вулканической деятельности;

к) на позднем (внутририфтовом) этапе развития наблюдается эволюция базальтов от щелочных к толеитовым. Это подчеркивается сравнением базальтов в рифтах, находящихся на разных стадиях развития — Эфиопском, Афарском, Красноморском. В то же время базальты Афара и платобазальты ранней стадии петрохимически идентичны. Очевидно, сходные по составу расплавы могли формироваться на разных стадиях утонения континентальной литосферы;

л) щелочные риолиты обнаруживают связь с областями максимального подъема геонизотерм и участками неутоненной или слабоутоненной континентальной коры (Эфиопский рифт, периферия Афара). Это может быть истолковано в пользу корового происхождения риолитов.

3. В осадочных разрезах Красноморского и Аденского рифтов наблюдается смена карбонатных и эвапоритовых осадков (олигоцен) грубокластическими (нижний миоцен). Такая последовательность подтверждает закономерность, согласно которой рифты зарождаются как плоские депрессии и лишь на более позднем этапе происходит усиление темпа вертикальных движений и соответственно усиление эрозии [Логачев, 1968; Флоренсов, 1968; Azzaroli, 1968].

4. Формирование эвапоритов Красного моря и Данакильской депрессии происходило в мелководных условиях, на что указывает связь с мелководными осадками и характерные структурно-текстурные признаки [Stoffers, Kühn, 1974]. Остается неясным, насколько высокая скорость соленакопления (до 1—1,5 см/г) отражает реальный темп погружения дна рифтов. С одной стороны, многие авторы считают подобную скорость погружения физически невозможной. Согласно гипотезе Хсю [Hsü et al., 1973], эвапориты могли накапливаться в глубоких некомпенсированных впадинах, периодически заполнявшихся морем. С другой стороны, подобная палеогеография маловероятна, скажем, для Данакильской депрессии в Афаре, где плейстоценовая эвапоритовая лагуна соседствовала с низкой сушей и сообщалась с мелководным бассейном Красного моря. Тем не менее скорости накопления солей в Данакиле были не меньшими, чем в Красном море.

Как бы там ни было, большая мощность эвапоритов требует многократного пополнения испаряющейся морской воды. Ингрессии моря в отшнурованные лагуны были связаны, скорее всего, с импульсами раздвижения и погружения дна рифтов. Таким образом, эпоха накопления эвапоритов отвечает эпохе тектонической активности в рифтовой зоне.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА РИФТОВЫХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Изучение рифтовых структур Северо-Восточной Африки предоставляет уникальную возможность проследить все стадии структурной эволюции рифтов от элементарных грабенов до рифтов с явными признаками разрастания океанского дна. В пределах Северо-Восточной Африки можно наблюдать континентальные рифты начальной (рифты Тана, Стефания) и зрелой стадий развития (Эфиопский рифт), рифтовые структуры переходного типа (Афар), и наконец, рифты с начавшимся спредингом (Красное море).

### Континентальные рифты начальной стадии развития

#### РИФТ ТАНА

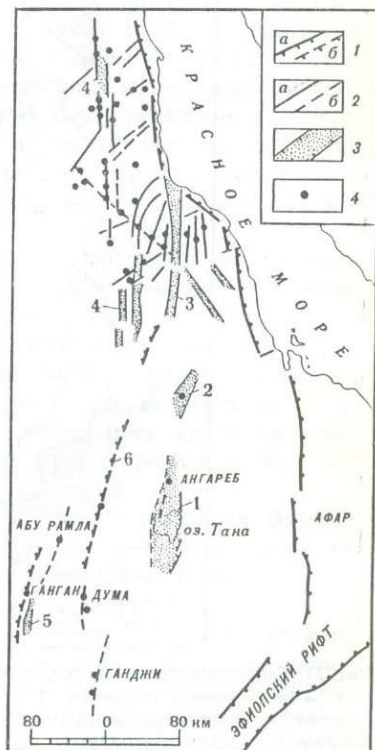
В центральной и северной частях Эфиопского плато наблюдается цепь небольших грабенов, простирающаяся в северном направлении до побережья Красного моря (рис. 26). В целом, эта система грабенов располагается на простирации рифта Туркана и может рассматриваться как структурное продолжение последнего. Крупнейший из грабенов данной системы — рифт оз. Тана [Mohr, 1967a], представляющий собой депрессию протяженностью около 180 км при ширине 40—60 км. Западный борт грабена совпадает с крутой флексурой, переходящей в северном направлении в сброс со смещением в первые сотни метров. Восточный борт выражен нечетко — здесь фиксируется несколько сбросов с небольшой амплитудой смещения. Центральная часть асимметричного грабена частично заполнена отложениями оз. Тана. Здесь также отмечаются покровы молодых базальтов и штокообразные интрузии трахитов. На северном продолжении грабена располагается кольцевой интрузивный комплекс Ангареб.

Аналогичная асимметричная структура, но с главным погружением вдоль восточного борта, располагается севернее в районе пос. Шираро. Грабен Шираро, целиком расположенный в породах докембрийского основания, близок по размеру к грабену Тана, но практически лишен осадочного выполнения и проявлений вулканизма. Единственным проявлением магматизма в грабене является щелочной кольцевой комплекс Гемалхо. Параллельно системе разломов Тана — Шираро в Восточном Судане и Западной Эфиопии прослеживается по крайней мере еще две

Рис. 26. Система грабенов и сбросов в Северо-Западной Эфиопии и Восточном Судане (с использованием данных А.В. Разваляева и Г.П. Шахова, 1978)

1 — крупные сбросы (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые);  
2 — прочие разломы (*a* — достоверные и *b* — предполагаемые);  
3 — грабены; 4 — кольцевые и штокообразные интрузивные комплексы гранитного, сиенитового и габброидного состава.

Грабены: 1 — Тана, 2 — Шираро, 3 — Барака, 4 — грабены в системе Динбского разлома, 5 — Сирголе, 6 — сбросовые уступы вдоль западной окраины Эфиопского плато



системы сбросов и сбросово-сдвигов — Баракская и Диибская, с которыми также связаны отдельные небольшие грабены и цепочки малых интрузий — щелочных, габброидных, гранитоидных [Исаев, Разваляев, 1977; Разваляев, Шахов, 1978]. Все эти системы сбросов и прерывистые цепочки грабенов можно рассматривать как элементарные структуры растяжения — зарождающиеся рифтовые зоны.

#### РИФТ СТЕФАНИЯ

Рифт Стефания представляет собой четко выраженный грабен, расположенный на северном окончании Кенийской рифтовой зоны (рис. 27). На территории Эфиопии он прослеживается на 100 км при ширине 30 км. В южной части с обеих сторон грабен ограничен крупными сбросами субмеридионального и северо-восточного простирания с вертикальным смещением не менее 2—3 км. В основании тектонических уступов обнажены докембрийские породы, перекрытые третичными базальтами. Дно грабена сложено речными и озерными осадками неустановленной мощности. Амплитуда смещения по западному сбросу нарастает к югу, в то время как восточный сброс затухает в том же направлении. Падение сбросов крутое в сторону грабена (рис. 28).

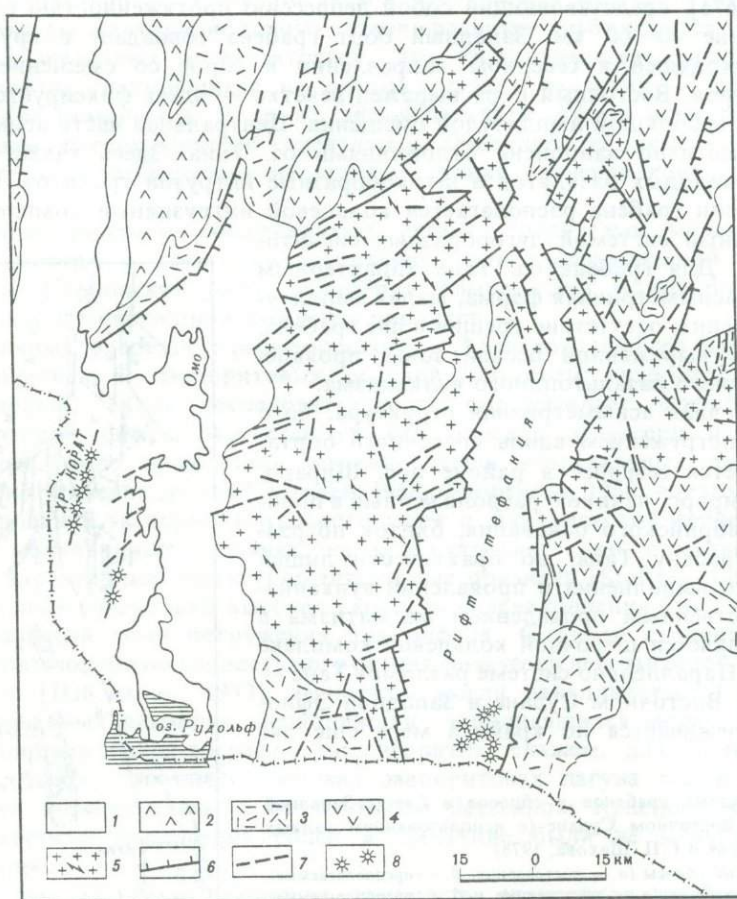


Рис. 27. Геологическая схема рифта оз. Стефания [По Davidson et al., 1973]

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты (плиоцен); 3 — трахиты, риолиты, игнимбриты, базальты (миоцен); 4 — базальты (эоцен—миоцен); 5 — докембрийские породы; 6 — главные сбросы; 7 — прочие разломы; 8 — вулканические конуса

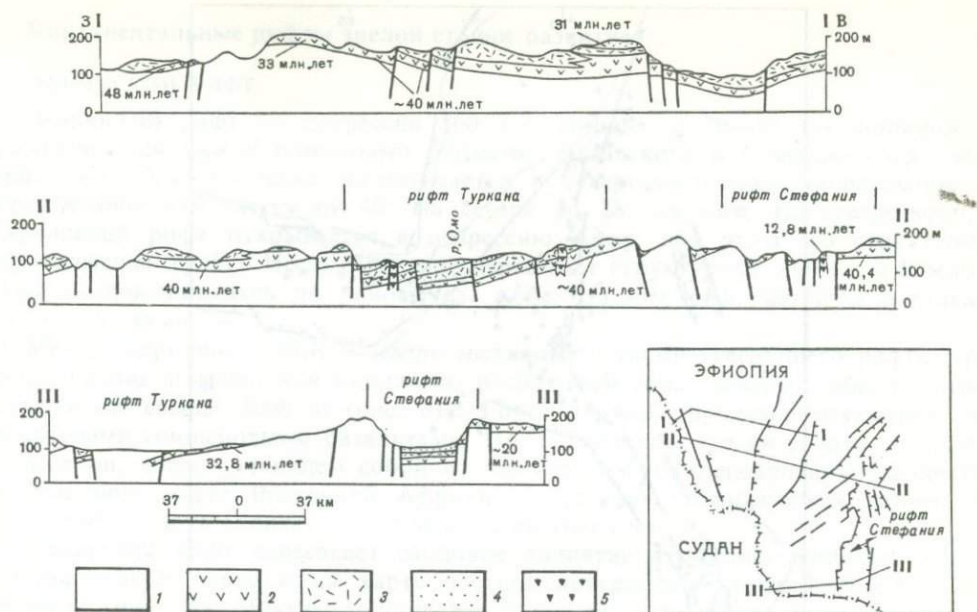


Рис. 28. Геологические разрезы через рифты Стефания и Туркана [по данным Davidson et al., 1973, 1976]

1 — докембрийские породы. Кайнозойские вулканиты: 2 — базальты; 3 — игнимбриты, 4 — озерные и речные отложения; 5 — штоки трахитов, фолонитов. Цифры — возраст вулканитов (К-Аг датировки, млн лет)

Уступы бортов в нескольких местах смещены к востоку разломами восток-северо-восточного направления. На широте  $5^{\circ}20'$  с.ш. грабен пересечен системой разломов северо-западного простирания. Эти разломы и разломы северо-восточной ориентировки ограничивают моноклиальные блоки (односторонние горсты), образующие в совокупности коленчатую структуру. При движении к северу амплитуда смещения по разломам уменьшается и рифтовая зона затухает около  $6^{\circ}30'$  с.ш., но, видимо, не полностью. Севернее на ее простирании прослеживается один из крупнейших сбросов Эфиопии — сброс долины р. Гибе с вертикальным смещением до 1500 м.

В дне рифта Стефания не отмечаются разрывы или трещины растяжения. Гравиметрические данные говорят о наличии слабовыраженной зоны относительных максимумов, смещенной к восточному борту грабена. Подобные аномалии характеризуют осевые зоны Эфиопского и Кенийского рифтов и их присутствие может указывать на зарождение такой зоны в рифте Стефания. Не удается, однако, наблюдать никакого поверхностного выражения этой зоны, за исключением нескольких шлаковых конусов и небольших кратеров, расположенных вдоль двух разрывов северо-западной ориентировки к югу от оз. Чоу-Бахр (Стефания).

Западнее рифта Стефания располагается система моноклиальных блоков разделенных нормальными сбросами. Плоскости сбросов круто наклонены на восток, в то время как поверхность доэоценового пенеплена и залегающие на ней вулканические породы полого наклонены на запад (см. рис. 28).

Наиболее крупный моноклиальный блок ограничивает с востока рифтовую впадину оз. Туркана (Рудольф). С запада эта впадина ограничена сбросом Туркана, по которому на дневную поверхность выведены породы докембрия. Таким образом, рифт Туркана представляет собой односторонний грабен, очень сходный по строению с грабеном оз. Тана. Севернее оз. Туркана

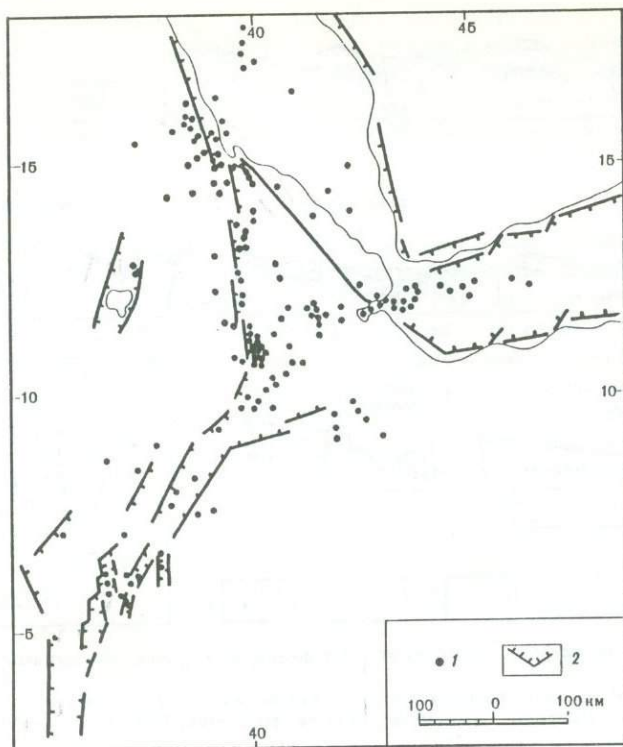


Рис. 29. Расположение эпицентров землетрясений в области тройного сочленения [по Gouin, 1976]

1 — эпицентры; 2 — рифтовые сбросы и флексуры

одноименный разлом прослеживается, вероятно, по правобережью р. Кибисш, ограничивая с запада обширную депрессию низовьев р. Омо и ее притоков. Двумя невысокими односторонними горстами депрессия разделяется на три затухающие к северу ветви — впадины Усно, Омо и Кибисш. Здесь так же, как в рифте Стефания, структура определяется сочетанием сбросов субмеридионального и северо-восточного направления, но в то же время приобретает расплывчатый характер без четко выраженных грабенов. Голоценовый вулканизм проявлен ограничено в центральной части депрессии в хребте Корат, а также на островах оз. Туркана. Выявляется, таким образом, нечетко выраженная прерывистая "активная" зона, — вероятно, зарождающаяся осевая зона раздвижения.

Как следует из описания простейших рифтовых структур, все они связаны с опусканием блока коры по одному или двум крупным сбросам. Не наблюдается никаких структурных признаков утонения коры. Образование подобных грабенов представляет собой, очевидно, простейшую реакцию коры на горизонтальное растяжение, образование одного или двух нормальных сбросов и опускание блока коры под действием силы тяжести.

Небольшие масштабы горизонтальных и вертикальных движений отражены в слабой сейсмичности. В охарактеризованных рифтовых структурах известны лишь редкие мелкофокусные землетрясения (рис. 29). В рифте Тана эпицентры связаны со сбросами восточного борта. В рифте Стефания редкие землетрясения приурочены к участкам сопряжения сбросов северо-восточного и северо-западного направления. Сейсмоактивными являются сброс Туркана и некоторые сбросы северо-восточной ориентировки в низовьях р. Омо.

## Континентальные рифты зрелой стадии развития

### ЭФИОПСКИЙ РИФТ

Эфиопский рифт — депрессия 500 км длиной и 70—80 км шириной — располагается между поднятыми блоками Эфиопского и Сомалийского плато (рис. 30). Ось депрессии протягивается в северо-восточном направлении, ее простираение изменяется от 40° на севере до 28° на юге. На северо-востоке Эфиопский рифт открывается в депрессию Афар, при этом его структурное продолжение (грабен Исса) отчетливо пересекает структурные элементы Южного Афара, прослеживаясь до района оз. Аббе. На юге рифт ветвится и угасает южнее оз. Чамо.

Между меридиональной и северо-восточной ветвями угасающего рифта (грабены Галана и Чамо или Ганджули) расположен горст Амаро с абсолютными отметками свыше 3000 м (рис. 31). Горст сложен породами докембрия, перекрытыми миоценовыми базальтами. Предполагается, что он сходен с горстом Рувензори, представляющим собой изостатически некомпенсированное поднятие в Западном рифте Восточной Африки. Отсутствие геофизических данных не позволяет сделать окончательные выводы на этот счет.

Эфиопский рифт пересекает сводовое поднятие, отчетливо видимое на топографической карте и на карте изогипс поверхности докембрийского фундамента (рис. 32). Максимум поднятия приходится на центральную — южную часть рифта, где вырисовывается область с высотами поверхности фундамента до 2500—3000 м над уровнем моря. Именно в этой области в основании западного уступа находится единственный в центральной части рифта небольшой выход докембрийских и мезозойских пород. К поднятию фундамента приурочено максимальное развитие риолитового вулканизма, сопровождающееся образованием многочисленных стратовулканов и огромных кальдер. В структурном плане этот район напоминает центральную часть Верхнерейнского грабена [Illies, 1974], со сводовым поднятием Шварцвальда и Вогезов. Отличия заключаются в несравненно более мощном вулканизме в Эфиопском рифте и в существенно ином составе вулканитов (риолиты в Эфиопском рифте, щелочные породы в Верхнерейнском грабене). Вполне вероятно, что, как и в Верхнерейнском грабене, сводовое поднятие Эфиопского рифта связано с апикальной частью мантийного выступа в рифтовой зоне.

Бортовые уступы рифта возвышаются над дном депрессии на 1000—1500 м. Учитывая мощность выполняющих рифт вулканогенных и осадочных комплексов, можно предполагать, что дорифтовая поверхность (кровля олигоцен-миоценовых траппов) опущена по отношению к смежным плато на 2—3 км в северной, на 2 км в средней и на 1—1,5 км в южной частях рифтовой депрессии. В северной части рифта западный и восточный уступы примерно одинаковы по высоте и имеют сходное строение. В их подножии находится крупный нормальный сброс (или сбросы) со значительным смещением. Выше, в пределах нижней части склона доминируют антитетические сбросы, разделяющие блоки, наклоненные под углом 10—30° в сторону рифта. Более молодые нормальные сбросы иногда секут наклоненные блоки. В верхней части уступа обычно расположено несколько крупных нормальных сбросов с суммарным смещением в сторону рифта в несколько сот метров. На восточном борту эти сбросы ограничивают область распространения базальтов Анчар, являясь, по-видимому, границей проторифтовой депрессии. Структура подобного типа иллюстрируется разрезами V—V и IX—IX (рис. 33, см. вкл.).

На широте Аддис-Абебы рифтовая долина пересечена широтным линеamentом, к югу от которого структура западного бортового уступа существенно изменяется. Уступ приобретает ступенчато-сбросовое строение. Ступени — обычно 3—5 — или горизонтальны, или слабо наклонены в сторону от рифта.

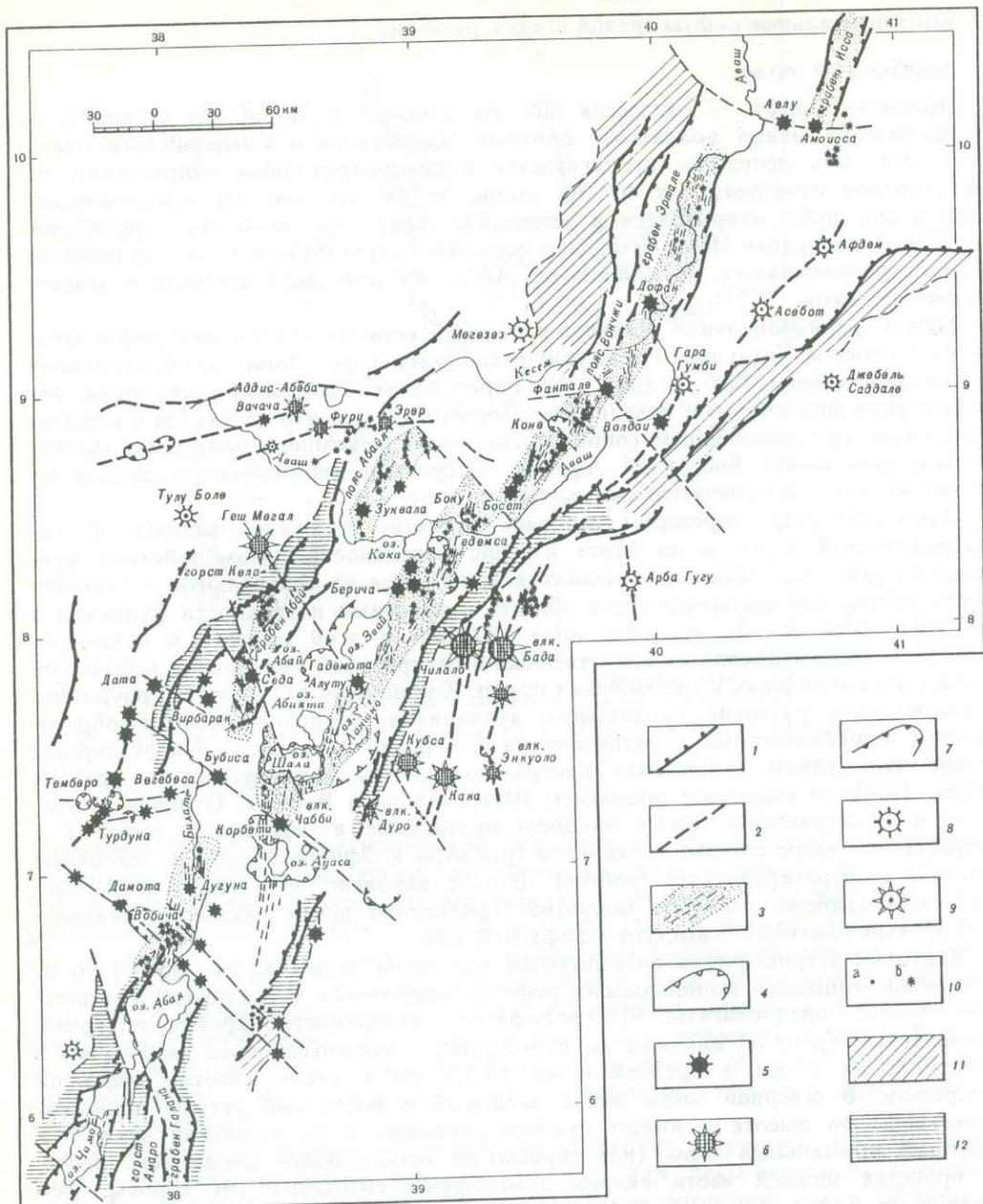


Рис. 30. Структурная схема Эфиопского рифта

1 — главные сбросы; 2 — поперечные разломы; 3 — осевые зоны (схематически показаны активные трещины); 4 — плейстоценовая кальдера; 5 — плейстоценовый риолитовый вулкан; 6 — плиоценовый вулкан; 7 — плиоценовая кальдера; 8 — среднемиоценовые проявления; 9 — верхнемиоценовый риолитовый вулкан; 10 — мелкие вулканические проявления; а — штоки трахитов, фоновитов, б — базальтовые конусы. Бортовые уступы; 11 — с развитием антитетических сбросов; 12 — ступенчатые сбросы

Рис. 31. Структурная схема южного окончания Эфиопского рифта

1 — главные сбросы; 2 — прочие разломы; 3 — рифтовые впадины

I — Эфиопский рифт, II — грабен Консо, III — грабен р. Саган, IV — горст Амаро, V — грабен Галана, VI — грабен Дуга, VII — уступ Гересу

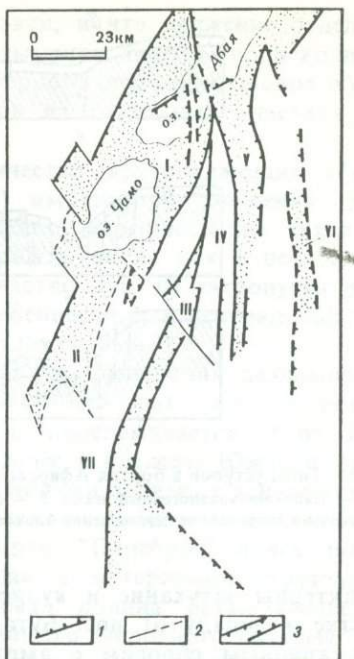
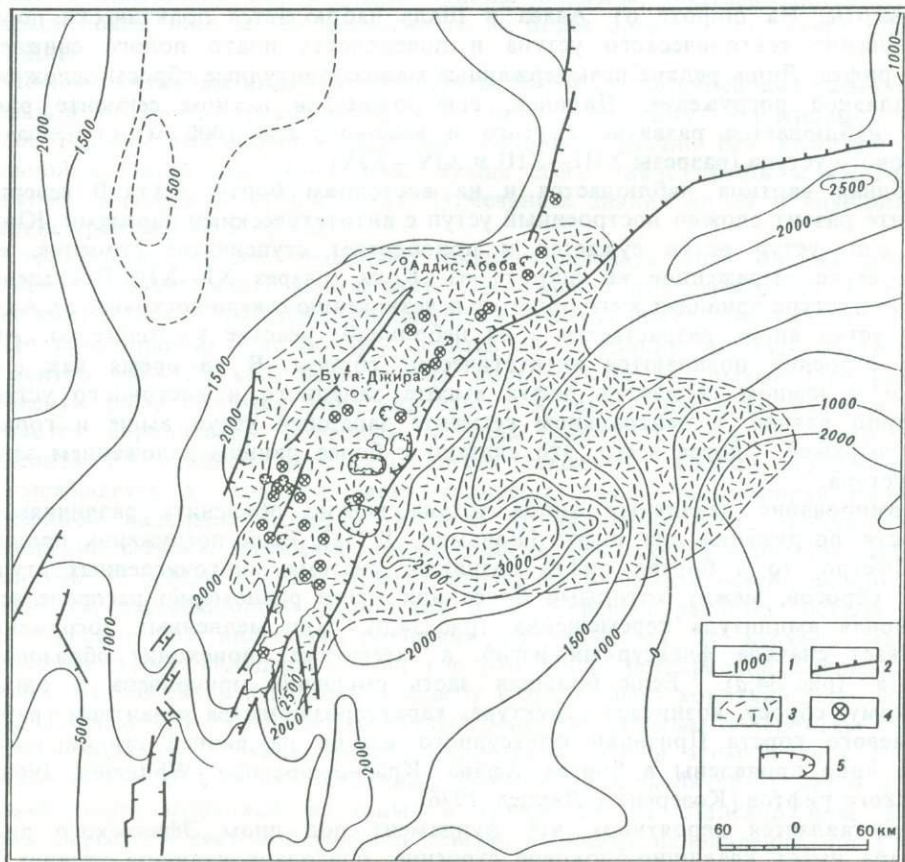


Рис. 32. Распространение четвертичных риолитовых пород в зоне Эфиопского рифта

1 — изогипсы кровли докембрийского фундамента, в м; 2 — главные рифтовые сбросы; 3 — породы риолитового состава: лавы, туфы, игнибриты; 4 — крупные пантеллеритовые вулканы; 5 — кальдеры



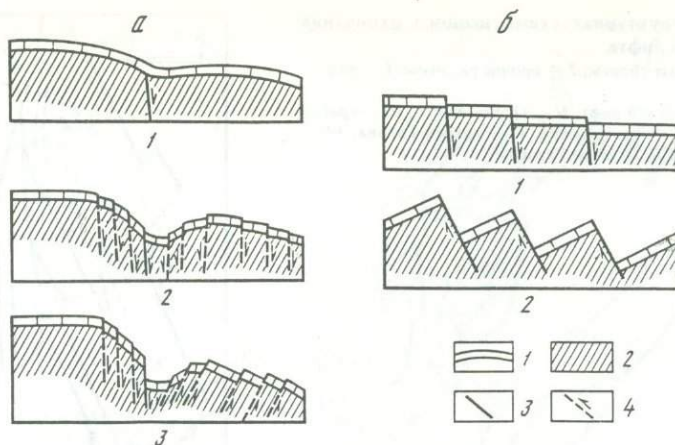


Рис. 34. Типы уступов в бортах Афарского и Эфиопского рифтов.

1 — осадочно-вулканогенный чехол; 2 — фундамент; 3 — крупные сбросы; 4 — второстепенные сбросы (стрелкой показано направление перемещения блоков). Остальные объяснения в тексте

Характерны затухание и кулисная подстановка сбросов по простиранию. На участке к западу от пос. Бута-Джира ступенчатая структура замещается единым крупным сбросом с амплитудой около 1000 м, а далее к югу вновь происходит расщепление уступа на несколько ступеней и плавное снижение его высоты. На широте оз. Аваса и Шала наблюдается практически полное исчезновение тектонического уступа и поверхность плато полого снижается к дну рифта. Лишь редкие невыдержанные малоамплитудные сбросы осложняют это плавное погружение. Наконец, еще южнее, в южном сегменте рифта вновь наблюдается развитие крутого и высокого (до 1000 м) ступенчатого сбросового уступа (разрезы XIII—XIII и XIV—XIV).

Сходная картина наблюдается и на восточном борту рифта. В северном сегменте развит сложно построенный уступ с антитетическими сбросами. Южнее  $8^{\circ}33'$  с.ш. уступ резко сужается и приобретает ступенчатое строение, особенно четко выраженное на широте оз. Кока (разрез XI—XI). Постепенное снижение уступа приводит к его полному исчезновению северо-восточнее оз. Аваса, затем уступ вновь разрастается, а на небольшом участке восточнее оз. Абая в его строении появляются антитетические сбросы. В то время как в северном и южном сегментах рифта высота западного и восточного уступов примерно равная, в центральном сегменте западный уступ выше и гораздо резче выражен. Скорее всего, это связано с более ранним заложением западного уступа.

Формирование различных типов уступа можно объяснить различиями в скорости погружения дна рифта [Казьмин, 1975а]. Если погружения происходят быстро, то в бортах рифта возникает система многочисленных ступенчатых сбросов, между которыми более или менее равномерно распределяется суммарная амплитуда перемещения (рис. 34,б). При медленных погружениях возникает сначала флексурный изгиб, а затем уже происходит образование сбросов (рис. 34,а). Если большая часть смещения приурочена к одному (главному) сбросу, возникает структура, характеризующаяся развитием грабена и краевого горста. Признаки флексурного изгиба на ранней стадии рифтогенеза ярко проявлены в бортах Афара, Красноморского [Whiteman, 1968] и Аденского рифтов [Козеренко, Ларцев, 1976].

Представляется вероятным, что фундамент под дном Эфиопского рифта и Афара имеет клавишно-блоковое строение, благодаря наличию древних по-

перечных разломов северо-западной ориентировки, и что движение отдельных блоков в процессе погружения дна и воздымания бортов происходило с разной скоростью. Этот же механизм неравномерного опускания блоков обусловил, очевидно, и затухание бортовых уступов на отдельных участках рифтовой долины.

В дне рифта наблюдается большое количество крутопадающих сбросов с небольшой (первые метры до 50—100 м) амплитудой смещения, разделяющих небольшие грабены и горсты. Особенно многочисленны такие разломы в приафарском и северном сегментах рифта, тогда как в центральном и южном сегментах выделяются обширные участки дна, не затронутые молодыми разрывами. Последнее характерно в особенности для центральной части депрессии, выполненной молодыми озерными отложениями.

Уже давно было отмечено, что максимальная концентрация разломов растяжения в дне рифта наблюдается в узкой (10—15 км) зоне, получившей название пояс Вончжи [Mohr, 1967a]. Эта зона прослеживается от оз. Аваса до северного окончания Эфиопского рифта и далее в пределы Южного Афара, вплоть до оз. Аббе. В Эфиопском рифте пояс Вончжи занимает асимметричное положение: в центральном и северном сегментах он смещен к восточному, а в приафарском сегменте — к западному борту. "Переброс" пояса Вончжи с восточного края рифта к западному связан с интересным структурным феноменом. На широте Аддис-Абебы рифтовая долина резко смещена в декстральном направлении вдоль линии крупнейшего широтного разлома Эрер. При этом пояс Вончжи почти не смещается, чем и объясняется его приближение к западному борту рифта. Таким образом, подтверждается молодой возраст пояса, несогласно наложенного на более древнюю структуру рифтовой впадины.

Помимо активных нормальных сбросов, часто контролирующих расположение фумарол и горячих источников, а также нарушающих голоценовые лавы, в поясе Вончжи наблюдается развитие зияющих трещин без заметной вертикальной составляющей смещения. Лучше всего такие трещины выражены в плотных породах — игнимбритах. Отмечались зияния до 30 м глубиной, при ширине трещин — 0,5—1,5 м.

Структурные данные позволяют охарактеризовать пояс Вончжи как зону активного современного растяжения. Этот вывод подтверждается и тем, что пояс контролирует положение большинства четвертичных вулканов.

По простиранию пояс Вончжи делится на несколько крупных отрезков или сегментов (40—120 км), разделенных поперечными разломами (см. рис. 30). Сегменты располагаются эшелонировано с правым смещением кулис и протягиваются параллельно бортовым уступам рифта. С юга на север можно выделить по крайней мере семь таких сегментов. Самый южный из них прослеживается в западной части кальдеры Аваса, контролируя положение вложенной кальдеры Корбети. К югу от кальдеры Аваса прослеживается, постепенно затухая, система молодых сбросов, смещающих небольшие интрузии риолитов. С севера данный сегмент ограничен разломом северо-западного направления, пересекающим Эфиопский рифт. Севернее разлома система активных трещин без видимого смещения продолжается от вулкана Чабби к западному краю кальдеры Шала, где она вновь декстрально смещена поперечным разломом. Следующий к северу относительно короткий сегмент пояса выделяется между оз. Шала (восточный берег) и северным побережьем оз. Лангано, доходя до вулкана Алуту. Характерно, что в этом и двух расположенных к югу сегментах трещинных излияний базальтов почти нет и развиты только пантеллеритовые вулканы. К северу от оз. Лангано пояс Вончжи вновь пересечен системой трещин северо-западного направления, по которой фиксируется небольшое смещение активной зоны к востоку. Практически

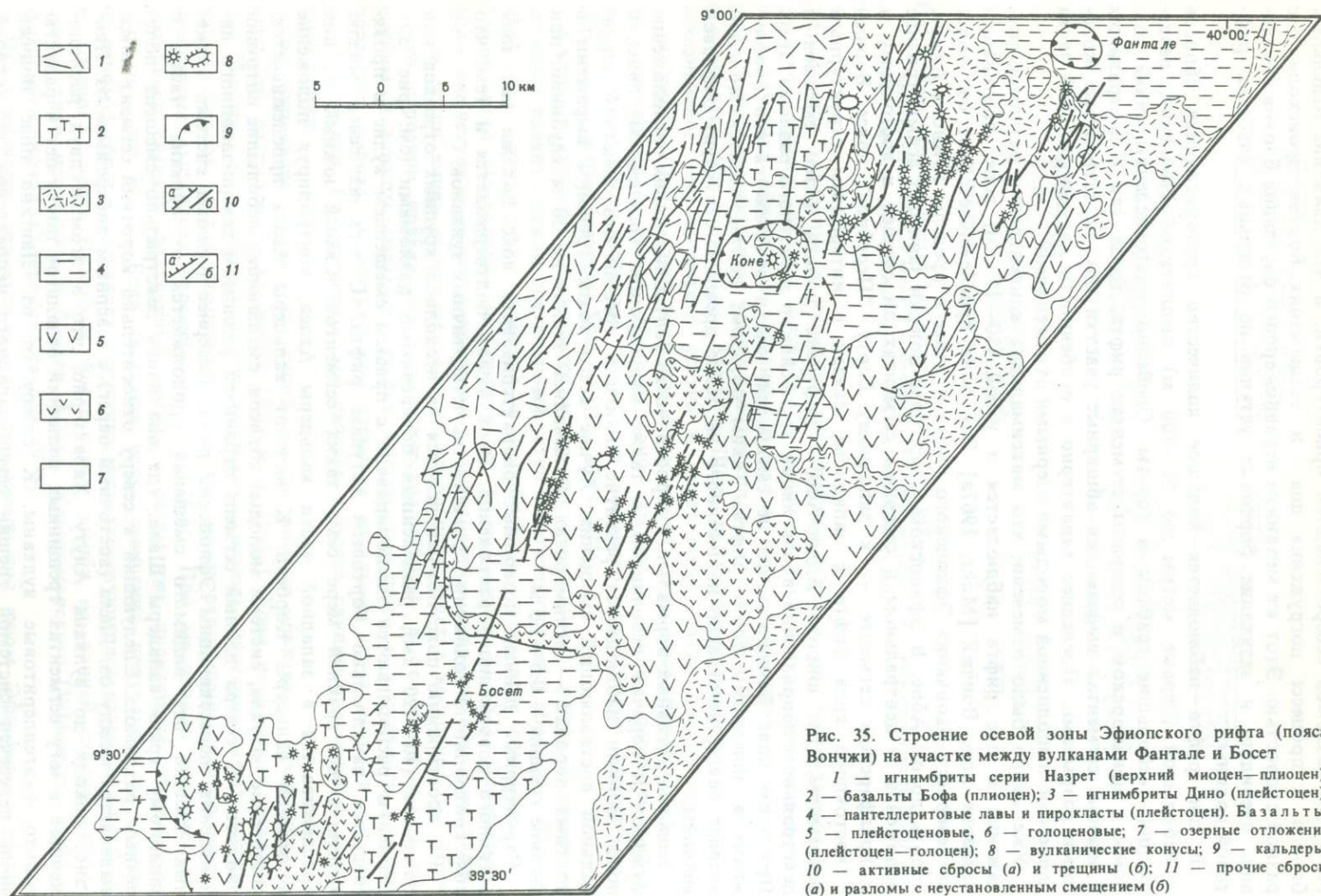


Рис. 35. Строение осевой зоны Эфиопского рифта (пояса Вонджи) на участке между вулканами Фантале и Босет

1 — игнимбриты серии Назрет (верхний миоцен—плиоцен);  
 2 — базальты Бофа (плиоцен); 3 — игнимбриты Дино (плейстоцен);  
 4 — пантеллеритовые лавы и пирокласты (плейстоцен). Базальты:  
 5 — плейстоценовые, 6 — голоценовые; 7 — озерные отложения  
 (плейстоцен—голоцен); 8 — вулканические конусы; 9 — кальдеры;  
 10 — активные сбросы (а) и трещины (б); 11 — прочие сбросы  
 (а) и разломы с неустановленным смещением (б)

непрерывно она прослеживается от западного побережья оз. Звай до кальдеры Гедемса и силицитового вулкана Боку, проходя через несколько пантеллеритовых центров и крупный базальтовый вулкан Тулу Мойе. Для этого, и всех последующих к северу сегментов характерны трещинные излияния базальтов.

Между вулканами Боку и Босет пояс Вончжи обнаруживает значительное (до 15 км) смещение к востоку, связанное с очередной системой поперечных разломов. Далее к северу активная вулканическая зона прослеживается до кальдеры Коне и вулкана Фантале, а затем, почти без смещения, вдоль грабена Эртале с его полями молодых базальтов.

Уже в пределах Южного Афара, пояс Вончжи продолжается грабеном Исса со значительной (до 500 м) амплитудой погружения. Грабен Исса декстрально смещен по отношению к грабену Эртале на 40 км вдоль линеамента запад-северо-западной ориентировки, проходящего через вулканы Аелу и Амоисса.

В пределах крупных сегментов пояса выделяются более мелкие, образованные одной или несколькими сближенными активными, зачастую магмоподводящими трещинами. Как правило, трещины ориентированы под углом 20—30° к геометрической оси рифта и расположены кулисно с правым смещением кулис. При ширине 3—5 км такие индивидуальные сгущения трещин протягиваются на расстояние 10—15 км и могут рассматриваться как сегменты оси современного расширения. Между отдельными сегментами не наблюдается поперечных разломов. Наиболее отчетливо кулисно-сегментарная структура крупных отрезков пояса Вончжи проявлена в районах Босет—Конe (рис. 35 и 36) Звай—Гедемса, Лангано—Шала.

Несомненно, что масштабы раздвижения в поясе Вончжи нарастают с юга на север. Затухание трещин и вулканической активности происходит к югу от оз. Аваса. Севернее этого озера в поясе появляются пантеллеритовые стратовулканы, приуроченные, как правило, к участкам пересечения с разломами северо-западного простирания. Еще севернее обычными становятся открытые трещины, питающие излияния базальтов и, наконец, в самой северной части пояса структура характеризуется появлением "рифтов в рифте" (грабены Эртале и Исса).

Картирование Эфиопского рифта [Kazmin et al., 1980c] показало, что пояс Вончжи не является единственной зоной активного растяжения в дне рифтовой впадины. Другая аналогичная зона прослеживается вдоль западного борта рифта. Так же как и пояс Вончжи, она характеризуется концентрацией трещин растяжения и вулканической активностью: развитием пантеллеритовых стратовулканов и трещинных излияний, базальтов.

В строении зоны, для которой предложено название — пояс Абайя [Kazmin et al., 1980c] можно выделить три сегмента. Самый северный из них прослеживается юго-восточнее Аддис-Абебы цепочкой голоценовых базальтовых конусов и взрывных кратеров в окрестностях пос. Дебре Зейт. Южнее, вдоль тех же трещин расположен плейстоценовый пантеллеритовый вулкан Зуквала. К югу от р. Аваш на равнине, сложенной озерными отложениями, структуры пояса не прослеживаются. Они выявлены южнее, близ пос. Бута-Джира, где наблюдается зона развития трещин и интенсивного современного базальтового вулканизма (рис. 37). К трещинам север-северо-восточного простирания приурочено также два крупных пантеллеритовых центра — Седа и Вирбарак. Активная вулкано-тектоническая зона Бута-Джиры расположена внутри широкого красного грабена Абай, отделенного от центральной части рифтовой депрессии системой сбросов с амплитудой 20—40 м. По отношению к сегменту Бута-Джиры, вулканический хребет Дебре Зейта значительно смещен к востоку, при этом декстральное смещение связано, скорее всего, с системой раз-

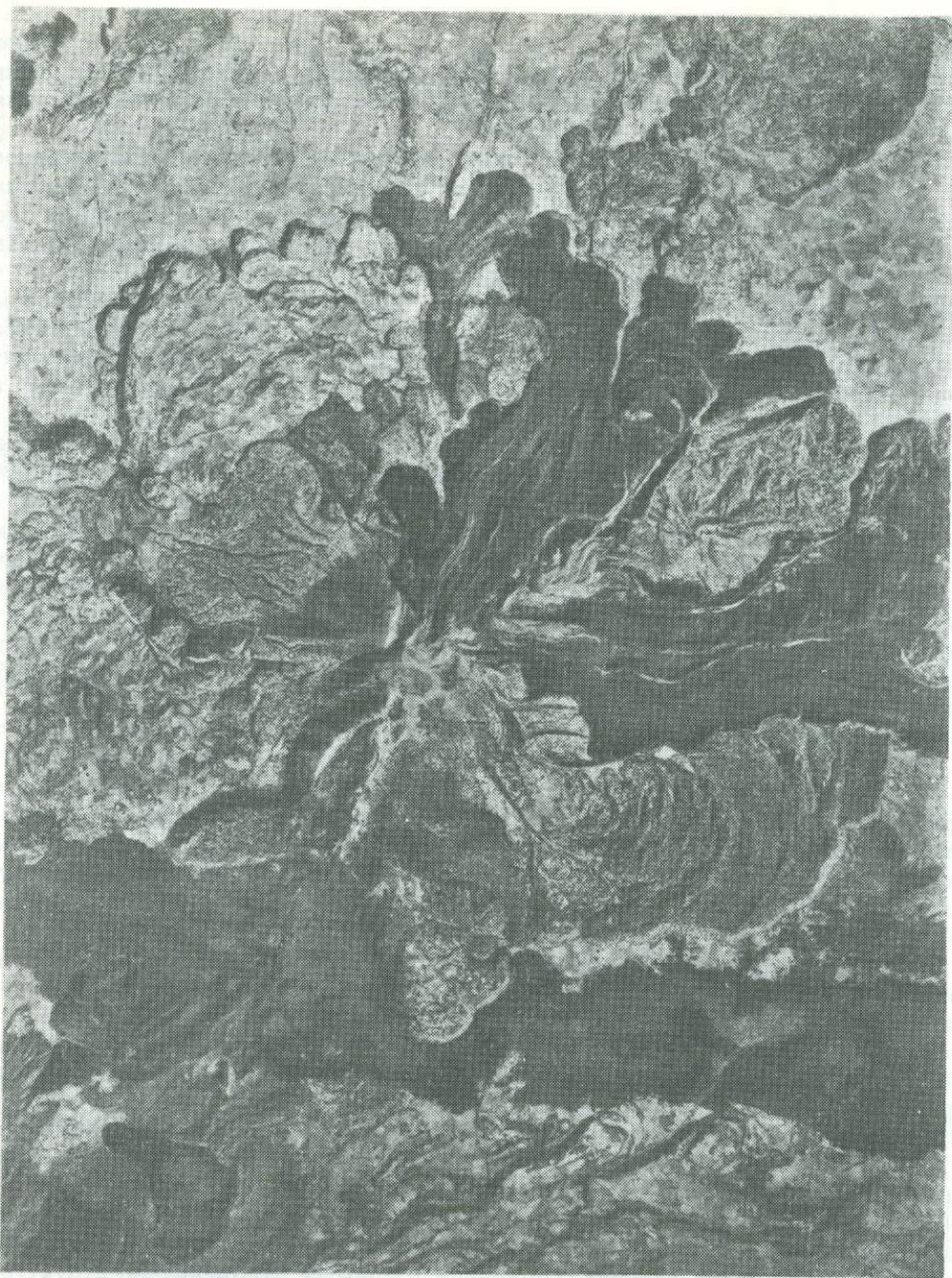


Рис. 36. Аэрофотоснимок участка осевой зоны Эфиопского рифта (пояса Вончи). Масштаб около 1:60000. В центральной части снимка расположен крупный пантеллеритовый вулкан Босет, сложенный потоками щелочных риолитов, трахитов. К юго-западу и северо-востоку от вулкана хорошо видны активные трещины пояса Вончи с нанизанными на них голоценовыми базальтовыми конусами. Трещинные излияния молодых базальтов покрывают северную часть территории

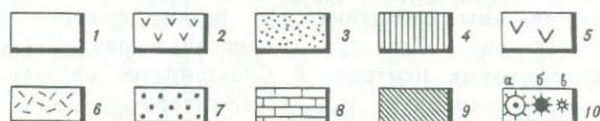
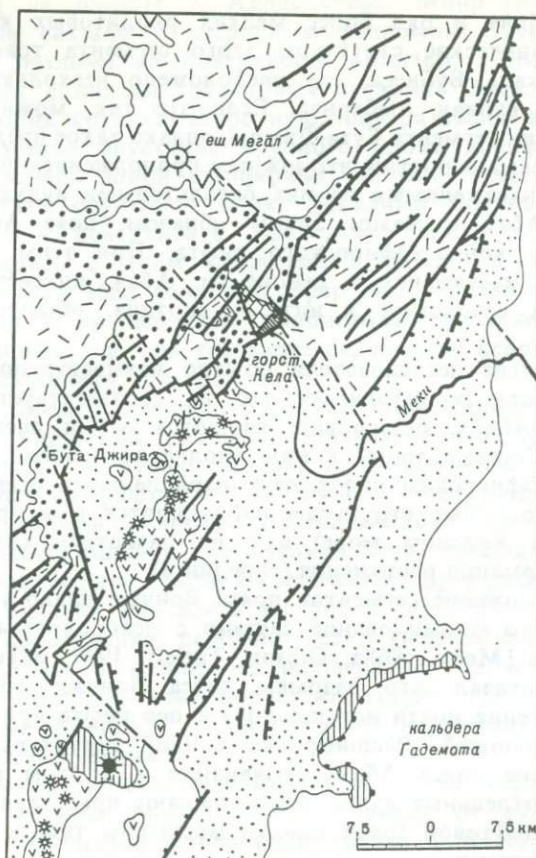


Рис. 37. Участок западного борта Эфиопского рифта в районе пос. Бута-Джира. Видна система поперечных разломов, с которыми связаны горсты и грабены. Самый высокий поднятый блок — горст Кела

Голоцен и плейстоцен: 1 — аллювиальные и озерные отложения. Голоцен: 2 — базальты. Плейстоцен: 3 — игнимбриты, туфы, 4 — риолиты. Плиоцен: 5 — базальты, трахиты, 6 — игнимбриты. Средний миоцен: 7 — базальты, игнимбриты, 8 — мезозойские отложения, 9 — докембрийские гнейсы, 10 — вулканические аппараты: а — крупный базальт-трахитовый вулкан, б — риолитовый вулкан, в — вулканический конус

ломов северо-западной ориентировки, пересекающих рифт севернее Бута-Джиры. К югу зона Бута-Джиры постепенно затухает и западнее оз. Шала проследить ее не удастся. Возможно, что на ее продолжении расположен силицитовый вулкан Бубисса.

Южный сегмент пояса Абая прекрасно выражен к северу от одноименного озера, где он прослеживается по правобережью р. Билате. Здесь наблюдается широкая полоса очень молодых сбросов и трещин, контролирующая поля молодых базальтов. Горячие источники и фумаролы выходят у подножия сбросовых уступов, смещающих на 50—70 м молодые озерные отложения, а иногда и голоценовые шлаковые конуса. Здесь же находятся крупные пантеллеритовые стратовулка-

ны Дугуна и Вобича и ряд более мелких риолитовых куполов. Возможно, что вулcano-тектонические структуры этого сегмента трассируются в район к западу от вулкана Бубисса, где расположено несколько пантеллеритовых центров, включая вулкан Амберича. Если это так, можно говорить о декстральном смещении сегмента Бута-Джиры, однако такое предположение остается недоказанным. Весьма вероятно, что южным продолжением пояса Абайя является зона разломов с насаженными на них базальтовыми вулканами на перешейке между озерами Абая и Чамо. Таким образом, пояс Абайя протягивается почти до южного конца Эфиопского рифта. При этом, судя по мощному развитию трещин растяжения в районе оз. Абая, интенсивность растяжения в пределах пояса возрастает к югу — картина, обратная наблюдаемой в поясе Вончжи.

П. Моор и другие исследователи обычно называют пояс Вончжи "осевой зоной рифта". Хотя геометрически это не соответствует действительности, пояс Вончжи и Абайя, безусловно, являются осями расширения, и в этом смысле название "осевые зоны" к ним вполне применимо. Очень важен факт существования в Эфиопском рифте двух параллельных осевых зон. Как будет показано ниже, подобные структуры наблюдаются и в других рифтовых зонах (например, в Красном море) и с их развитием связан специфический механизм трансформации растяжения (спрединга).

Кулисное расположение сегментов пояса Вончжи давно уже привело к предположению, что его формирование связано с левобоковым сдвигом — вдоль Эфиопского рифта [Mohr, 1968a; Gibson, Tazieff, 1970; Baker, 1970]. Д. Робертс [Roberts, 1970] показал, что разрывы пояса Вончжи могли формироваться в условиях растяжения почти нормального к оси рифта при участии небольшой сдвиговой составляющей. Расшировка тонкой структуры пояса Вончжи, а также картирование пояса Абайя, выявившее и в этом поясе закономерное правое смещение отдельных кулис, подтверждают представление о левобоковом смещении вдоль рифтовой зоны, однако масштабы такого смещения по-прежнему остаются неясными.

Большую роль в структуре Эфиопского рифта играют поперечные разломы. С ними связаны смещения или резкие сужения рифтовой долины, смещения ее осевых зон. Зачастую поперечные разломы контролируют размещение пантеллеритовых центров. В большинстве случаев поперечные нарушения имеют северо-западную или север-северо-западную ориентировку, но также очень важны широтные разломы. Как правило, поперечные разломы хорошо выражены в краевых уступах рифтовой долины, но с большим трудом прослеживаются в ее дне. Это связано с тем, что вертикальные перемещения по поперечным разломам обычно невелики, и они в силу этого легко перекрываются внутририфтовыми осадками и вулканитами. Обычно в дне рифта удается видеть лишь отдельные поперечные сбросы малой амплитуды или трещины, подчеркнутые линейными отрезками речных русел или цепочками вулканов.

На северной оконечности рифта выделяется поперечный линеамент, контролирующей положение двух крупных стратовулканов — Аелу и Амоисса. С этой линией связано также резкое левобоковое смещение западного бортового уступа рифта и не менее резкое, но уже правобоковое, смещение осевой зоны Вончжи. Такое противоположное направление смещений говорит о том, что они не связаны с реальными латеральными перемещениями блоков, а являются изначальными, возникшими в моменты заложения рифтовой долины, а затем ее осевой зоны. Смещение осевой зоны по линеаменту Аелу—Амоисса заставляет рассматривать его в качестве трансформного разлома [Christiansen et al., 1975].

Особый интерес имеет декстральное смещение западного уступа Эфиопского

рифта на 80 км на широте г. Аддис-Абеба. Моор [Moog, 1967a] считал, что это смещение связано с широтным разломом Эзер. Картирование не выявило данного разлома на поверхности [Morton, 1976], но показало, что смещение совпадает с линией трахитовых вулканов Эзер, Фури, Вачача, возможно, маркирующих крупную широтную зону разрывов в фундаменте. Вдоль этой линии произошло опускание крупного блока дорифтового фундамента, ограниченного с запада зоной шарнирных сбросов северо-восточного простирания. В результате опускания блока западный бортовой уступ рифтовой долины снижается и поверхность Эфиопского плато понижается в южном направлении, сливаясь с дном депрессии в районе р. Кесем. В западном направлении широтная зона разломов Эзер прослеживается вдоль нескольких сбросовых уступов и по цепочкам плиоценовых вулканов почти до эфиопско-суданской границы, где она трансформируется, по всей вероятности, на щитовой трахит-базальтовый вулкан Тулу Воллел.

Высказывалось предположение, что восточным продолжением линеамента является система широтных разломов южного борта Афара [Abbate, Saggi, 1979]. Если это так, то нужно допускать значительное левобокое смещение вдоль Эфиопского рифта. Не исключено, что линеament Эзер состоит из нескольких разломов кулисно подставляющих друг друга. Разлом, непосредственно трансформирующийся через вулкан Эзер, продолжается, скорее всего, через вулкан Фантале и Гара Гумби к восточному борту рифта.

Юго-восточнее вулкана Фантале в дне рифта прослеживается система трещин северо-западного простирания, особенно четко выраженная сбросовым уступом водопада на р. Аваш в Авашском заповеднике. Далее к юго-востоку эти разломы хорошо видны в зоне бортового уступа, где они почти перпендикулярны рифтовым сбросам. С этой системой нарушений, возможно, связано смещение осевого пояса Вончи.

Другая отчетливая система поперечных разломов пересекает осевую зону рифта в районе вулкана Босет. К северо-западу от вулкана с этими разломами связаны небольшой поперечный грабен с более четко выраженным юго-западным бортом и цепочки молодых шлаковых конусов, а юго-восточнее Босета — небольшое смещение бортового уступа рифта. Именно эти разломы обуславливают декстральное смещение пояса Вончи южнее вулкана Босет.

Очень четко поперечные разломы северо-западной ориентировки выражены в центральном сегменте Эфиопского рифта, в его западной борту в районе пос. Бута-Джира (см. рис. 37). Борт рифтовой долины имеет здесь коленчатую форму, обусловленную пересечением разломов северо-восточной и северо-западной ориентировки. Среди последних выделяются две крупные системы — севернее и южнее Бута-Джиры. С ними связаны соответственно левое и правое смещения бортового уступа на 10—12 км. Обе системы разломов пересекают рифтовую долину, смещая пояс Вончи, кроме того, вдоль южной системы наблюдается смещение кальдеры оз. Шала. Установлено, что разломы северо-западного простирания разделяют дорифтовое основание на блоки с большой амплитудой вертикальных перемещений. В одном из таких блоков у пос. Кела (в 20 км к северу от Бута-Джиры) на поверхность выведены докембрийские гнейсы, перекрытые осадочными отложениями юры [Di Paola, Seifemichael Berhe, 1979]. Раннерифтовые вулканы здесь отсутствуют полностью, а разрез вулканических пород резко сокращен. На породах юры непосредственно залегают базальты Анчар 5—6 м мощностью, перекрытые игнимбритами серии Назрет с возрастом 4,2 млн лет. В соседних с юга и с севера блоках наблюдается резкое возрастание мощности базальтов до 100—200, затем до 500—600 м, в подошве базальтовой толщи появляются выходы риолитов Арба Гурача. Приведенные данные свидетельствуют об устойчивой тенденции некоторых поперечных блоков к воздыманию.

Следующий к югу поперечный разлом прослеживается севернее оз. Аваса, где он выражен сбросом, срезающим северную часть одноименной кальдеры. Далее разлом выражен в прямолинейном отрезке русла р. Билате и, наконец, трещинами на западном плече рифта, выявленными на космическом снимке со спутника ERTS (США). Он также контролирует положение нескольких силицитовых центров, включая вулканы Чабби, Бубисса и Дата. Юго-восточнее рифта разлом прослеживается в докембрийских отложениях, при этом к нему приуровнен небольшой грабен, заполненный отложениями верхнепалеозойского возраста. Устанавливается, таким образом, древний, по крайней мере каррусский, возраст разлома.

Примерно, на широте оз. Шала на западном плече рифта наблюдается широтная цепь силицитовых вулканов, очевидно, трассирующих разлом в до-рифтовом основании. Вулканические постройки, среди которых выделяются крупные кальдеры Темберо и Вегебеса, образуют широтный хребет, структурно сходный с поперечными вулканическими хребтами Афара. Возраст вулканов не известен, но, судя по хорошей сохранности кальдер, они, скорее всего, плейстоценовые. Интересно, что на противоположном плече рифта прямо на продолжении описанной широтной структуры располагается также широтная цепь из трех плиоценовых вулканов сложного состава, включающая щитовые постройки Энкуоло, Кака и Кубса. Очевидно, оба вулканических хребта контролируются одной и той же системой широтных трещин в фундаменте рифта.

Севернее оз. Абая наблюдается резкое сужение рифтовой долины с 80 до 40 км. Это сужение определенно связано с системой поперечных разломов северо-западного простирания, выраженных ориентированным расположением ряда стратовулканов.

Отчетливое пересечение рифтовой зоны поперечными горстограбеновыми структурами наблюдается также в средней части оз. Абая. Здесь можно проследить по крайней мере два крупных сброса север-северо-западного простирания с поднятыми восточными крыльями. Амплитуда смещения по восточному сбросу убывает, а по западному нарастает в северном направлении, так что разломы кулисно подставляют друг друга. В месте пересечения разломами оз. Абая резко сужается, в его акватории наблюдаются субмеридиональные горсты, выраженные цепочками островов. К югу от места пересечения разломы приобретают меридиональную ориентировку, при этом один из них образует восточный уступ горста Амаро. Очевидно, грабен Галана, примыкающий к горсту Амаро с востока, также пересекает Эфиопский рифт в пределах северной котловины оз. Абая. С системой разломов горста Амаро связано сужение рифтовой долины: к югу от разломов ее ширина сокращается с 40 до 20—25 км.

Очень важны данные, свидетельствующие о возрасте поперечной горстограбеновой структуры. Известно, что трапповые базальты, перекрывающие горст Амаро, имеют нижнемиоценовый возраст [Levitte et al., 1974]. В то же время к западу и к востоку от горста разрез Трапповой серии начинается с раннеолигоценовых или даже позднеоценовых вулканитов [Zanettin et al., 1978a; Kazmin et al., 1980c]. Таким образом, воздымание горста Амаро, подобно горсту в районе Келы, происходило уже в раннюю эпоху накопления Трапповой серии.

К югу от оз. Чамо вновь происходит сужение рифтовой долины, связанное с поперечным разломом (см. рис. 31). Южнее разлома прослеживается лишь узкий (10—15 км) и быстро затухающий к югу грабен Консо.

Картирование областей развития докембрийского фундамента в Эфиопии выявило широкое распространение разломов северо-западного простирания. Большинство из них является сдвигами докембрийского возраста, а некоторые

претерпели активизацию в эпоху карру, когда вдоль них формировались узкие грабены. В ряде случаев по этим разломам отмечаются и молодые вертикальные движения. Вряд ли можно сомневаться, что поперечные разломы Эфиопского рифта принадлежат к той же системе возрожденных докембрийских нарушений.

Эфиопский рифт характеризуется высокой сейсмичностью (см. рис. 29 и 82). Распределение эпицентров землетрясений за последние десятилетия хорошо увязывается с главными структурными элементами. В отличие от примитивных рифтовых структур, большинство землетрясений, в том числе крупных ( $M$  до 6,3), приурочено к осевой зоне — поясу Вонджи, возможно, к местам пересечения пояса поперечными разломами. К этим же пересечениям приурочены крупные вулканы, так что сейсмичность и вулканизм связаны весьма тесно. Такова позиция эпицентра землетрясения на южном конце грабена Исса, близ поперечного линеамента Аелу—Амоисса, а также эпицентра крупного землетрясения 1960 г. близ вулкана Чабби в озерном районе [Gouin, 1979]. Отдельные очаги высокой сейсмичности известны и в зонах бортовых уступов, в частности в районе к западу от оз. Абая и к востоку от оз. Аваса.

Геофизические данные по Эфиопскому рифту пока ограниченные. Гравиметрические наблюдения [Makris et al., 1972, 1975; Gouin, Mohr, 1964], показывают, что земная кора под рифтом утонена незначительно (около 30 км в сравнении с 40 км на прилежащих плато). Более значительное утонение допускается для пояса Вонджи. Близкие (20 км) оценки мощности коры по сейсмологическим данным известны для осевой зоны Кенийского рифта [Griffits, 1972; Griffits et al., 1971; Long et al., 1972, 1973]. Наибольшим утонением характеризуется кора приафарского сегмента рифта. По данным сейсмического зондирования, ее мощность не превышает 24 км [Berckhemer et al., 1975].

Как и для других континентальных рифтов, для всей зоны Эфиопского рифта характерна широкая отрицательная аномалия силы тяжести с амплитудой порядка 100—120 мгл. Эта аномалия не может быть объяснена накоплением относительно маломощного слоя легких пород (кислые вулканы, осадки) в грабене и должна иметь глубинное происхождение. Аномалия обычно связывается с телом разуплотненных мантийных пород со скоростями прохождения сейсмических волн 7,1—7,5 км/с и плотностью 3,10 г/см<sup>3</sup> ("аномальная мантия"), залегающих непосредственно под корой рифта [Fairhead, Girdler, 1972]. Наличие под Эфиопским рифтом разогретого низкоплотного материала подтверждается данными о замедленном прохождении сейсмических волн непосредственно под рифтом, зарегистрированным сеймостанцией Аддис-Абебы.

По гравиметрическим данным [Makris et al., 1972, 1975], тело имеет линзообразную форму мощностью порядка 30 км и быстро выклинивается по обе стороны от рифта (рис. 38).

Согласно телесеismicким данным, продольные волны распространяются под Афаром со скоростями, близкими к нормальным скоростям в мантии. Это говорит о залегании плотных мантийных пород на сравнительно небольшой глубине под рифтовой зоной ниже тела разуплотненных пород [Searle, Gouin, 1971]. Многие исследователи [Khan, 1977; Maguire, Khan, 1980; Berckhemer et al., 1975], считают, что тело мантийных пород с низкой плотностью связано каналом с астеносферой и, следовательно, имеет форму гриба или силла. Естественно, что образование линзы аномальной мантии должно сопровождаться воздыманием свода с осью, вытянутой вдоль рифтовой зоны, что и наблюдается в Эфиопском рифте, а также в большинстве других рифтовых структур.

На фоне общего минимума силы тяжести, над Эфиопским рифтом выделяются зоны относительных максимумов, отвечающих поясам Вонджи и Абая. Расчеты показывают, что максимумы могут быть объяснены интрузиями основных пород, залегающих в 3 км ниже дна рифта [Searle, Gouin, 1972] (рис. 39). Особенно удачна

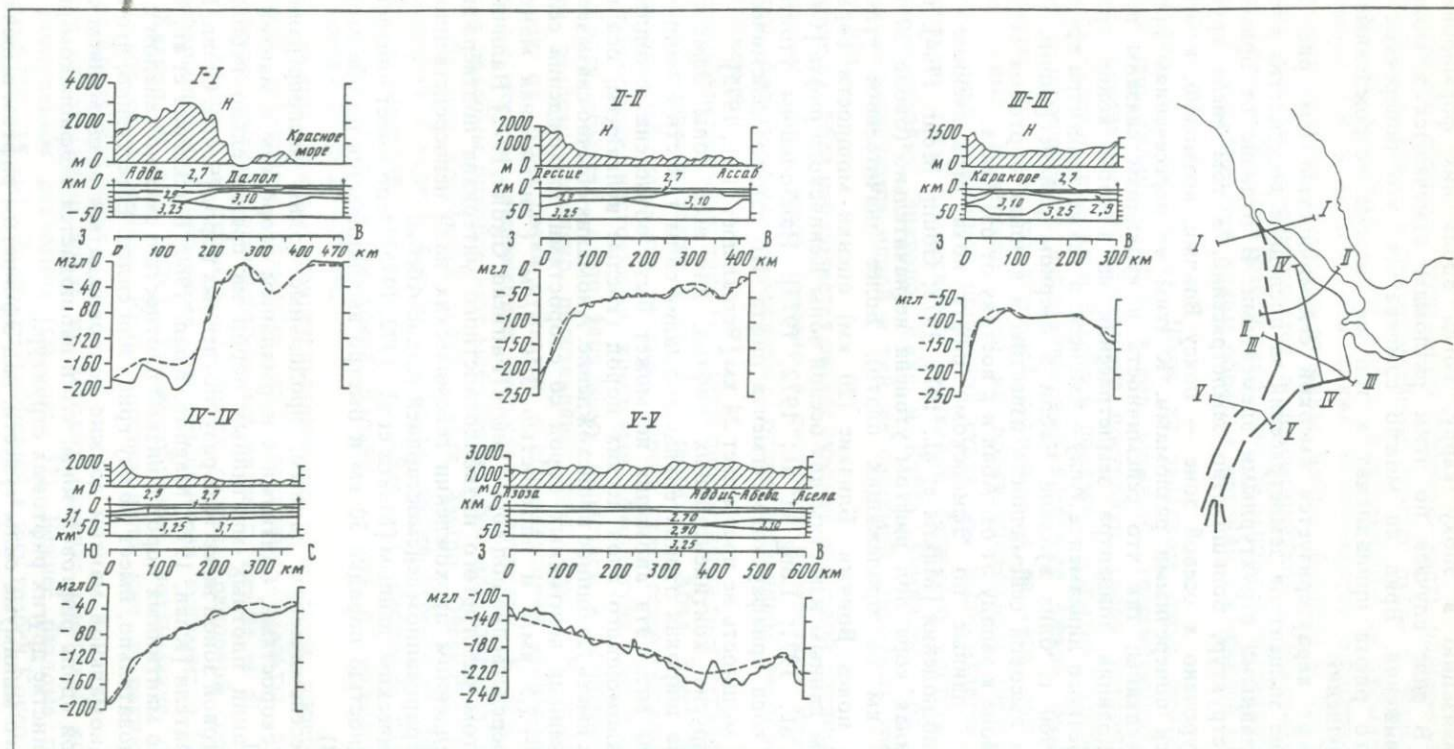


Рис. 38. Гравиметрические профили через Афар и Эфиопский рифт [Makris et al., 1972]

Верхняя часть — рельеф, средняя часть — плотностный разрез земной коры (интерпретация), нижняя часть — аномалии силы тяжести

Слой 1  $\rho = 2,70 \text{ г/см}^3$ ,  $v = 5,6 \text{ км/с}$ . Верхняя часть коры (осадочные и метаморфические породы, граниты). Слой 2  $\rho = 2,90 \text{ г/см}^3$ ,  $v = 6,6 \text{ км/с}$ . Нижняя часть коры (основные породы?). Слой 3  $\rho = 3,10 \text{ г/см}^3$ ,  $v = 7,2 \text{ км/с}$ . Разуплотненный мантийный материал. Слой 4  $\rho = 3,25 \text{ г/см}^3$ ,  $v = 8,0 \text{ км/с}$ . Верхняя мантия.

Наблюдаемые аномалии — сплошная линия, приведенные аномалии — пунктир

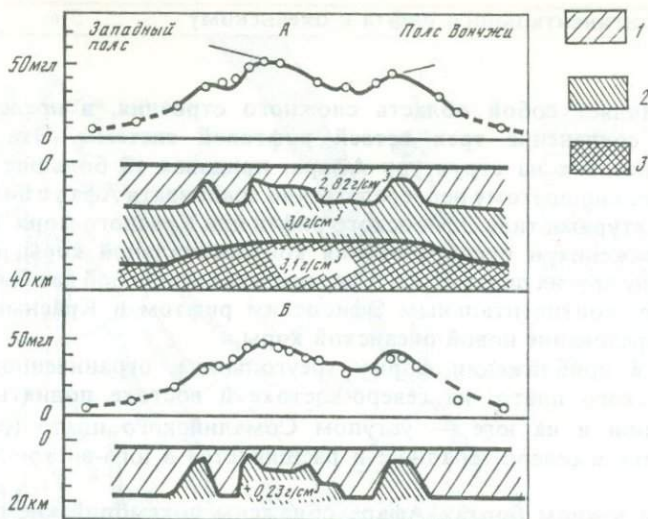


Рис. 39. Интерпретация максимумов силы тяжести в Эфиопском рифте [по Searle, Gouin, 1972]

В верхней части графиков — остаточные аномалии Буге (кружки — точки наблюдения). В нижней части — модели строения коры. А — с избытком массы как в нижней, так и в верхней частях коры. Б — с избытком массы только в верхней части коры.

1 — верхняя часть коры (плотность  $2,82 \text{ г/см}^3$ ); 2 — нижняя часть коры (плотность около  $3,0 \text{ г/см}^3$ ); 3 — разуплотненное мантийное вещество (плотность  $3,1 \text{ г/см}^3$ )

модель, сочетающая эффект интрузий основного материала в верхнюю часть коры с эффектом подъема кровли аномальной мантии.

Аналогичная интерпретация предлагается для осевой гравияномалии Кенийского рифта [Khan, Mansfield, 1971; Khan, 1977; Maguire, Khan, 1980]. Наличие подобных интрузий указывает на значительное (первые километры до первых десятков километров) растяжение в осевой зоне рифта. Попытки оценить масштабы такого растяжения делались Моором [см.: Baker et al., 1972] с учетом величин смещения по сбросам, количества зияющих трещин, мощности даек и т.д. Недостаток данных делает такие измерения весьма ненадежными. Для северной части Эфиопского рифта величина растяжения оценивается в 25—30 км.

Проводившиеся в течение пяти лет съемки с геодиметром выявили устойчивую тенденцию к расширению рифта в направлении, поперечном к поясу Вончжи [Mohr, 19756, 1977]. В северной части рифта скорость расширения колеблется от 3 до 6 мм/год. Полученные значения скорости близки к теоретической мгновенной скорости раскрытия [Ле Пишон и др., 1977, Казьмин и др., 1984]. Геодезические измерения выявили также правококовое смещение вдоль некоторых разломов со скоростью до 5 мм/год. Такого рода перемещения рассматриваются, однако, как временный феномен, поскольку они никак не отражены в структурном рисунке рифта.

Масштаб и скорость расширения в Эфиопском рифте явно убывают с северо-востока на юго-запад, о чем свидетельствует общее веерообразное раскрытие рифта в сторону Афара. Затухание растяжения к югу наблюдается и в Кенийском рифте. Здесь гравиметрический максимум, связанный с осевой зоной, не прослеживается к югу от  $2^\circ$  ю.ш., а отрицательная аномалия силы тяжести угасает около  $4^\circ$  с.ш. [Daggasot et al., 1972]. Общее раздвижение к северу от  $2^\circ$  ю.ш. составляет в Кенийском рифте 10—15 км [Fairhead, 1980], при этом 4—5 км приходится на смещение по сбросам и 10 км — на интрузию в осевой зоне.

## Переход от континентального рифта к океанскому

### АФАР

Афар представляет собой область сложного строения, в пределах которой осуществляется сочленение трех ветвей рифтовой системы. Эта особенность накладывает отпечаток на структуру Афара, придавая ей большое своеобразие. Было бы неправильно поэтому непосредственно сравнивать Афар с более простыми рифтовыми структурами типа Эфиопского рифта или Красного моря. В то же время по степени растяжения и преобразования континентальной коры, по характеру вулканизма и ряду других параметров Афар представляет собой как бы промежуточное звено между континентальным Эфиопским рифтом и Красным морем, где уже началось образование новой океанской коры.

Афар имеет в приближении форму треугольника, ограниченного на западе уступом Эфиопского плато, на северо-востоке и востоке поднятыми блоками Данакиля и Айши и на юге — уступом Сомалийского плато (рис. 40). Треугольник сужается в северо-западном и расширяется в юго-восточном направлении.

В западном и южном бортах Афара обнажены докембрийские породы, перекрытые полого залегающими песчаниками и известняками верхнего палеозоя и нижнего мезозоя и мощным комплексом третичных вулканитов трапповой серии. Практически повсеместно по внутренней периферии бортовых уступов можно наблюдать, как эти образования погружаются под вулканогенные и осадочные комплексы, выполняющие Афарский рифт. Дорифтовые комплексы — докембрийские породы, осадки мезозойского возраста и траппы — обнажены также в поднятиях Данакиля и Айши, которые, в первом приближении, можно рассматривать как горсты.

В пределах самой рифтовой впадины дорифтовые комплексы не вскрыты нигде, за исключением ее центра — района Афара Дара, где из-под молодых вулканитов выступает толща риолитов, прорванная субвулканической интрузией щелочного гранита раннемиоценового возраста [Varbergi et al., 1972].

Уступы бортов Афара возвышаются над его дном на высоту до 3,5 км и представляют собой широкие (от 10—20 до 50—60 км) зоны интенсивной отступающей эрозии. Так же как и в Эфиопском рифте, различаются уступы двух типов: с флексурным изгибом слоев в сторону рифта и антитетическими сбросами (см. рис. 33, разрезы III—III, IV—IV, V—V и VII—VII) и со ступенчатыми сбросами (разрез VI—VI). Резко преобладают уступы первого типа, развитые вдоль западного и большей части южного борта Афара, а также по окраинам горстов Данакиль и Айша. Уступ второго типа известен только на участке южного борта между поселками Кулуби и Дире-Дава. Установлено, что этот аномальный участок ограничен с запада и с востока зонами древних, омоложенных на кайнозойском этапе, разломов (Марда и Кулуби). Подтверждается, таким образом, предположение о зависимости типа бортового уступа от дифференцированных движений блоков дорифтового фундамента. Для западного борта Афара характерно развитие узких грабенов, прослеживающихся примерно в средней части уступа. Они отделяют верхнюю часть уступа с нормальными сбросами большой амплитуды от нижней части с преобладанием антитетических сбросов. Принципиальная схема образования таких грабенов показана на рис. 34, А. С севера на юг в западном бортовом уступе выделяются грабены Гарсат, Корбета, Роби (см. рис. 33, разрезы I—I; III—III; IV—IV). В промежутках между ними развиты менее четкие грабенообразные структуры.

При наблюдениях в бортах Афара было отмечено [Black et al., 1972b; Morton, Black, 1975], что сбросы, секущие слоистость под углом 60—80°, что имеют пологое (менее 50°) падение, в то время как слои в пределах блоков приобретают весьма

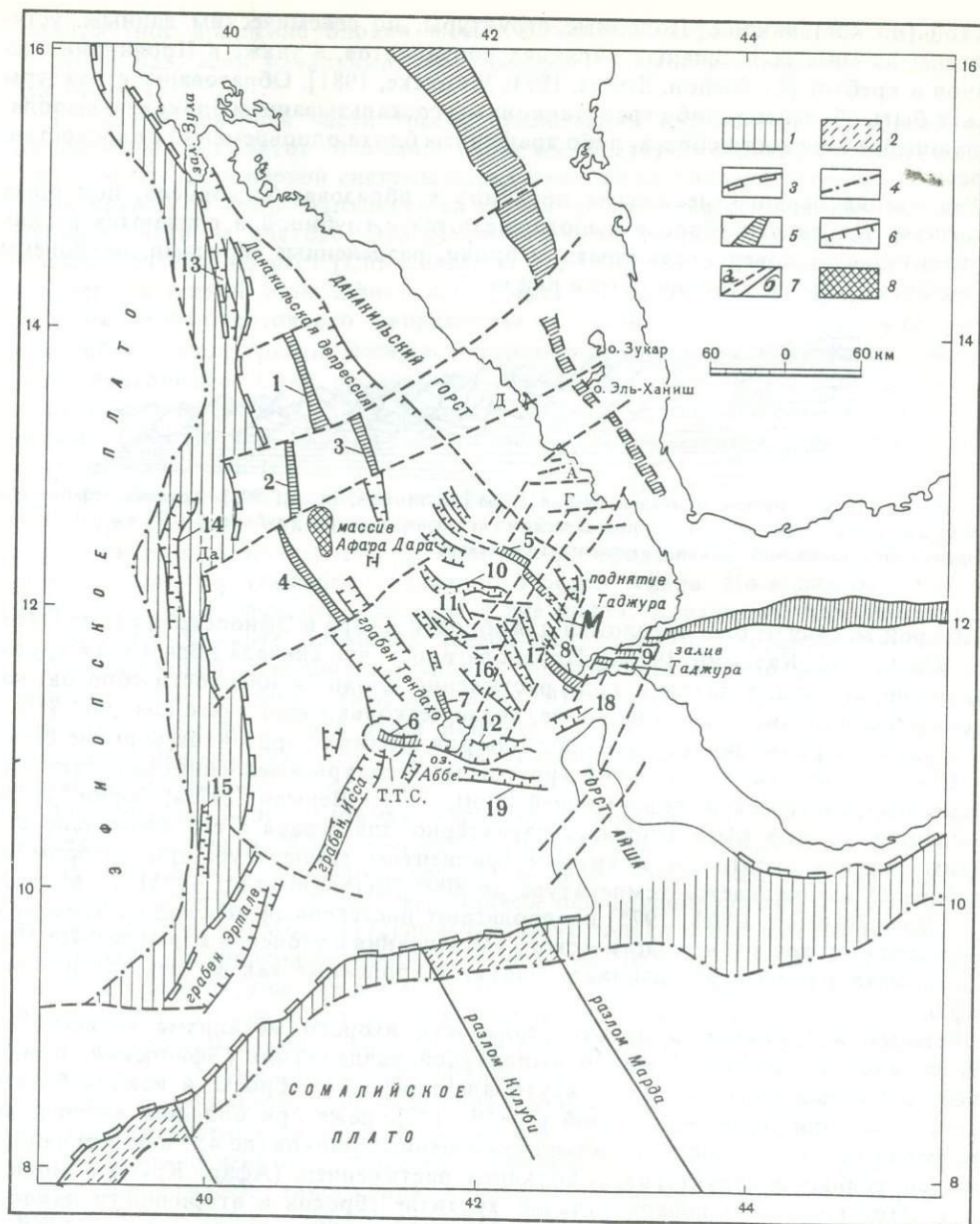


Рис. 40. Схема основных структурных элементов Афары

Бортовые уступы: 1 — с преобладанием антитетических сбросов; 2 — ступенчато-сбросовые; 3 — внутренняя граница (подножие) уступа, 4 — внешняя граница уступа; 5 — осевая зона; 6 — крупный сброс; 7 — поперечные разломы (а), зоны разломов на Сомалийском плато (б); 8 — массив Афары Дара (выступ дорифтового основания). Осевые зоны: 1 — Эртале, 2 — Алайта, 3 — Тат Али, 4 — Манда Хараро, 5 — Манда Инакир, 6 — Габилема, 7 — Дама Але, 8 — Азаль, 9 — залив Таджура. Грабены: 10 — Имунно, 11 — Доби, 12 — Гобаад, 13 — Гарсат, 14 — Корбета, 15 — Роби, 16 — Ханле, 17 — Гаггаде, 18 — Бара Куни, 19 — Какле. Поперечные вулканические зоны: Д — Дубби, Да — Даббайра, А — Ассабская, Г — Гуча, М — Макарроу. Т.Т.С. — условная точка тройного сочленения

крутой (до  $45^\circ$ ) наклон. Подобные структуры, по сейсмическим данным, установлены на многих пассивных окраинах континентов, а также в Провинции бассейнов и хребтов [Le Pichon, Sibuet, 1981; Wernicke, 1981]. Образование структуры может быть объяснено либо гравитационным соскальзыванием блоков по выполаживающейся плоскости сброса, либо вращением блока одновременно с плоскостью сброса.

Реализация первого механизма приводит к образованию сбросов, подобных оползням. Плоскости сбросов выполаживаются с глубиной и сливаются в одну горизонтальную поверхность срыва, а блоки, разделенные сбросами, наклонены в противоположную сторону от оси рифта.

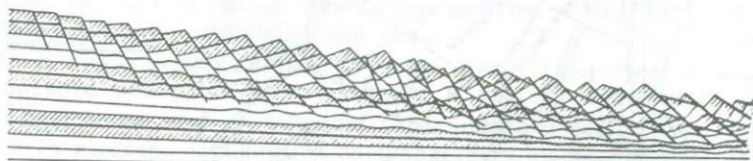


Рис. 41. Механизм утонения континентальной коры [по Morton, Black, 1975]. Хрупкая деформация в верхней части коры сменяется пластическим вытягиванием на глубине 8—10 км. Показано вращение двух поколений блоков, разделенных сбросами

Второй механизм был предложен для сбросов Афара и Эфиопского рифта [Morton, Black, 1975; Казьмин, 1975а]. Предполагалось, что сначала образуются крутопадающие сбросы, а затем в ходе растяжения блоки (и плоскости сбросов) наклоняются, подобно книгам на полке, когда несколько книг взято (см. рис. 34).

Хрупкая деформация характерна лишь для верхних горизонтов коры не более 8—10 км мощностью, а с глубиной и ростом температуры и давления она постепенно сменяется пластической деформацией [Bott, 1971; Шерман, 1975а; Зорин, 1977]. Последнее должно быть особенно характерно для Афара с его аномально высоким тепловым потоком и крутым градиентом температур, при котором на глубине 15 км ожидается температура до  $800^\circ$  [Berkhold et al., 1975]. У. Мортон и Р. Блэк [Morton, Black, 1975] предполагают постепенный переход от зоны вращающихся блоков к зоне пластического вытягивания и утонения коры (рис. 41). При таком механизме могут возникать блоки, наклоненные как от оси, так и к оси рифта.

Важным аргументом в пользу реальности второго механизма является то, что в молодых рифтах с малой амплитудой раздвижения (Эфиопский, Кенийский) наблюдаются в основном крутопадающие ( $60^\circ$ ) сбросы, а наклон блоков отсутствует или очень небольшой (до  $10\text{--}15^\circ$ ), даже при больших амплитудах смещения по сбросу. Системы сильно наклоненных блоков (до  $45^\circ$  и более) наблюдаются только в структурах с большим растяжением (Афар, Красное море и т.д.). Этот говорит о первоначальной крутизне сбросов и вторичности наклона их плоскостей.

Расчет показывает, что механизм наклона блоков даже при однократном сбросообразовании может обеспечить значительное утонение (или вытягивание) коры (примерно на 10% с поворотом на каждые  $10^\circ$  — [Morton, Black, 1975]). При больших вращениях (порядка  $30\text{--}40^\circ$ ) дальнейшее утонение становится затруднительным, так как разломы становятся слишком пологими и движение по ним прекращается. Предполагается, однако, что последовательное неоднократное образование сбросов и вращение каждого из поколений блоков, возникающих при этом, могут приводить к сокращению мощности хрупкой коры с одновременным растягиванием в 1,5 раза и более. Наблюдения в бортах Эфиопского рифта показывают, что неоднократное образование сбросов и их последующее вращение реально. Впрочем, как показали Ле Пишон и Сибуэ [Le Pichon, Sibuet, 1981], даже

однократное вращение блоков может приводить к растягиванию коры в два и более раз, если начальный угол наклона плоскости сброса был небольшим (не более  $45^\circ$ ).

Южная и северная части Афара существенно отличаются по ориентировке структурных элементов. В южной части господствуют сбросы, трещины и дайки двух систем. Для первой системы характерен очень пологий дугообразный изгиб простираний от северо-западного на западе до запад-северо-западного и, наконец, субширотного на востоке. Эти разрывы имеют позднеплиоценовый или раннеплейстоценовый возраст [Christiansen et al., 1975]. Вторая система является продолжением осевой зоны Эфиопского рифта (пояса Вончжи) и представлена разломами северо-восточного направления. С этой системой связан уже упомянутый осевой грабен Исса, в котором сосредоточены проявления современного вулканизма. Судя по возрасту вулканитов, заложение грабена относится к раннему плейстоцену. Хотя обе системы разломов практически одновозрастны, можно сказать, что система пояса Вончжи более активна, она занимает явно текущее положение (рис. 42).

Магнитные аномалии в Южном Афаре [Girdler, 1970; Courtillot et al., 1980] в основном субширотные, совпадающие, по крайней мере в восточной части, с первой системой разрывных нарушений. Они как бы продолжают аденские простирания и могут быть прослежены до западного борта Афара. По-видимому, они соответствуют роям даек, наблюдаемым в дне рифта. Характерно полное отсутствие на магнитной карте аномалий северо-восточного простирания, совпадающих с доминирующей системой дислокаций — поясом Вончжи. В пределах пояса Вончжи угасают также и субширотные аномалии. Эти явления можно связать с интенсивным тепловым потоком в поясе Вончжи — результатом современной магматической активности. Вероятно, что поверхность Кюри здесь сильно поднята, и это ослабляет магнитное поле.

Значительно более сложная структура наблюдается в дне Центрального и Северного Афара. Для этого района характерна исключительно высокая концентрация сбросов, зияющих трещин и даек. Число разрывов на отдельных участках достигает 2—4 на 1 км, причем они группируются в пучки 20—30 км шириной. П. Моор [Mohr, 1972] подсчитал, что только за счет смещений по плейстоценовым — современным сбросам кора в центральной части Афара растянута на 25 км. Амплитуды смещения по сбросам обычно невелики (менее 100 м), но в отдельных случаях могут достигать первых сотен метров.

На севере в Данакильской депрессии разломы и трещины имеют север-северо-западное (красноморское) простирание, которое изменяется на запад-северо-западное и субширотное по мере приближения к заливу Таджура. Одновременно в этом направлении происходит усложнение структуры дна рифта: наряду со все более многочисленными сбросами появляются грабены — "рифты в рифте". Крупнейшие грабены такого типа — Иммино, Доби, Ханле, Гаггаде и ряд других — имеют, как правило, простое строение. Их бортовые уступы образованы одним или двумя крупными сбросами и почти не затронуты эрозией. Вертикальные смещения по бортовым сбросам достигают 200—300 м. Дно грабенов плоское, не нарушенное трещинами, сложено осадочными породами, вулканические проявления отсутствуют. Судя по возрасту осадочного выполнения, грабены начали формироваться в конце плиоцена. Широкое развитие структур "рифты в рифте" в центральной и восточной частях Афара свидетельствует об увеличении растяжения в этом направлении (рис. 43).

Изменение простирания разрывов с северо-запада  $340^\circ$  (Данакильская депрессия) до север-северо-запада  $300^\circ$  (близ зал. Таджура) происходит либо путем плавного изгиба, либо путем сопряжения и взаимопересечения трещин различной ориентировки. Последнее хорошо наблюдается в центральной части Северного Афара в области Хиук-Хенкебба (рис. 44).



Рис. 42. Космический снимок со спутника ERTS южной части Афар. Масштаб 1:1000000. В западной части снимка виден грабен Исса — продолжение Эфиопского рифта в Афаре. На южном окончании грабена — вулкан Айслу. В юго-восточной части снимка находится южный бортовой уступ Афара. Хорошо видно, как разломы системы Эфиопского рифта пересекают широтные разломы южного Афара

Специфическими элементами внутренней структуры Афара являются осевые хребты — активные вулканические зоны, контролируемые раздвиговыми трещинами [Barberi et al., 1970; Tazieff et al., 1972; CNR—CNRS, 1973]. Геофизические данные [Makris et al., 1972, 1975] говорят о залегании слоя низкоплотных мантийных пород под осевыми хребтами на глубине всего 5 км. В этом плане наблюдается сходство с рифтовыми долинами океанов. Предполагается, что кора в зоне раздвига разорвана и происходит заполнение трещины вулканическим материалом. Система осевых хребтов также развивается и усложняется с северо-запада на юго-восток. На севере Данакильской депрессии существует лишь один хребет — Эртале, занимающий строго осевое положение (см. рис. 22, 40). Юго-восточнее система хребтов раздваивается, они образуют две дуги, обращенные

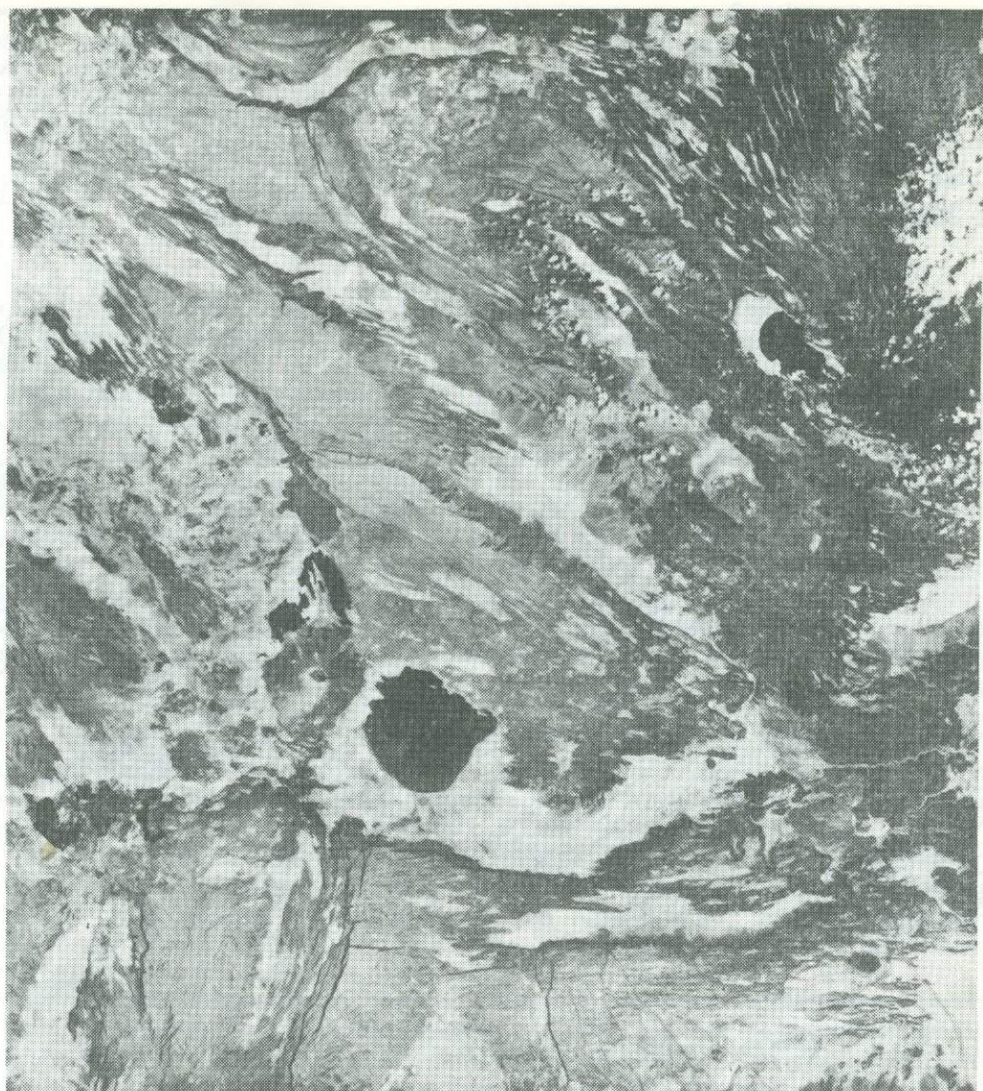


Рис. 43. Космический снимок со спутника ERTS центральной части Афара. Масштаб 1:1000000. К югу от центра снимка — оз. Аббе. Западнее озера — вулкан Габилема. В юго-западном углу видно северное окончание грабена Исса. В северо-восточной части снимка находится окончание зал. Таджура и рифт Азаль. К северу от оз. Азаль видна кулисная система трещин, отвечающая трансформной зоне Макарросу. В северо-западной части снимка — грабен Доби. Дно Афарской депрессии разбито огромным количеством сбросов (тонкие линии). Видны также многочисленные структуры "рифт в рифте" — грабены, заполненные светлыми осадками

выпуклостью к юго-западу. Южная дуга прослеживается через осевые хребты Алайта, Манда Хараро и Габилема и включает также грабены Тендахо, Гобаад и Бара Куин. По-видимому, она слепо заканчивается близ северного окончания горста Айша. В строении северной дуги участвуют осевые хребты Тат Али, Манда Инакир и рифт Азаль, а также несколько грабенов без признаков вулканизма.

Юго-восточный сегмент этой дуги — рифт Азаль представляет собой зону молодого вулканизма, расположенную между оз. Азаль на северо-западе и заливом Чуббат-эль-Араб на юго-востоке. В структурном отношении эта зона представляет собой грабен шириной около 38 км и глубиной 1,37 км (рис.45, см. также

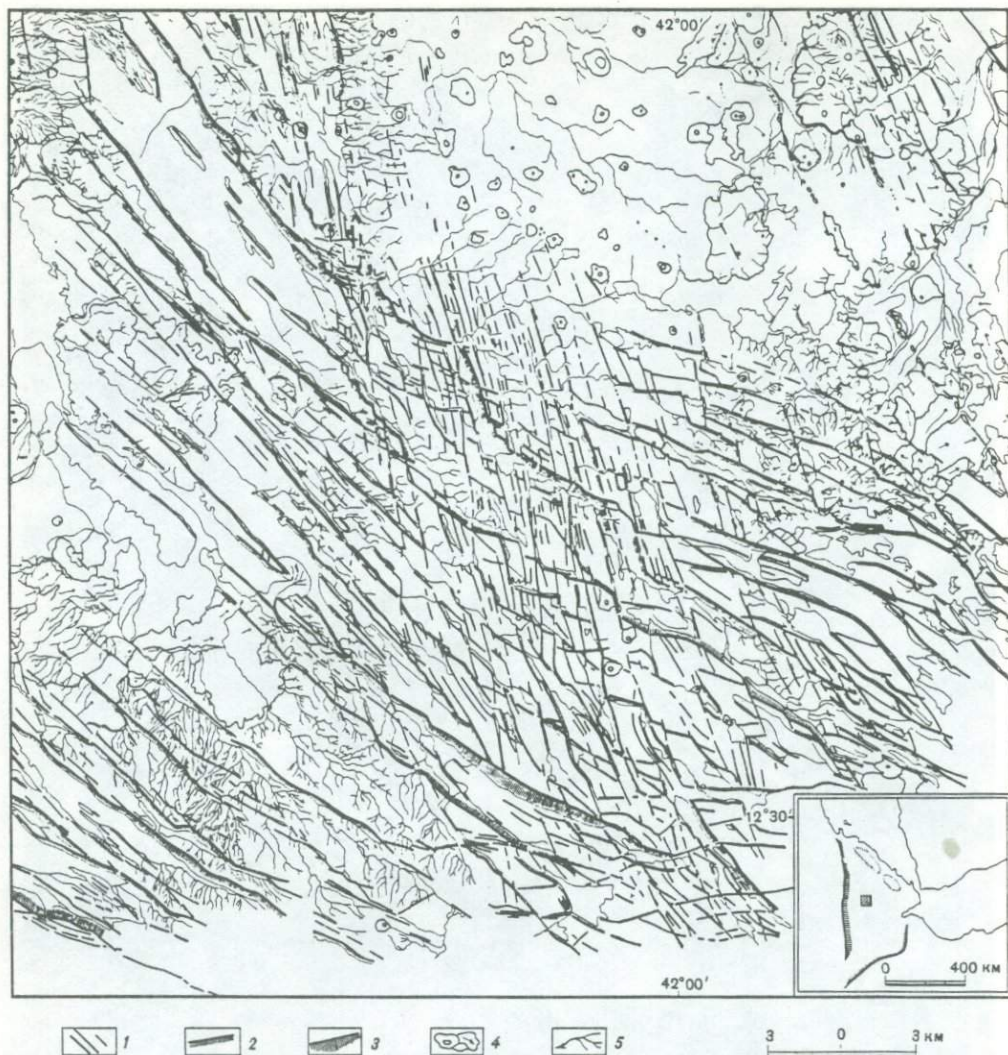


Рис. 44. Тектоническая схема участка в Центральном Афаре [CNR—CNRS, 1973]

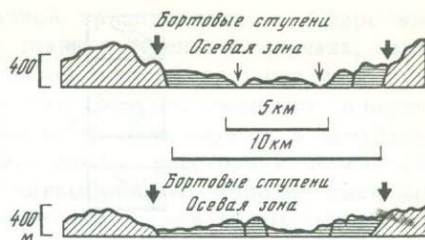
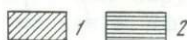
1 — трещины; 2 — сбросы; 3 — крупные сбросы; 4 — вулкан и лавовый поток; 5 — гидросеть

рис. 43). В центральной части грабена развиты зияющие трещины без смещения, а в краевой — трещины со значительной сбросовой компонентой. Трещины центральной части служат каналами для излияний базальтов. Последнее раскрытие нескольких трещин шириной до метра и более и извержения наблюдались в 1978 г. [Demange, Tazieff, 1978; Ollard et al., 1979]. При этом на участке активной трещины протяженностью 0,5 км излилось до 14 млн м<sup>3</sup> базальта. По морфологии рифт Азаль идентичен рифтовым долинам срединно-океанских хребтов [Tarponier, Varet, 1974; Harrison et al., 1975] и резко отличается от осевых хребтов.

Посредством разлома северо-восточной ориентировки (трансформный разлом?) зона Азаль-Чуббат соединяется с осевой зоной залива Таджура и является, таким образом, крайним западным сегментом спрединговой зоны Аденского рифта. С рифтом Азаль связана четкая осевая магнитная аномалия, не прослеживающаяся далее к западу в пределы Афара. Зона магнитных аномалий веерообразно расширяется на восток, так что Азаль можно рассматривать как

Рис. 45. Поперечные разрезы через рифт Ардукоба (Азаль) [по Н. Needham et al., 1976]

1 — плейстоценовые базальты; 2 — голоценовые базальты  
Строение рифтовой зоны сходно со строением океанских рифтов и с рифтовой зоной Красного моря (см. рис. 49)



конец литосферной трещины между Сомалийской и Аравийской плитами. По данным французских исследователей, литосферная трещина продвигается на запад со скоростью 3 см/год [Courtillet et al., 1980].

В самом Афаре границы между плитами четко не устанавливаются. Они могут быть намечены лишь на крайнем северо-западе (Данакильская депрессия) и юго-западнее оз. Аббе. В первом случае осевой хребет Эрта Але можно рассматривать как границу между Африканской плитой и микроплитой Данакиля. Во втором — грабен Исса маркирует границу между Африканской и Сомалийской плитами. В Центральной части Афара разобщенные раздвиговые трещины (осевые хребты) не образуют единой спрединговой оси, растяжение носит диффузный характер. Возможно, что раздвижки (и связанные с ними вулканические хребты) возникали неоднократно и в разных местах, что привело к образованию сложной и не поддающейся корреляции системе магнитных аномалий (см. ниже.)

В целом система северо-западных и север-северо-западных структур растяжения Северного Афара кулисно подставляет рифтовую зону Красного моря, разделяющую Аравийскую и Африканскую плиты и сужающуюся в сторону Баб-эль-Мандебского пролива. Структура Северного Афара и образует, таким образом, звено, связывающее Красноморский и Аденский рифты ["мегаструктура Красное море — Аденский залив" — Tazieff et al., 1972].

Как уже упоминалось, сочленение структур Эфиопского рифта и Северного Афара происходит к юго-западу от оз. Аббе, в точке близ вулкана Гобилема, причем дугообразная структура Северного Афара явно "срезает" структуры северо-восточного направления. Именно эту точку можно условно принимать за точку тройного сочленения.

Поперечные разрывные нарушения в Афаре были долго предметом дискуссии. Дешифрирование аэро- и космоснимков выявило наличие поперечных (восток-северо-восточных) разломов в западном борту Афара и на Данакильском горсте. С этими разломами связаны симметричные смещения бортовых уступов по обе стороны депрессии. П. Моор [Moht, 1967a; и др.] предположил, что Афар (как и Эфиопский рифт) пересечен системой поперечных разломов. К такому же выводу пришел и автор данной работы [Казьмин, 1975a]. В то же время многие исследователи отрицали наличие активных поперечных разломов в дне Афара [Tazieff et al., 1972; CNR—CNRS, 1973] и лишь позднее их существование было убедительно доказано [Barberi, Varet, 1975a; Christiansen et al., 1975].

В краевых частях Афара и на Данакильском горсте поперечные разломы выражены почти исключительно линейным расположением вулканопроявлений — центров излияний щелочных базальтов, а также риолитовых куполов и даек. К числу таких поперечных вулcano-тектонических линеаментов принадлежат цепочки базальтовых конусов Дабайра и Дубби, находящиеся на противоположных бортах Афара и подчиненные одной и той же системе трещин. В центральных частях депрессии поперечные нарушения выражены менее четко, но все же могут быть достаточно уверенно прослежены. Так, между грабеном Тендахо и Красным морем выделяется несколько зон 2—6 км шириной и до 120 км протяженностью, в пределах которых наблюдается ориентированное

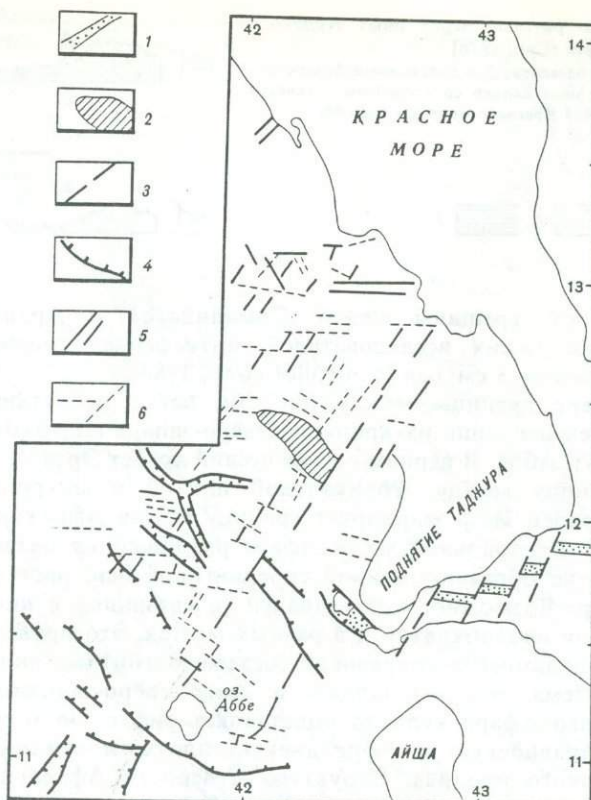


Рис. 46. Зоны поперечных трещин в восточной части Афар [по Christiansen et al., 1975]

1 — осевая рифтовая зона залива Таджура и рифт Азаль; 2 — осевой хребет Манда Инакир; 3 — трансформные разломы в заливе Таджура; 4 — крупные сбросы; 5 — зоны трещинных базальтовых излияний в верхнем плиоцене — голоцене; 6 — широтные и северо-восточные трещины

расположение трещин, даек и цепочек вулканических аппаратов (рис. 46). Простираение зон — северо-восток  $30-50^\circ$ , почти перпендикулярно разрывам растяжения северо-западной ориентировки, а также осевым зонам (хребтам).

Некоторые поперечные разломы соединяют окончания осевых зон, латерально смещенных друг относительно друга, и тогда их можно рассматривать как трансформные. Так, например, поперечный разлом Макаросу соединяет рифт Азаль и осевой хребет Манда Инакир [Tarrouniet, Varet, 1974]. На поверхности в зоне разлома Макаросу развиты кулисные трещины, ориентированные под углом к простираению разлома, что свидетельствует о латеральных перемещениях вдоль него. При этом характер сдвига соответствует теоретическому смещению в активном сегменте трансформного разлома. В других случаях с поперечными нарушениями связано срезание осевых хребтов, подстановка одного хребта двумя параллельными и другие перестройки.

На упрощенных схемах тектоники Афар все поперечные зоны разломов имеют примерно одинаковую ориентировку. На самом деле это не так. В северо-западной части Афар (Данакильская депрессия) поперечные разломы ориентированы в северо-восточном направлении —  $60-70^\circ$ , т.е. параллельно поперечным разломам Красного моря. В восточной части Северного Афар (к северу от оз. Аббе и к западу от залива Таджура) ориентировка разломов иная — северо-восток  $40-30^\circ$ , т.е. параллельно трансформным разломам Аденского рифта. Эта особенность поперечных нарушений еще раз подчеркивает сложность процессов растяжения, идущих в Афаре.

Кроме поперечных разломов северо-восточной ориентировки, в Афаре выделяются субширотные трещины (см. рис. 46), также в отдельных случаях, контролирующие размещение вулканических аппаратов (например, поперечные вулканические хребты Асабский и Гуфа). Широтные трещины смещают поперечные нарушения северо-восточного простирания и прослеживаются в центральной и северо-восточных частях Афара на значительные расстояния. Важно отметить, что широтные нарушения обычны в докембрийских породах смежных районов. Так же как в Эфиопском рифте, широтные элементы докембрийской структуры находят, по-видимому, отражение в ориентировке трещин Афара.

Интересны данные о сейсмичности Афара. Распределение эпицентров отличается большой сложностью (см. рис. 29, 82). Наиболее сейсмически активна осевая зона Данакильской депрессии, в особенности район вулкана Алид и залива Зула. К северу от залива вдоль побережья Красного моря к востоку от Массавы также фиксируются частые сильные землетрясения. Этим подтверждается предположение о том, что разлом осевой зоны Данакильской депрессии протягивается на север, вдоль Эфиопского побережья Красного моря [Hutchinson, Engels, 1970]. Землетрясения, сопровождавшиеся раскрытием зияющих трещин и извержениями, фиксировались в историческое время в осевых хребтах Эрта Але и Алайта.

В центральном Афаре картина распределения эпицентров нечеткая. Они связаны, по-видимому, с отдельными поясами сейсмоактивных разломов северо-западного простирания, как это наблюдается в районе грабена Тендахо. Некоторые очаги, возможно, имеют сдвиговую природу и приурочены к зонам поперечных (северо-восточных) нарушений. Предполагается, что такова природа катастрофического землетрясения в районе пос. Сердо в 1969 г. [Fairhead, Girdler, 1971], хотя существуют и другие интерпретации фокального механизма [McKenzie et al., 1970]. В то же время отчетливой связи землетрясений с осевыми хребтами (за исключением Эрта Але и Алайты) не отмечается. Высокой сейсмичностью отличается рифт Азаль на западной оконечности залива Таджура. Во время землетрясения 1978 г. суммарное раздвижение вкрест простирания рифтовой зоны составило, по геофизическим данным, 2,4 м, погружение дна осевого грабена — 0,7 м, воздымание бортов — 0,16 м [Tarantola et al., 1980]. Предполагается, что упругая литосфера около 4,5 км мощностью была разорвана вдоль осевой зоны рифта, а после разрыва испытала эффект "отдачи" — сжатия.

Пожалуй, больше всего эпицентров тяготеет к западному уступу Афара. Участок их особого сгущения выделяется к востоку от г. Дессие. Слабые землетрясения фиксируются также вдоль юго-западной границы Данакильского горста.

Анализом 99 слабых землетрясений по всей территории Афара за 124 дня в 1974 г. [Gouin, 1976] установлен их мелкофокусный характер с расположением гипоцентров на глубинах от 0,25 до 9,5 км (средняя глубина — 4 км). Очевидно, слабые землетрясения связаны с хрупкими деформациями в верхней части коры.

#### СТРОЕНИЕ КОРЫ АФАРА

По гравиметрическим и сейсмологическим данным, кора в Афаре имеет мощность от 22—26 км на юге до 14—16 км на севере и северо-востоке. Повсеместно кора подстилается породами аномальной мантии с плотностью  $3,1 \text{ г/см}^3$ . Под смежными плато "нормальная" мантия залегает под мощной (до 40 км) континентальной корой. Данные о неглубоком залегании разогретого и разуплотненного мантийного материала в Афаре подтверждаются магнитотеллурическим зондированием [Berkhold et al., 1975].

По поводу строения коры в Афаре существуют три мнения.

1. Северный Афар, возможно весь Афар, подстилается новообразованной корой [Mohr, 1975b; Ruegg, 1975].

2. Только центральная часть Северного Афара, приблизительно между двумя дугами осевых хребтов, является новообразованной [Barberi, Varet, 1975a, b].

3. Большая часть Афара (за исключением зон раздвига под осевыми хребтами) подстилается утоненной континентальной корой [Black et al., 1972b; Mopton, Black, 1975; Makris et al., 1972; 1975; Berckhemer et al., 1975].

Первая интерпретация исходит из положения, что изначально Данакильский блок и Айша занимали положение непосредственно у западного борта Афара [Roberts, 1970; McKenzie et al., 1970]. Такое первоначальное положение требует поворота Данакильского блока на  $30^\circ$  против часовой стрелки. Соответственно вся область между Данакилем — Айшой и западным уступом должна быть сложена новообразованной корой (рис. 47, А).

Следует сразу же оговориться, что такая интерпретация совершенно неприемлема для южного Афара, где кора имеет достаточно большую мощность и где ее континентальная природа не вызывает сомнений.

Как показывают анализ космических снимков [Christiansen et al., 1975] и картирование, горст Айша автохтонен, а утоненная земная кора в его пределах имеет, скорее всего, такую же структуру, как и под смежными частями Афарского рифта [Black et al., 1972b]. Были предложены варианты, согласно которым Данакильский горст первоначально прилегал к Эфиопскому плато, а горст Айша оставался в его нынешнем положении (рис. 47, Б). В этом случае территория к северу от  $11-11,5^\circ$  с.ш. должна подстилаться новообразованной, а к югу — утоненной континентальной корой. На самом деле в структуре Афара ничто не отвечает такому разделению. Одинаковые геологические комплексы прослеживаются из южной половины депрессии в северную, нет резкого изменения в составе вулканитов, уменьшение мощности коры происходит постепенно, не наблюдаются геоморфологические изменения. Все это заставляет сомневаться в "новообразованном" характере коры на всем пространстве между Данакильским горстом и краем плато.

По мнению Ф. Барбери и Ж. Варе [Barberi, Varet, 1975b; Varet, 1976], участок новообразованной коры шириной 100—140 км совпадает с областью развития стратоидных базальтов<sup>1</sup> с возрастом моложе 4,4 млн лет. Как указывалось в предыдущем разделе, эти базальты относятся к переходному типу, характерному для областей с континентальной корой и весьма отличному от океанских абиссальных толеитов. Таким образом, состав базальтов не указывает прямо на существование в Афаре новообразованной коры.

Не менее искусственной выглядит попытка истолковать некоторые магнитные аномалии Афара как симметричные, связанные с разрастанием океанского ложа [Barberi, Varet, 1975b]. Прежде всего видно, что аномалии и построенные по ним изохроны не параллельны предполагаемым осям разрастания, т.е. осевым хребтам, но весьма резко пересекают их (рис. 48).

Для большинства аномалий характерна широтная ориентировка, что противоречит принятой схеме раскрытия Афара за счет отодвигания Данакильского горста. Многие магнитные аномалии заведомо находятся в области развития континентальной коры (Южный Афар) и, следовательно, никак не могут отражать разрастание океанического дна.

По данным сейсмического зондирования [Berckhemer et al., 1975], даже в центре Данакильской депрессии выделяется слой со скоростями продольных сейсмических волн 6,0—6,3 км/с, который рассматривается как сильно утоненный (2—5 км) сиалический или "гранитный" слой. Результаты изучения поверхност-

<sup>1</sup> Этот термин употребляется французскими и итальянскими исследователями для описания порфировых базальтов Афара.

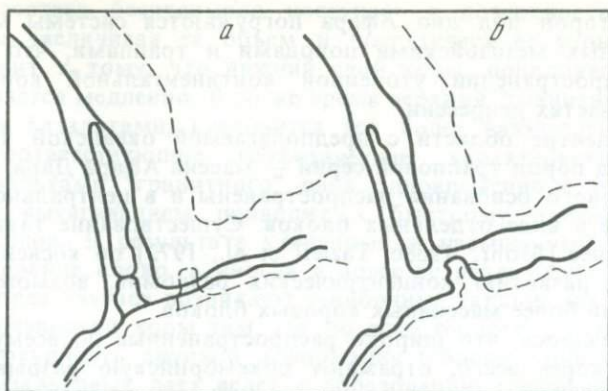


Рис. 47. Тесты максимального сближения Данакильской и Африканской плит  
*а* — с вращением горстов Данакиль и Айша; *б* — с вращением горста Данакиль

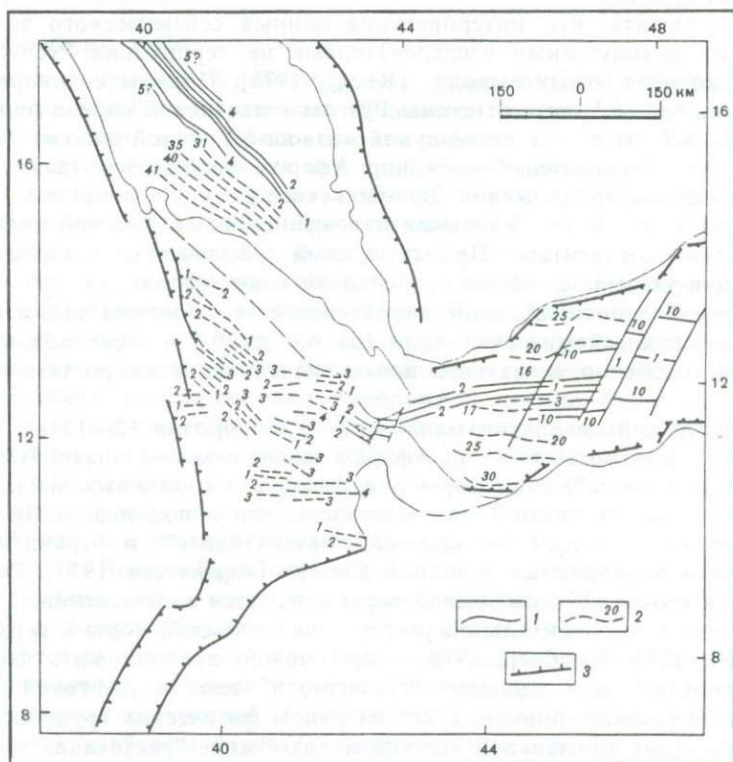


Рис. 48. Изохроны океанской коры по линейным магнитным аномалиям в районе тройного сочленения Красноморского, Эфиопского и Аденского рифтов

1 — достоверные изохроны: в Аденском заливе [Laughton et al., 1970] и Красном море [Röeser, 1975];  
 2 — предполагаемые изохроны в Аденском заливе [Girdler, Styles, 1978], Афаре [Barberi, Varet, 1975a] и Красном море [Girdler, Styles, 1974]. Цифры — возраст в млн лет; 3 — главные сбросы

ной депрессии телесеизмических волн от землетрясений в Аденском заливе показывают, что территория к западу от залива Таджура (юго-восточная часть Северного Афара) также подстилается континентальной корой [Jones, 1968]. Таким образом, данные сейсмоки не позволяют говорить о сколько-нибудь широком развитии океанской коры под Афаром. Отметим еще три факта.

1. Со всех сторон под дно Афара погружаются системы моноклинальных блоков, сложенных мезозойскими породами и траппами, что говорит о значительном распространении утоненной континентальной коры, по крайней мере в краевых частях депрессии.

2. В самом центре области с предполагаемой океанской корой находится обширный выход пород трапповой серии — массив Афара Дара. Таким образом, породы дорифтового основания распространены и в центральной части Афара, по крайней мере в виде отдельных блоков. Существование таких блоков предполагалось и ранее [Mohr, 1968b; Tazieff et al., 1972] по косвенным признакам, в частности по развитию концентрических разломов, возможно расположенных по периферии более массивных коровых блоков.

3. Выше отмечалось, что широко распространенные по всему Афару широтные разрывы, скорее всего, отражают докембрийскую разрывную структуру.

Все эти соображения в совокупности с геофизическими и петрологическими данными позволяют считать, что под Афаром существует в различной степени утоненная континентальная кора, разорванная, вероятно, лишь в раздвиговых зонах осевых хребтов.

Следует отметить, что интерпретация данных сейсмического зондирования, проведенного французскими исследователями на территории Республики Джибути, противоречит этому выводу [Ruegg, 1975]. Породы со скоростями продольных волн 6,0—6,5 км/с отнесены Рузгом к океанской коре, а породы со скоростями 6,7—6,9 км/с — к аномальной низкоплотностной мантии. В результате получается, что "гранитного" слоя под Афаром вообще нет (даже в поднятии Таджура — южном продолжении Данакильского блока), а мощность коры составляет всего от 6 до 10 км. Учитывая изложенное выше, с такой интерпретацией вряд ли можно согласиться. Принятые нами сейсмические и гравиметрические интерпретации указывают на две особенности коры Афара.

1. Верхний "гранитный" слой характеризуется довольно высокими скоростями продольных сейсмических волн (от 6,0 до 6,3 и даже 6,5 км/с), приближающимися, особенно в максимальных значениях, к скоростям в океанской коре.

2. Мощность верхнего слоя мала — 2—5 км против 12—15 км под Эфиопским плато, а плотность его под Афаром выше, чем под плато. В то же время нижний ("базальтовый") слой коры под Афаром в отдельных местах достигает 20—16 км, т.е. имеет почти ту же мощность, что и под плато. Интересно, что аналогичные соотношения мощностей "базальтового" и "гранитного" слоев наблюдается в палеорифтах Западной Сибири [Афанасьев, 1977]. Резкая неравномерность в утонении слоев земной коры нуждается в объяснении.

В свете идей о горизонтальной расслоенности земной коры и верхней мантии [Пейве, 1969, 1975; Книппер, 1978, и др.] можно предположить частичное или полное "сдирание" или удаление "гранитного" слоя в рифтовой зоне. Такая интерпретация связана, однако, с целым рядом физических трудностей. Наличие под рифтами линз аномальной мантии и возможное "растекание" образующего их материала может, казалось бы, объяснить срыв и латеральное смещение коры по поверхности М, но и то, скорее всего, в очень ограниченных пределах. "Растаскивание" хрупкой и тонкой коры в больших масштабах должно было бы сопровождаться образованием зон ее утолщения, скупивания в непосредственной близости от рифтов, а этого не наблюдается в действительности. Что же касается крупных горизонтальных смещений по поверхности Конрада, то обосновать физическую реальность такого процесса в рифтовой зоне едва ли возможно.

Для того, чтобы найти более реальное объяснение наблюдаемым фактам, необходимо вспомнить, что Афар является ареной интенсивной магматической деятельности. Огромный объем излившихся пород и интрузий преимущественно

базальтового состава непрерывно поступает к поверхности и внедряется в трещины коры увеличивая ее объем и препятствуя ее утонению. Подобный процесс приводит к тому, что нижний слой коры, пополняясь базитовым материалом, утоняется медленно. В то же время верхний "гранитный" слой постоянно насыщается базальтами, становится все более "базальтовым" по составу и приобретает соответствующие геофизические характеристики. Интенсивное насыщение базальтами "гранитного" слоя одновременно с механическим раздроблением и вытягиванием приводит к быстрому изменению физических свойств этого слоя. В результате утоненный и насыщенный базальтами "гранитный" слой крайне плохо, а иногда и вовсе не различается на геофизических профилях, и в ряде случаев возникают ошибочные заключения о развитии новообразованной океанской коры там, где по всем геологическим данным ее быть не может. Совокупность хрупкой деформации (сбросы), пластического течения и внедрения базальтовых даек ведет к образованию специфической коры переходного, или афарского типа [Казьмин, 1975а].

## Начало развития океана

### КРАСНОМОРСКИЙ РИФТ

В поперечном профиле Красноморского рифта обычно выделяются следующие геоморфологические элементы: бортовые уступы, приморская равнина, главный трог и осевой трог. Общая ширина рифта от 250 до 350 км (рис. 49).

Бортовые уступы возвышаются над прибрежной равниной на 1,5—2, а иногда почти на 3 км (Эритрея) и сложены обычно докембрийскими породами. Хотя уступы отличаются крутизной и прямолинейностью, разломы далеко не всегда устанавливаются в их основании. В то же время не вызывает сомнения, что уступы заложены вдоль крупных сбросов или флексур, ограничивавших рифт. Во-первых, они ограничивают третичный седиментационный бассейн — область погружения. Во-вторых, с ними связана крупнейшая гравиметрическая ступень, с переходом от отрицательных аномалий силы тяжести над плечами рифта к положительным аномалиям над прибрежной частью бассейна [Исаев, Разваляев, 1977]. В настоящее время уступы из-за отступающей эрозии имеют эрозионный характер. Многие авторы [Whiteman, 1968; Coleman, 1974; Kabbani, 1970, и др.] отмечали большую роль флексурного изгиба, по крайней мере на ранних стадиях формирования Красного моря. Впоследствии флексуры были нарушены сбросами и инъецированы дайками базальтов.

Известно, что борта Красного моря образованы уступами двух направлений: север-северо-западного и запад-северо-западного близкого к широтному, что придает рифтовой впадине коленчатую форму. Эта форма предопределена сеткой дорифтовых разломов, "использованных" при образовании рифта.

Между бортовыми уступами и осевым трогом рифт имеет в первом приближении двуступенчатое строение. Внешние ступени (приморские равнины на Африканском и Аравийском берегах) имеют ширину 20—30 км. В их пределах часто обнажен докембрийский цоколь, перекрытый миоценовыми и плиоценовыми осадками. Строение внешних ступеней простое. Выровненная поверхность докембрийского основания слабо наклонена в сторону моря, отмечаются редкие сбросы с плоскостями сместителя, наклоненными как в сторону рифта, так и от него. От внутренних ступеней (главного трога) внешние ступени отделены системой сбросов с амплитудой смещения по подошве кайнозойских отложений не менее 3—4 км. Суммарная амплитуда смещения в бортах Красноморского рифта по поверхности докембрийского основания составляет, вероятно 5—7 км. Внутренние ступени, 30—120 км шириной, полого наклонены в сторону осевого трога, так что глубины увеличиваются постепенно до 200 м на юге и до 700—800 м на севере Красного моря.

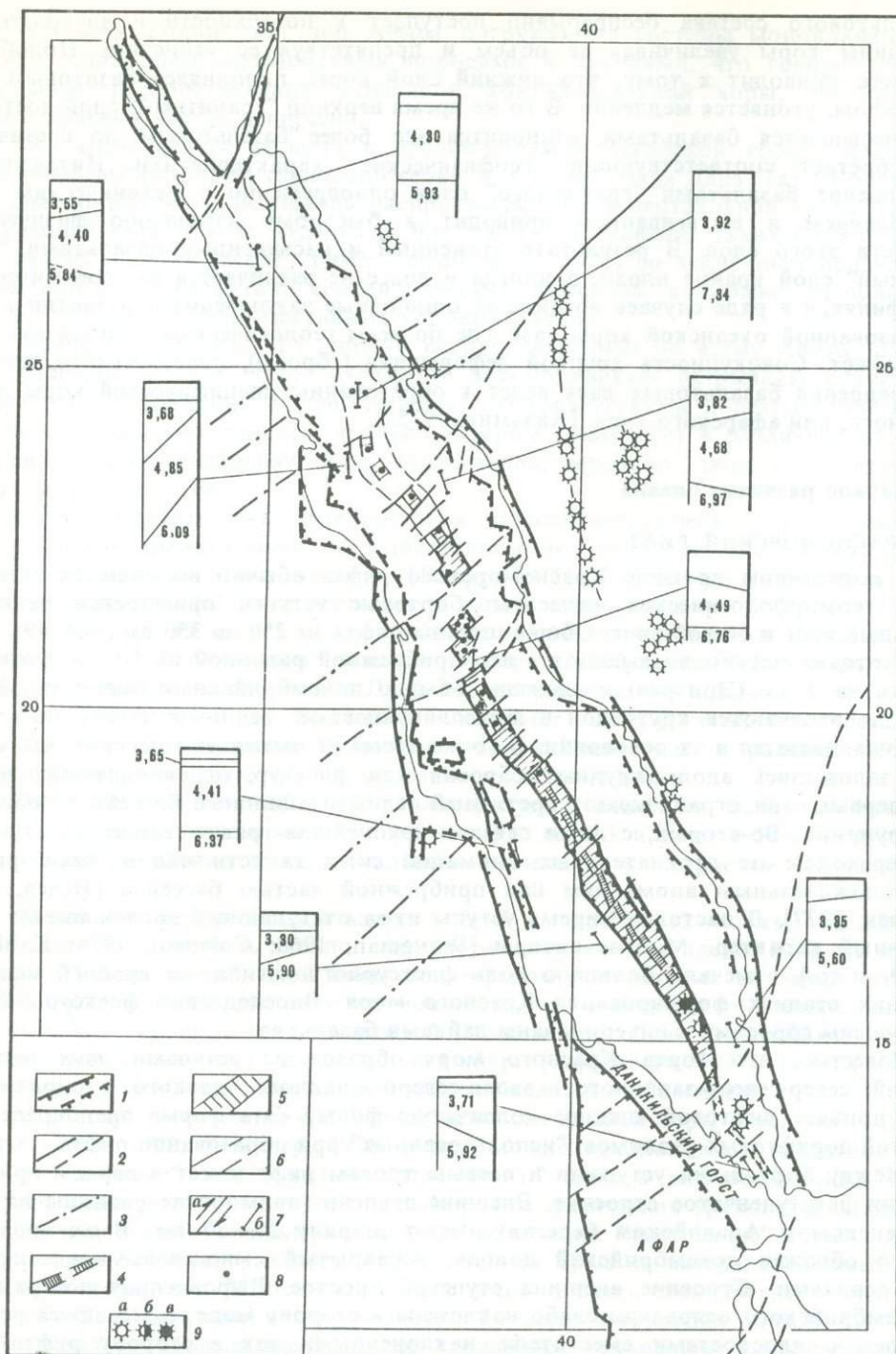


Рис. 49. Главные структурные элементы Красноморского рифта [с использованием данных Fairhead, 1973]

1 — главные сбросовые уступы и флексуры: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — поперечные разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 3 — зоны докембрийских разломов, установленные по геофизическим данным [Исаев, Разваляев, 1977]; 4 — осевая зона; 5 — осевой трог; 6 — граница осевой депрессии в северной части рифта; 7 — смещение в очаге землетрясения (а) и профиль глубинного сейсмического зондирования (б). На колонках — скоростные разрезы, скорость продольных волн в км/с; 8 — впадины с минерализованными рассолами; 9 — вулканы со щелочно-базальтовыми (а), промежуточными (б), толентовыми (в) лавами

С поверхности внутренние ступени сложены карбонатными осадками плиоцен-четвертичного возраста, под которыми залегают мощные (от 1—1,5 до 4—5 км) эвапориты. Характерно пологое залегание осадков, осложненное лишь многочисленными соляными куполами [Frazier, 1970]. Сейсмические исследования в районе Дахлакских и Фарасанских островов показывают, что подсолевое основание нарушено многочисленными сбросами и состоит из наклоненных моноклиальных блоков, подобных развитым в Афаре [Lowell, Genik, 1972; Ross, Schlee, 1973]. Предполагается, что по крайней мере в краевых частях бассейна эти блоки образованы мезозойскими и докембрийскими породами и сходны, в отношении разреза, с Данакильским горстом [Hutchinson, Engels, 1970]. В эвапоритах, вследствие их пластичности, сбросы выражены плохо. В результате смещений по сбросам и вращения блоков, а также внедрения даек, растяжение верхней части коры достигает по оценкам цитированных авторов 95—135 км.

По данным Гердлера [Girdler, 1970], наряду со сбросами в строении главного трога можно выделить раздвиговые структуры, устанавливающиеся по интенсивному тепловому потоку и проявлениям вулканизма. Один из таких раздвигов прослеживается вдоль эритрейского побережья моря к северу от залива Зула до 19° с.ш. Здесь в молодых осадках фиксируется грабен, которому соответствует повышение поверхности Мохо [Lowell, Genik, 1972]. С этой структурой связан, очевидно, интенсивный миоценовый вулканизм в прибрежном районе. Судя по батиметрии, аналогичные грабены выделяются вдоль западного побережья Красного моря в районе 22° с.ш. и между 24 и 26° с.ш., а также вдоль восточного побережья, в районе Джидды. В последнем случае установлен по крайней мере миоценовый возраст грабена [Syed, 1972].

Осевой трог имеет ширину от 40 до 60 км и глубину около 2000 м. На юге осевой трог обрывается между 15 и 14° с.ш., причем его окончание, возможно, связано с поперечным разломом. Южнее, до Баб-эль-Мандебского пролива, по батиметрии прослеживается неглубокий узкий осевой желоб, структура которого остается неясной.

Южная, наиболее четко развитая часть осевого трога (до 19° с.ш.), характеризуется северо-западным простираем и равномерным строением. Наиболее детально изучен участок в районе 18° (Монин и др., 1980; Зоненшайн и др., 1981). От главного трога осевой трог отделяется довольно пологим сбросовым уступом высотой до 600 м (рис. 50). Затем располагаются 2—3 сбросовые ступени, наклоненные в сторону от оси рифта и характеризующиеся глубинами 1100—1500 м. Во впадинах в тыловых частях ступеней залегают молодые осадки до 100—200 м мощностью. От осевого или центрального грабена 4—5 км шириной сбросовые ступени отделены отвесными тектоническими уступами высотой 500—600 м. Дно осевого грабена сложено базальтами и характеризуется малой мощностью или почти полным отсутствием осадков. В центральной части наблюдается вулканическое поднятие, образованное многочисленными подводными вулканами. По распространению арагонитовых корок на базальтах удается отделить излияния, образовавшиеся до последнего плейстоценового оледенения от лав голоценового возраста. Последние связаны с вулканами, группирующимися в узкой (1 км) полосе внутри центрального вулканического поднятия.

В дне осевого грабена широко развиты зияющие трещины без вертикального смещения и сбросо-раздвиги с амплитудой вертикального смещения до первых десятков метров. "Чистый" раздвиг по трещинам достигает 0,5—3 м, но отмечались зияния и до 20 м. В целом, по геологическому строению и геоморфологическим параметрам осевой трог практически идентичен осевой долине срединного хребта в Атлантике [Needham, Francheteau, 1974] и рифту Ардукоба (или Азаль) в восточной части Афары [Tapponier, Varet, 1974; Needham et al., 1976].

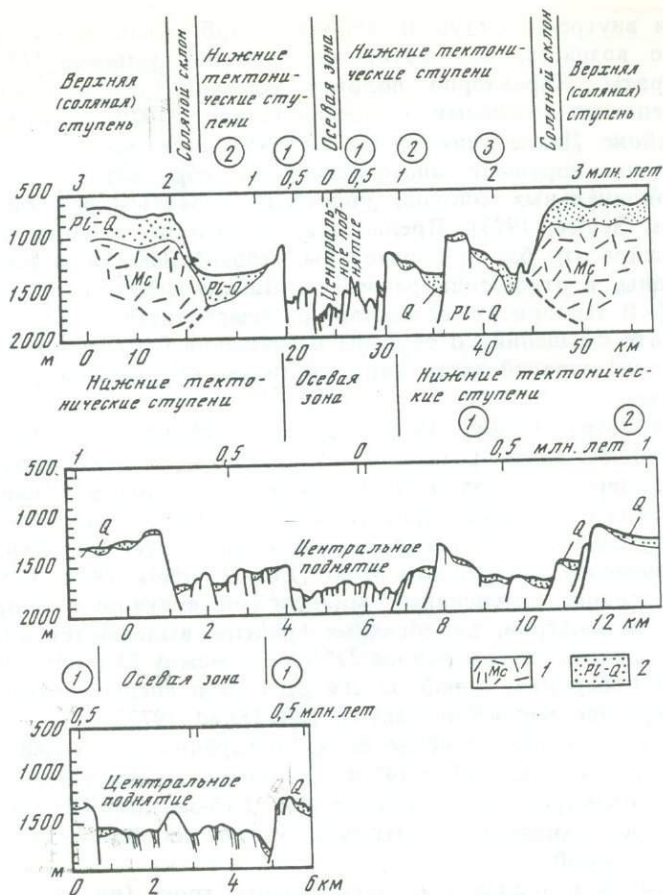


Рис. 50. Геологические профили через осевой трог и осевую зону трога Красного моря в районе 18° с.ш. [Зоненшайн и др., 1981]

1 — миоценовые эвапориты; 2 — плиоцен-четвертичные осадки. Цифры в кружках — порядковые номера сбросовых ступеней, цифры без кружков — возраст океанской коры по магнитным аномалиям в млн лет

На сейсмо-акустических профилях мощные эвапориты прослеживаются до краев осевого трога (акустический рефлектор), но обычно отсутствует в самом троге [Phillips, Ross, 1970; Ross et al., 1973; Ross, Schlee, 1973; Initial Rep. ..., 1974a]. Эти соотношения убедительно показывают, что трог возник в результате раздвигания, а не опускания блоков земной коры, так как в последнем случае эвапориты неизбежно должны были бы залегать на дне трога.

Для осевого трога характерна высокая положительная аномалия силы тяжести (100—150 мгл) и высокоамплитудные линейные магнитные аномалии [Allan, 1970]. Последние коррелируются со стандартной шкалой полосовых магнитных аномалий, причем установлено наличие аномалий N 1 и 2 [Allan, 1970; Phillips, 1970; Röeser, 1975], что указывает на плиоценовый (4—5 млн лет) возраст трога.

Скорость раздвигания, вычисленная по возрасту магнитных аномалий, для каждого крыла рифта составляет по приблизительной оценке 1,0 см/год [Allan, 1970]. Эта цифра близка к вычисленной, исходя из предположения, что раздвигание началось сразу после формирования верхней части миоценовых эвапоритов, т.е. около 5 млн лет назад. Данный расчет дает величину 0,9—1,4 см/год [Phillips, Ross, 1970]. Более точные измерения по магнитным аномалиям [Röe-

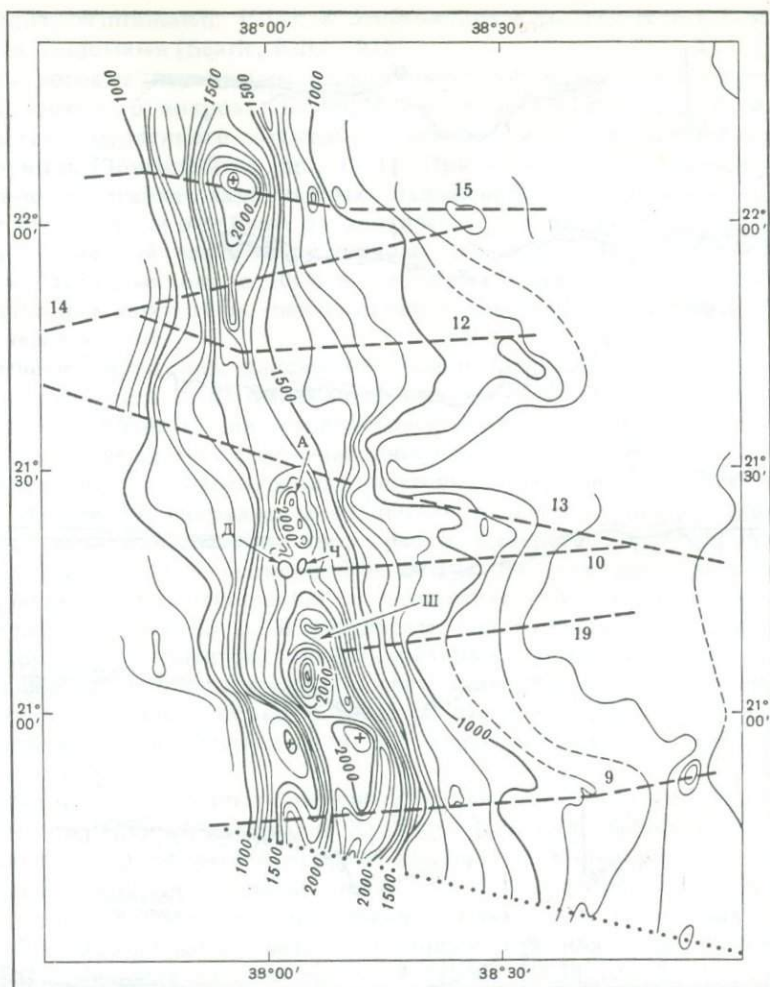


Рис. 51. Батиметрия участка осевого трога Красного моря [Searle, Ross, 1975]

Пунктирные линии — профили (9, 10, 12, 13, 14, 15, 19) сейсмического зондирования (см. рис. 52). Изобаты через 100 м. Впадины с расколами: А — Атлантик, Д — Дискавери, Ч — Чейн, Ш — Шагара

seg, 1975] выявили асимметричный характер разрастания океанического дна в южной части Красного моря. Для Африканской плиты скорость разрастания была определена примерно в 1,0 см/год, для Аравийской — 0,5–0,6 см/год. Суммарная скорость раскрытия Красного моря — 1,5–1,6 см/год. Показано, что асимметричное наращивание литосферы связано с "перескоками" спрединговой оси, в результате чего часть аравийской литосферы оказывается включенной в Африканскую плиту [Зоненшайн и др., 1981].

Аномальная низкоскоростная мантия под трогом в отдельных местах находится на глубине 4 км от его дна [Drake, Girdler, 1964]. В сочетании с данными о полосовых магнитных аномалиях и о составе базальтов, это приводит к выводу об океанской природе коры в пределах осевого трога.

К северу от 19° с.ш. строение осевого трога существенно изменяется. Единый трог (грабен) сменяется по простиранию цепочкой впадин, разделенных "межтроговыми" перемычками [Backer et al., 1975]. Ко впадинам приурочены отдельные наиболее глубокие котловины (до 2850 м), характеризующиеся развитием

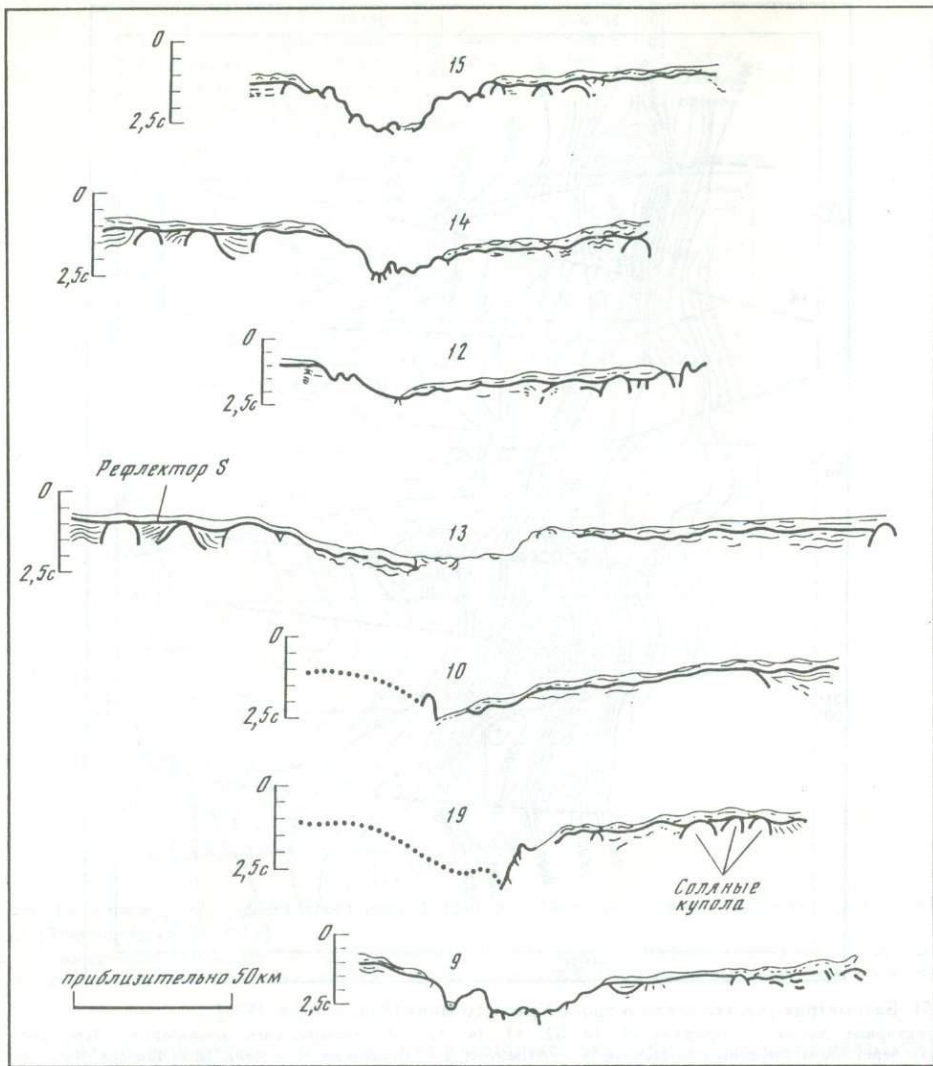


Рис. 52. Профили сейсмического зондирования методом отраженных волн на участке осевого трога Красного моря [Searle, Ross, 1975]

Положение профилей см. на рис. 51. На профилях 12 и 13 видно выполаживание осевого трога, появление межтроговой перемычки. Рефлектор S отвечает кровле эвапоритов

соляных растворов и накоплением металлоносных осадков. Всего между 19,6 и 24,7° с.ш. известно около 20 таких котловин, большинство из которых концентрируется на субмеридиональном участке трога между 19,6 и 22° с.ш.

В то время как впадины по структуре и геофизическим данным близки к южному отрезку осевого трога, межтроговые перемычки сложены миоценовыми эвапоритами и карбонатными осадками плиоцен-четвертичного возраста. Высокоамплитудные линейные магнитные аномалии здесь практически исчезают, аномалия силы тяжести снижается со 120 до 90 мгл. Одновременно происходит выполаживание рельефа, затухание сбросовых уступов (рис. 51, 52). По поводу происхождения межтроговых участков могут быть высказаны следующие предположения.

1. Межтроговые перемычки образуются в результате затекания соли в осевую

зону [Girdler, Whithmarsh, 1974], в особенности в местах ее пересечения трансформными разломами [Searle, Ross, 1975].

2. Межтроговые перемычки представляют собой остатки еще не разорванного эвапоритового покрова. Базальтовая магма внедряется здесь в эвапориты и, вследствие медленного остывания, четкие линейные магнитные аномалии не образуются [Зоненшайн и др., 1981]. При этом хорошо объясняется слабонарушенное залегание карбонатных отложений, перекрывающих эвапориты (в случае течения соли они были бы хаотически деформированы).

В самой северной части моря осевому трогу отвечает нечетко выраженная впадина с глубинами около 1000 м, перекрытая эвапоритами. Таким образом, по структурным признакам, раздвижение в северной части рифта значительно меньше, чем в южной.

Поперечные нарушения фиксируются смещениями изобат и магнитных аномалий осевого трого и практически не прослеживаются в пределах шельфовых ступеней. В основном они сосредоточены на субмеридиональных участках трого и редки в сегментах северо-западного простирания. В этом плане особенно наглядна разница в концентрации поперечных нарушений к югу и северу от 19° с.ш. Южнее 19° направление раздвижения почти перпендикулярно осевому трог. Поперечные нарушения здесь редки. Севернее 19° ориентировка трого изменяется, становится субмеридиональной. Раздвижение оказывается косо ориентированным по отношению к геометрической оси трого, что приводит к перестройке осевой зоны. В результате она оказывается разбитой на множество коротких сегментов, ориентированных перпендикулярно растяжению, а отдельные сегменты оси соединяются поперечными разломами. Различия в кинематике спрединга объясняются тем, что к югу от 19° раздвижение идет между Аравийской и Данакильской, а к северу — между Аравийской и Африканской плитами.

Ориентировка поперечных нарушений совпадает с дугами малых кругов, проведенных из полюса раскрытия Красного моря [Le Pichon, Frangeteau, 1978]. Это говорит о трансформной природе нарушений. Большинство из них не прослеживается за пределы полосы океанской коры с возрастом 4—5 млн лет и, очевидно, является новообразованными. Только для некоторых поперечных нарушений устанавливается связь с древними трещинами на смежных континентах. Так, смещения осевого трого на 19° 30', 20° 30', 21° 30' с.ш. прослеживаются на Суданском побережье зонами гравиметрических ступеней северо-восточного простирания. Последние интерпретируются как зоны глубинных разломов, разделяющих блоки коры с разным типом магнитного и гравиметрического полей [Исаев, Разваляев, 1977].

Трансрифтовыми являются также некоторые докембрийские разломы Египта и Аравии. Можно предполагать, в частности, что системы сбросов и флексур, окаймляющие докембрийский щит Аравии с северо-запада и юго-востока пересекают Красное море, смещая осевой трог (см. рис. 49).

К числу древних линеаментов принадлежат и разломы Мертвого моря. Вероятно их докембрийское заложение, они, несомненно, были активны в юре. В современной структуре разломы образуют западное, сдвиговое ограничение Аравийской плиты, а их продолжение разделяет Красноморский и Суэцкий рифты. Таким образом, среди поперечных (трансформных) разломов Красноморского рифта наверняка присутствуют как новообразованные, так и возникшие на месте древних, дорифтовых нарушений.

Сейсмичность в Красном море связана в основном с осевым трогом, где группируется большинство эпицентров землетрясений с магнитудами более 4 и 5. Эпицентры локализуются как у бортовых разломов, так и в центральной части трого. Некоторые из них связаны с трансформными разломами и характеризуются сдвиговым механизмом в очагах [Fairhead, 1973; Fairhead, Girdler, 1970].

В южной части Красного моря землетрясения отмечаются в связи с крупными поперечными разломами — например, линией Дубби, трассирующей от Данакильского горста к островам Ханиш и Зукар. Высокой сейсмичностью отличается также зона краевых разломов и грабенов в подножии западного бортового уступа. В этом наблюдается полная аналогия с Афаром.

Тепловой поток в осевом трого превышает среднюю мировую величину в 1,7—4 раза [Girdler et al., 1974]. Отмечаются неравномерности теплового потока вдоль трого, не нашедшие пока объяснения [Scheuch, 1976].

Как уже отмечалось, в осевом трого развита тонкая новообразованная океанская кора, подстилаемая аномальной низкоскоростной мантией. В отношении строения коры под главным трогом единого мнения нет. Обычно предполагалось [Fairhead, 1973; Allan, 1970, и др.], что кора там континентальная. Это предположение наиболее вероятно для северной части Красноморского рифта, где верхняя часть коры характеризуется скоростями продольных сейсмических волн 5,8—5,9 км/с. Докембрийские граниты вскрыты бурением близ устья залива Акаба [Ross, Schlee, 1973]. "Континентальные" скорости сейсмических волн (5,6—5,9 км/с) фиксируются также в самой южной части Красного моря, где раздвижения были сравнительно небольшими.

Высокие значения скоростей продольных волн под главным трогом (6,7—6,8 км/с) были обнаружены в центральном районе Красного моря между 22 и 23° с.ш. [Davis, Tramontini, 1970]. Допускается, что ширина зоны с океанской корой в этом сечении рифта не менее 130 км, значительно больше, чем ширина зоны высокоамплитудных линейных магнитных аномалий [Girdler, Withmarsh, 1974].

Для решения вопроса о природе коры под главным трогом важны следующие обстоятельства: 1) аэромагнитные съемки северной и центральной частей рифта показали, что аномалии, связанные со структурами докембрийского щита, прослеживаются с устойчивым северо-восточным простиранием и в главном трого; 2) сравнением линеаментов в докембрии Аравийско-Нубийского щита, по данным дешифрирования космоснимков и линейных элементов в рельефе осевого трого, выявленных батиметрической съемкой [Schonfeld et al., 1977], установлена полная идентичность обоих типов линеаментов. Это, в свою очередь, возможно, свидетельствует о том, что заложение осевого трого, в частности образование его бортовых уступов, контролировалось сеткой докембрийских разломов, т.е. происходило не в океанской, а в континентальной коре.

Приведенные данные говорят в пользу развития континентальной коры под главным трогом. Участки с аномально высокими скоростями сейсмических волн, вероятнее всего, подстилаются корой афарского типа. Учитывая тесную геологическую связь Красного моря и Афара, такое предположение кажется наиболее вероятным [Казьмин, 1975а].

Как уже упоминалось, большинство исследователей выделяет спрединговые магнитные аномалии только в зоне осевого трого Красного моря. Вне этой зоны аномалии имеют малую амплитуду и плохо прослеживаются по простиранию. Тем не менее Р. Гердлером и П. Стайлзом была сделана попытка выделить спрединговые аномалии в районе Дахлакских островов (см. рис. 48), где проводилась аэромагнитная съемка [Girdler, Styles, 1974].

Выделенные аномалии были сопоставлены с интервалом 41—31 млн лет стандартной шкалы инверсий магнитного поля. Были сделаны следующие выводы:

1) практически вся акватория южной части Красного моря подстилается океанской корой;

2) ее образование происходило в две фазы: 41—31 и 4—0 млн лет при этом большая часть коры была генерирована в первую фазу, когда скорость спрединга была в три раза выше современной.

Нетрудно показать, что эта модель не вяжется с геологическими данными. Раздвижения, несомненно, происходили в Афаре (а следовательно, и в Красном

море) в период 15—4 млн лет (см. главу III), но они не находят никакого отражения в модели, а, наоборот, отвечают периоду покоя. Маловероятно также, чтобы быстрый спрединг начался сразу после образования рифта. Впоследствии те же авторы [Girdler, Styles, 1978; Styles, 1979] попытались аналогичным образом интерпретировать малоамплитудные, невыдержанные магнитные аномалии в краевых частях Аденского залива, за пределами зоны четких спрединговых аномалий. Опять-таки получен вывод о двустадийном раскрытии Аденского рифта в эпохи 30—16 и 4—0 млн лет. Поскольку эти эпохи не совпали с эпохами раскрытия Красного моря, упомянутые авторы "переинтерпретировали" красноморские аномалии, на этот раз уложив их в схему 30-16 и 4—0 млн лет. Достоверность таких интерпретаций справедливо ставится под сомнение [Cochran, 1981].

Следует отметить, что линейные магнитные аномалии Красноморского простирания наблюдаются даже в пределах докембрийского щита, где они связаны с зонами толентовых даек. Отдельные аномалии прослеживаются на многие сотни километров [Brown, 1972]. Скорее всего, аномалии в краевых частях Красного моря и Аденского залива имеют такую же природу.

### Дальнейшее развитие океана

#### АДЕНСКИЙ РИФТ

Аденский рифт, представляющий собой залив Индийского океана, имеет среднюю ширину около 300 км и длину до мыса Гвардафуй около 900 км. Если считать о-в Сокотру и прилегающие участки шельфа частью африканского континента, то протяженность Аденского рифта составит примерно 1300 км (рис. 53).

Аденский рифт расширяется к востоку, а в западном направлении сочленяется со структурами Афара в районе окончания залива Таджура. В настоящей работе рассматривается в основном западная часть рифта до поперечной зоны разломов Алула—Фартак. Восточнее этой зоны рифтовая структура представлена продолжением хребта Шеба, смыкающимся по трансформным разломам зоны Оуэн с Аравийско-Индийским хребтом (хребтом Карлсберг).

В структуре западной части Аденского рифта выделяются следующие морфологические элементы:

1) бортовые уступы, отделяющие рифт от Сомалийского и Йеменского плато и включающие материковые склоны залива до глубины примерно 900 м на западе и 1900 м на востоке;

2) краевые впадины с глубинами от первых сотен метров на западе до 2200—2300 м на востоке;

3) срединный хребет (западная часть хребта Шеба), возвышающийся над дном краевых впадин на 1500 м на востоке и постепенно снижающийся в западном направлении;

4) осевая долина.

Уже краткий перечень этих элементов подчеркивает сходство Аденского залива с океанами.

**Бортовые уступы** сложены породами докембрия, перекрытыми мезозойскими и палеогеновыми осадками. Двуступенчатое строение, характерное для бортов Красноморского рифта, не столь отчетливо выражено в Аденском. Окраины Сомалийского и Йеменского плато возвышаются соответственно на 2000—2500 и 1000 м над уровнем моря и отделяются от побережья зонами эрозионно-тектонических уступов. На южном борту рифта выделяются уступ Шейх (к югу от города Бербера) и уступ Эригаво — северо-восточнее одноименного города.

В пределах эрозионных уступов наблюдается большое количество сбросов, наклоненных, иногда очень полого (до 45°), в сторону рифта и разделяющих

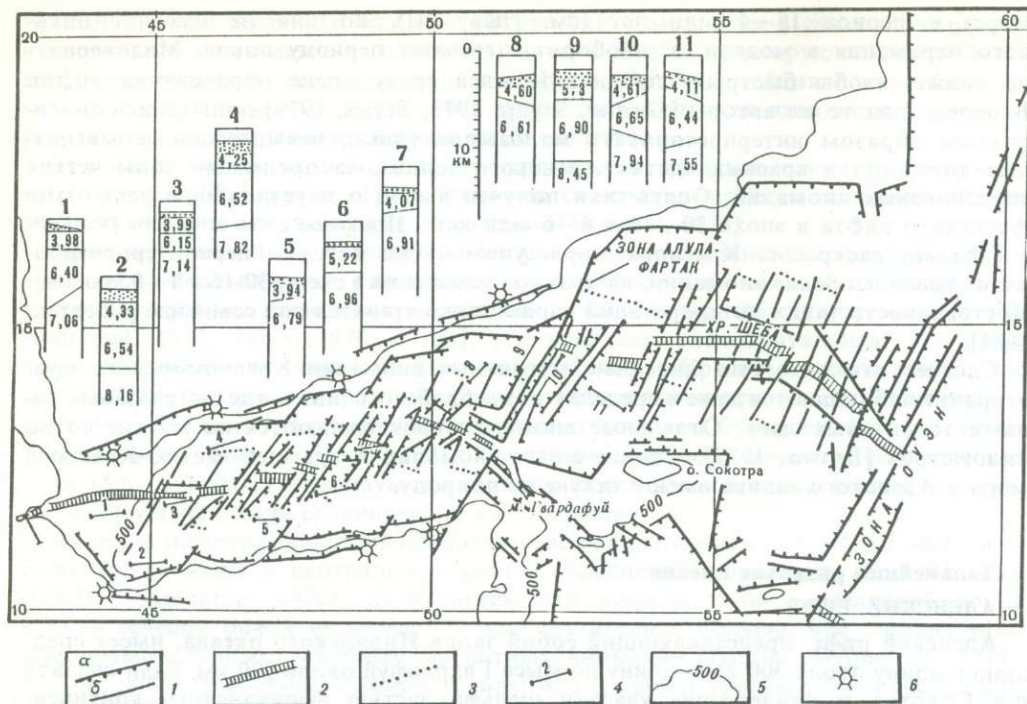


Рис. 53. Главные структурные элементы Аденского рифта [по Laughton et al., 1970] с дополнениями по Cochran, 1981].

1 — разломы: а — с установленными вертикальными смещениями; б — прочие; 2 — осевая долина (трог); 3 — магнитная аномалия N 5 (возраст около 10 млн лет); 4 — профиль глубинного сейсмического зондирования. На колонках под тем же номером — скоростные разрезы. Скорости продольных волн в км/с; 5 — изобата 500 фатомов (около 1000 м); 6 — четвертичные вулканические центры

моноклинальные блоки с довольно крутым падением слоев от рифта [Azzaroli, Fois, 1964]. Наклон блоков в сторону рифта отмечен в южном борту к северу от г. Бербера и в северном борту, на аравийском побережье (Mohr, 1975b).

Крупные широтные сбросы прослеживаются в прибрежной части Аденского залива. Судя по батиметрической карте [Laughton, 1970], они проходят в основании континентального склона, формируя крутые уступы высотой 1—1,5 км. Южный уступ рифта прослеживается вдоль сомалийского побережья и далее к северу от острова Сокотра и прилегающих к нему подводных плато. Уступы, как северный, так и южный, смещены вдоль линий поперечных разломов северо-восточного простирания. Другая система разломов, запад-северо-западного направления также принимает участие в формировании уступов [Козеренко, Ларцев, 1976]. Сочетание разломов северо-западной, широтной и северо-восточной ориентировки придает бортам рифта коленчатую форму. По-видимому, все системы разломов по возрасту являются дорифтовыми. При высоте края плато около 2—2,5 км, глубине залива до 2—2,3 км и средней мощности осадков в заливе 2 км суммарная амплитуда вертикальных движений в бортах рифта может быть оценена в 6—7 км.

**Краевые впадины** характеризуются довольно плоским рельефом дна с более крутым градиентом вблизи материкового склона и у срединного хребта. Помимо наклона к центру впадин, наблюдается пологий наклон их дна с запада на восток, так что в восточной части залива они переходят в плоскодонные глубоководные котловины, окаймляющие с юга и севера срединный хребет. По данным сейсми-

ческих исследований [Laughton et al., 1970] дно краевых впадин сложено толщей рыхлых осадков, возможно, переслаивающихся с базальтами в нижней части разреза. Мощность рыхлых отложений нарастает при приближении к бортовым уступам рифта, достигая 2—2,5 км и уменьшается до 500 м и менее на удалении от них. Минимальные мощности приурочены к центральной части хребта Шеба.

Глубоководное бурение в 80 км от южного берега залива вскрыло осадки до среднего миоцена [Initial Rep..., 1974b] (см. рис. 25). Данные о структуре осадочного чехла отсутствуют.

**Западная часть хребта Шеба** (срединный хребет) имеет ширину около 200 км близ разломов Алула—Фартак. В западном направлении хребет снижается и сужается и к западу от  $45^{\circ}30'$  в.д. он выражен слабо. Общее простираие хребта восток-северо-восточное (около  $70^{\circ}$ ), он занимает осевое положение в рифте. Топография хребта чрезвычайно сложная. Он состоит из системы возвышенностей широтной или запад-северо-западной ориентировки, а также впадин и хребтов северо-восточного ( $30$ — $40^{\circ}$ ) направления. Обе системы морфологических элементов контролируются разломами соответствующих направлений. Вторая система связана с поперечными разломами, рассекающими хребет на несколько сегментов, смещенных друг относительно друга.

Сейсмоакустическое профилирование обнаружило на склонах хребта Шеба довольно мощный слой осадочных и вулканогенно-осадочных пород, протягивающихся почти до его гребня. Мощность осадков в сторону гребня убывает.

**Осевая долина** расположена в осевой части хребта, имеет ширину 10—15 км и глубину до 2700—2800 м. Отдельные отрезки осевой долины, так же как и сегменты хребта в целом, имеют запад-северо-западную ориентировку и смещены разломами северо-восточного направления. Таким образом, осевая долина Аденского рифта имеет кулисную, фестончатую форму. В восточной части хребта Шеба узкая осевая долина запад-северо-западного простираия слабо смещается поперечными трещинами и прослеживается без перерыва на 400 км, затем по мере приближения к зоне разломов Алула—Фартак ее ориентировка приближается к широтной.

Дно осевой долины практически лишено осадков, что свидетельствует о ее очень молодом возрасте. Борты имеют характер сбросовых уступов. Отмечается, что долина не только смещается разломами северо-восточного простираия, но и сама иногда пересекает их [Laughton et al., 1970]. В дне долины имеются трещины растяжения, каналы базальтовых экструзий. Вне долины разломы не вмещают даек базальтов, что говорит о концентрации современного растяжения и вулканизма исключительно в пределах долины.

Как уже упоминалось, к западу от  $45^{\circ}30'$  в.д. срединный хребет вырождается. Далее к западу осевая зона рифта представлена неглубоким трогом со ступенчатыми бортами и осевым грабеном 5—6 км шириной. Максимальная глубина в пределах трога — 1200—1400 м. Морфологически трог весьма сходен с осевым трогом Красного моря [Cochran, 1981]. В заливе Таджура, в осевом грабене наблюдаются отдельные участки трещинных излияний базальтов (вулканическая зона), не образующие протяженных осевых поднятий, как в Красноморском рифте [Лисицын и др., 1984]. При слабой вулканической активности раздвижение компенсируется образованием широких (до 100 м) раздвигов.

Осевой трог имеет общее субширотное простираие, но состоит из отдельных сегментов запад-северо-западной ориентировки. Он занимает асимметричное положение, будучи смещен к северному борту рифта. Зона поперечных трещин [зона М — Cochran, 1981] пересекает трог, не смещая его близ  $45^{\circ}30'$  в.д. и является, по-видимому, границей между более древним (10 млн лет) хребтом Шеба и более молодым осевым трогом. Судя по линейным магнитным аномалиям возраст последнего около 4 млн лет, т.е. такой же, как и возраст осевого трога Красного моря.

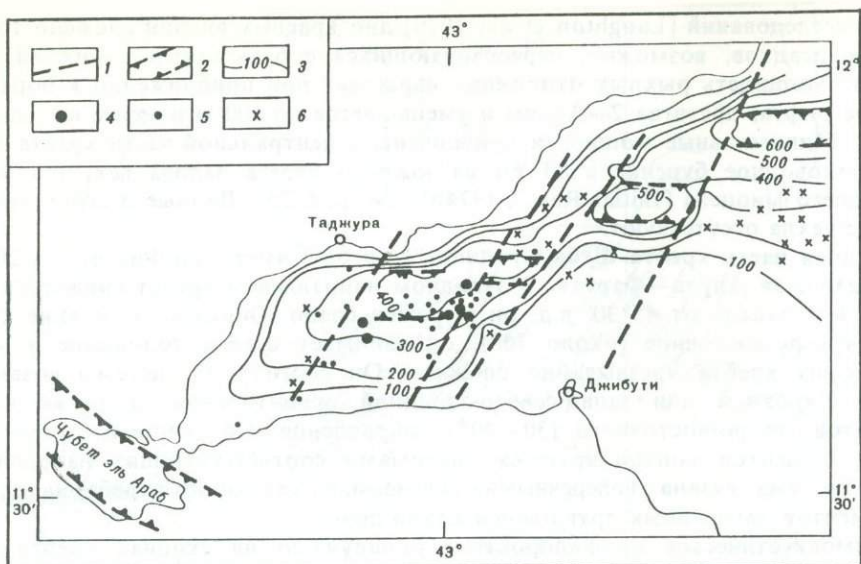


Рис. 54. Распределение эпицентров землетрясений в заливе Таджура за период март—апрель 1973 г. [по Gouin, 1979]

1 — трансформные разломы; 2 — ограничения осевого трога; 3 — изобаты через 100 фатомов. Землетрясения: 4 —  $M > 5,5$ , 5 —  $M > 4$ , 6 —  $2 < M < 4$

**Поперечные разломы.** В пределах Аденского рифта исключительно отчетливо выражена система разломов северо-восточного направления (около  $30\text{--}35^\circ\text{СВ}$ ), смещающих срединный хребет и осевую долину. На участках, расположенных между двумя отрезками осевой долины, эти разломы характеризуются трансформным характером смещения, что подтверждается анализом механизма в очагах землетрясений [Fairhead, Girdler, 1971].

Собственно в Аденском рифте выделяется 14 крупных поперечных разломов [Laughton et al., 1970]. К востоку от зоны Алула—Фартак и до зоны разломов Оуэн поперечные разломы (12 или более) были установлены лишь недавно в ходе детальных магнитных съемок [Cochtan, 1981]. Большинство поперечных разломов не прослеживается за пределы хребта. Лишь с тремя или четырьмя из них связаны смещения береговых уступов, что говорит о древнем, дорифтовом возрасте нарушений. Более мелкие поперечные разломы, возможно, являются новообразованными.

К западу от  $45^\circ 30'$  в.д. поперечные разломы в осевом троге не развиты, или, в лучшем случае, находятся в стадии зарождения [Лисицын и др., 1984]. Сочленение отдельных сегментов трога осуществляется посредством кулисной подстановки. В то же время на крайнем западе рифтовой зоны в заливе Таджура (рис. 54) как будто вновь намечаются трансформные разломы, выраженные на батиметрической карте и сейсмически активные [Peter, De Wald, 1969; Courtillot et al., 1974; Gouin, 1979]. По данным Р. Блэка [Black et al., 1972b], один из них, подходящий к берегу примерно в районе гор. Джибути, трассируется в пределы горста Айша, где ему отвечает зона молодого сдвига вдоль древнего, возможно докембрийского разлома.

Вдоль зон крупных поперечных разломов характерно развитие глубоких и узких щелей (грабен). Наиболее крупный грабен такого рода приурочен к зоне разломов Алула—Фартак. Он достигает 20 км в ширину, 220 км по протяженности и имеет в центральной части глубину около 5350 м. Глубины в грабене — максимальные в Аденском заливе, они намного превышают глубину осевой долины срединного хребта. Такие же соотношения глубин ха-

рактены для осевых долин и рвов, связанных с трансформными разломами в рифтовых зонах океанов.

Сейсмическая активность сосредоточена в пределах осевой долины и вдоль краевых разломов, в особенности вдоль южного борта. Особенно сейсмоактивен район залива Таджуна (см. рис. 54). Сгущения эпицентров приурочены здесь к трансформным разломам — прежде всего к их активным сегментам [Gouin, 1979]. Для зоны поперечных разломов Алула—Фартак установлен сдвиговый характер смещений в очагах, при этом направление сдвига отвечает теоретическому на активном участке трансформного разлома [Fairhead, Girdler, 1970, 1971].

По данным сейсмического зондирования [Fairhead, 1973], осадочный или вулканогенно-осадочный слой в пределах краевых впадин и срединного хребта подстилается слоем со скоростями продольных волн 6,15—6,96 км/с, что обычно рассматривается как свидетельство развития океанской коры. Наиболее высокие скорости — 6,44—6,96 км/с характерны для центральных частей залива, где развиты также высокоамплитудные линейные магнитные аномалии. Их присутствие подтверждает развитие новообразованной океанской коры. Корреляция магнитных аномалий со стандартной шкалой [Laughton et al., 1970; Cochran, 1981] показывает, что разрастание океанского дна началось около 10 млн лет назад и продолжалось непрерывно до настоящего времени.

Изохроны, построенные по магнитным аномалиям, образуют пучки, расширяющиеся к востоку. Соответственно вычисленные по ним линейные полускорости раскрытия составляют для последних 10 млн лет 1,11—1,13 см/год в восточной и 0,79 см/год — в западной частях рифта [Laughton et al., 1970].

Очевидно, в связи с меньшей скоростью раздвижения, линейные магнитные аномалии менее отчетливы в западной части залива. Западнее 45°30' в.д. и в заливе Таджура фиксируются только аномалии N 1 и 2. Это находится в полном соответствии с геологическими данными о плиоценовом возрасте залива [Barberi et al., 1975a].

Как уже отмечалось, в западной части Аденского залива, где спрединг идет только 4 млн лет, срединный хребет не развит. Восточнее зоны трещин M, где разрастание океанского дна длится уже в течение 10 млн лет, хребет выражен и тем отчетливее, чем выше скорость спрединга. Соответственно хребет достигает наибольшей высоты в восточной части рифтовой зоны. Хотя перепад высот между хребтом и краевыми впадинами существенно различается в западной и восточной частях залива, батиметрическая кривая в обоих случаях отвечает теоретической, определяющей глубину в зависимости от возраста океанской литосферы [Сорохтин, 1973a].

Другая картина наблюдается в зонах спокойного магнитного поля (80—120 км), примерно соответствующих краевым впадинам. В них акустический фундамент субгоризонтален, что свидетельствует о неспрединговом происхождении этих зон [Cochran, 1981]. В то же время высокие скорости сейсмических волн говорят о "базитовом" составе коры, близкой, вероятно, к афарскому типу.

Слой со скоростями 6,15—6,96 км/с мощностью 5—8 подстилается под краевыми впадинами и хребтом мантийными породами с различной степенью разуплотнения, отраженной в вариациях скоростей сейсмических волн от 8,45 до 7,55 км/с. Наименьшие скорости (7,06 и 7,14 км/с) наблюдаются в западной части залива близ осевого трюга. Близкие характеристики, по-видимому, имеют мантийные породы под осевой долиной срединного хребта. При этом наблюдается гамма переходов от мантийных скоростей к коровым. Вероятно, при большой степени разуплотнения мантийного материала сейсмическая граница между мантией и корой утрачивает четкость, также как это наблюдается в восточной части Афара [Ruegg, 1975].

Материал, приведенный в главе II, позволяет сделать некоторые выводы.

Рассмотренные структуры образуют последовательный ряд, отражающий эволюцию рифтов от их зарождения в континентальной коре до начала океанского развития.

Погружение дна рифта немедленно после фазы растяжения определяется изостатическим приспособлением утоненной литосферы, [McKenzie, 1978; Le Pichon, Sibuet, 1981, Sclater, Christie, 1980]. Первоначально в земной коре возникают отдельные сбросы и грабены, группирующиеся в цепочки. Дальнейшее раздвижение приводит к слиянию этих структур растяжения в рифтовые зоны и системы.

Наиболее примитивные рифтовые структуры представляют собой односторонние, или асимметричные грабены, образование которых сопровождается малозаметным утонением коры. Механизм образования таких грабенов был предложен Ф. Венинг-Мейнесом [Vening-Meinesz, 1950] и также рассматривался В.В. Белоусовым и Ю.М. Шейманном [1968], А.С. Мониным и Е.Г. Мирлиным [1979]. По мнению Венинг-Мейнеса, первоначальное опускание блока коры происходит под действием силы тяжести за счет создания избыточного давления в лежащем крыле сброса. На самом деле происходит не "вдавливание" более легкого блока в подстилающий тяжелый материал, а его соскальзывание по криволинейной поверхности сброса, выполаживающейся с глубиной.

Согласно расчетам и по данным моделирования [Vening-Meinesz, 1950], ширина образующегося грабена составляет около 65 км, что близко к реальной ширине многих недавно возникших грабенов (в наших примерах — рифты Тана, Стефания, южная часть Эфиопского рифта). Естественно, при этом возможно лишь ограниченное погружение блоков — в пределах сотен метров, вероятно, не более 1—1,5 км. Предложенная схема, конечно, не отражает полностью реальной сложности процесса. Как было показано, в зависимости от скорости погружения на ранней стадии деформация выражается либо в образовании флексур, либо ступенчатых сбросов. Блоковое строение коры, обусловленное системами древних поперечных к рифту разломов, приводит к неравномерности погружений в пределах рифтовой зоны, создает различия в тектоническом стиле бортовых уступов.

На следующей стадии развития в условиях продолжающегося растяжения и утонения литосферы происходит образование осевой зоны, которую следует рассматривать как зарождающуюся границу литосферных плит. В дальнейшем на месте осевой зоны континентального рифта возникает рифтовая долина срединно-океанского хребта. Вместе с тем в континентальном рифте иногда развиваются не одна, а две или более осевых зон, а сами зоны состоят из отдельных не всегда связанных между собой сегментов. Таким образом, четкого обособления границ плит пока не происходит.

Развитие осевой зоны идет снизу вверх: сначала в трещину в нижней части коры внедряются базитовые интрузии, создающие на фоне крупных отрицательных аномалий локальные максимумы силы тяжести (рифт Стефания), затем происходит образование зоны трещин и сбросов в дне рифта (Эфиопский рифт). Реальная картина отвечает теоретической, согласно которой трещина, разделяющая литосферные плиты, растет снизу вверх.

На этой стадии происходит утонение коры до 25—30 км, вулканизм концентрируется в пределах осевой зоны. Амплитуда вертикальных движений достигает 2—3 км, погружения дна рифта происходят одновременно с воздыманием его бортов. Последнее отмечалось многими авторами [Azzaroli, 1968; Белоусов, Шейманн, 1968; Монин, Мирлин, 1979]. Сводное воздымание рифтовой зоны с образованием двух полусводов (плеч) происходит в результате накопления аномальной мантии с образованием подушки или линзы разуплотненного материала в подошве коры. Общее сводовое поднятие может быть столь большим, что дно рифтовой долины оказывается высоко поднятым.

По-видимому, существует зависимость между степенью растяжения в рифте (уровнем его эволюции) и плотностью мантийных пород под рифтовой зоной.

Так, под Рейнским грабеном с его небольшим масштабом растяжения (около 4,8 км) аномальный мантийный материал характеризуется скоростями сейсмических волн 7,6—7,7 км/с [Illies, 1972]. Близкие скорости характерны для разуплотненных мантийных пород, подстилающих Байкальский [Пузырев и др., 1977; Шерман и др., 1973], а также Кенийский рифты [Long et al., 1973; Griffiths et al., 1971]. Под Западным рифтом Восточной Африки мантийная аномалия выражена еще слабее [Long et al., 1973]. Под Эфиопским рифтом и Афаром уже наблюдаются менее плотные породы — со скоростями 7,2—7,6 км/с [Beckchemer et al., 1975], а под осевыми зонами Красного моря и Аденского залива еще менее плотные — со скоростями 7,0—7,1 км/с.

Следует согласиться с выводом А.Ф. Грачева [1977] о том, что линзы разуплотненных мантийных пород являются областями генерации магмы, а степень их разуплотнения зависит от объема частичного плавления.

Как показали М.Е. Артемьев и Е.В. Артюшков [1968], растекание разуплотненных мантийных пород (или "коро-мантийной смеси") в подошве коры может создавать напряжения, достаточные для разрушения последней и образования структур растяжения — грабенов.

Именно механизм растекания признается многими авторами в качестве ведущего в процессе образования континентальных (материковых) рифтов [Миляновский, 1977; Грачев, 1977]. Большинство схем предполагает поступление разуплотненного материала к подошве коры по каналу, достигающему низкоскоростного слоя (астеносферы). Нельзя исключить и другую возможность, а именно, что легкий материал всплывает в виде отдельных капель и накапливается в основании коры [Артюшков, 1979]. Каким бы способом не образовалась линза аномальной мантии, ее растекание вряд ли может привести к большим горизонтальным перемещениям блоков коры без образования зон деформации и скупивания в непосредственной близости от рифтовой зоны. Представляется более вероятным, что как раскалывание литосферы, так и раздвижение ее блоков (плит) обусловлено действием общего глубинного механизма. В качестве наиболее реального механизма такого рода представляется конвекция в мантии [Сорохтин, 1973б; 1974; Ушаков, 1974; Геофизика океана, т. 2, 1979]. При этом напряжения, раскалывающие литосферу, создаются вязким трением конвективного потока на границе литосферы и астеносферы.

Дальнейшее развитие рифтов иллюстрируется структурой Афара. Обладая сходством со структурой Эфиопского рифта, она характеризуется количественными и качественными отличиями. Наблюдается утонение коры в 1,5—2 раза и более, амплитуда вертикальных движений достигает 4—5 км. Утонение хрупкой части коры происходит за счет образования многочисленных сбросов и трещин в дне рифта, структур "рифт в рифте", внедрения даек, вращения блоков, разделенных сбросами. В нижней части коры и мантийной части литосферы этому процессу соответствует пластическое вытягивание и утонение. Внедрение основного материала в утоненный, разбитый разломами, "гранитный" слой коры приводит к его насыщению базальтом и полному или почти полному исчезновению с геофизических профилей.

При утонении коры в 1,5—2 раза происходит ее разрыв с образованием щелей — раздвигов, как это наблюдается в Афаре. В зонах раздвигов низкоплотностной мантийный материал находится на небольшой глубине под слоем вулканических пород, и, таким образом, "твердая" литосфера имеет здесь очень малую мощность. В то же время отдельные раздвиги еще не сливаются в единую зону спрединга. Происходит заполнение раздвиговой трещины базальтовым материалом, затем образование новой трещины в другом месте и т.д. Базальтовым интрузиям в зонах раздвигов отвечают линейные магнитные аномалии, сходные по типу с линейными аномалиями океанской коры, но расположенные бессистемно. В общем, современные раздвижения в Афаре уже сопровождаются в значительной мере

образованием новой коры, а процесс, идущий там, может быть назван рассеянным спредингом. Начало такого процесса фиксируется уже на стадии Эфиопского рифта, где происходит образование отдельных раздвиговых зон с активным современным вулканизмом.

Палеотектонические реконструкции (см. главу III) показывают, что кора в Афаре растянута, приблизительно вдвое против первоначальной ширины. Как видно на примере Красного моря, дальнейшее раздвижение приводит к разрыву коры и разделению литосферных плит. Первоначально образуется раздвиг, выраженный трогом 20—50 км шириной. Подобная структура, морфологически сходная с осевой рифтовой долиной срединных хребтов, наблюдается в Красном море и в западной части Аденского залива. В пределах трогов начинается разрастание океанского дна.

В дальнейшем разрастание океанского дна и его погружение по мере остывания молодой литосферы приводит к образованию срединного хребта. При скоростях спрединга порядка 1,5 см/год хребет как отчетливый геоморфологический элемент начинает обособляться уже через 4—5 млн лет и после начала спрединга (Аденский залив).

Краевые зоны рифтовых впадин Красного моря и Аденского залива, характеризующиеся спокойным магнитным полем, подстилаются, скорее всего, корой афарского типа. Ширина таких зон достигает 80—100 км. Аналогичные зоны развиты вдоль континентальных окраин атлантического типа, где они обычно выделяются как переходные.

При начальной ширине рифтовых долин 60—100 км (эмпирическая величина) и двукратном растяжении коры ширина подобных зон не должна превышать 100 км. Не исключено, что за счет рассеянного спрединга, т.е. при сочетании растяжения с мощным вулканизмом, могут формироваться и более широкие переходные зоны.

### Глава III

## РАЗВИТИЕ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ КРАСНОМОРСКОГО, АДЕНСКОГО И ЭФИОПСКОГО РИФТОВ

В настоящее время взгляды на историю и геодинамику развития рассматриваемого тройного сочленения весьма противоречивы. Широким распространением пользуется представление о миоценовом времени заложения всех трех рифтов [Baker et al., 1972; Laughton et al., 1970; Barberi et al., 1975a]. Оно соответствует известному положению, согласно которому тройные сочленения возникают над "горячей точкой", при этом три рифта располагаются симметрично на возникающем сводовом поднятии под углами 120° относительно друг друга [Burke, Dewey, 1973]. Однако в последние годы стало ясно, что Эфиопский рифт значительно моложе Красноморского и Аденского [Kazmin et al., 1980a], поэтому развитие тройного сочленения протекало более сложным путем.

Прежде всего необходима точная датировка событий во всех трех рифтах. Попытки такого рода делались многократно, но без тщательного учета геологических данных, что породило множество противоречий. Многие исследователи [Girdler, Styles, 1974; Brown, Coleman, 1972; Coleman, 1974; Ross, Schlee, 1973, и др.] придерживаются взгляда о двухфазном раскрытии Красного моря, относя первую фазу к олигоцену или верхнему эоцену, вторую — к плиоцен-четвертичному времени. Две фазы раскрытия выделяются и в Аденском рифте [Laughton et al., 1970; Azzaroli, 1968; Girdler, Styles, 1978], но возраст фаз разными исследователями трактуется по-разному и они, как правило, не совпадают с фазами, установленными для Красного моря. Учитывая механизм раскрытия Красного

моря и Аденского залива (раздвижение Африки и Аравии), разновозрастность фаз маловероятна.

Нет единства взглядов и на характер развития. Существует мнение, что уже в эоцене—олигоцене раздвижения в Красном море и Аденском заливе сопровождались образованием новой океанской коры [Girdler, Styles, 1974; 1978; Styles, 1979]. По альтернативной точке зрения последняя начала формироваться лишь недавно — в верхнем миоцене или плиоцене [Казьмин, 1974; Cochran, 1981 и др.].

Неясными остаются вопросы о соотношениях рифтов со сводовыми поднятиями, о временных и пространственных связях вулканизма и рифтогенеза, о масштабах раздвижений. Поскольку рассматриваемое тройное сочленение по доступности наблюдений является уникальным объектом в современной структуре Земли, представляется важным реконструировать с максимальной точностью историю его формирования на базе новейших геологических данных.

## ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

### Предрифтовая структура

Интересно выяснить, предвлялось ли образование рифтов в рассматриваемом регионе развитием каких-либо специфических структур, в частности сводовых поднятий. Существование последних обычно рассматривается как признак активного мантийного диапиризма, приводящего к образованию рифтов.

Не вызывает сомнения, что в течение палеозоя и почти всего мезозоя территория Аравийско-Нубийского щита была областью размыва [Murgis, 1980]. Однако рассматривать эту область как некий предрифтовый свод неверно. Северная и северо-восточная границы щита маркируются береговыми линиями палеозойских и мезозойских трансгрессий, распространявшихся из палеоокеана Тетис. Северо-восточная часть Аравийского полуострова была на протяжении всего этого периода пассивной окраиной палеоокеана, испытавшей огромные (до 18 км) погружения. Западная граница "свода" неясная, за его ограничения обычно принимается система широких и плоских впадин, заполненных континентальными "нубийскими" толщами мелового возраста. В то же время на территории Эфиопии выходы докембрийских пород щита смыкаются с обширными полями развития докембрия в Центральной и Восточной Африке. Таким образом, Аравийско-Нубийский щит является частью обширной области длительного поднятия континентального масштаба.

В позднем мелу северо-западная часть щита была перекрыта мелководным морским бассейном, осадки которого сохранились от эрозии внутри Красноморского рифта (рис. 55). Они известны близ Джидды в Саудовской Аравии [Kargoff, 1957; Basahel et al., 1982] и на о-ве Магхерсум, близ Суданского побережья [Encycl. Petr..., 1970]. Ранее присутствие этих осадков внутри грабена ошибочно истолковывалось как доказательство его позднемелового заложения [Sestini, 1965; Казьмин, 1974].

В пределах позднемелового—эоценового бассейна, доходившего на юге до 21° с.ш., отлагались однотипные осадки, представленные глобигериновыми известняками, мергелями, глинистыми породами, включающими горизонты, обогащенные глауконитом и фосфатом. По возрасту эти отложения мелкого открытого моря отвечают верхам мела (начиная с кампана или маастрихта), палеоцену и нижнему—среднему эоцену. Наиболее полные разрезы долины Нила представляют центральную часть бассейна, в крайних частях (Магхерсум) появляются песчано-глинистые осадки прибрежной фации. Однотипность осадков и постепенная смена фаций исключают существование в эту эпоху контрастных тектонических форм рельефа типа грабенов, горстов и т.д.

Восточнее эпиконтинентального бассейна располагался свод Хейл — пологое

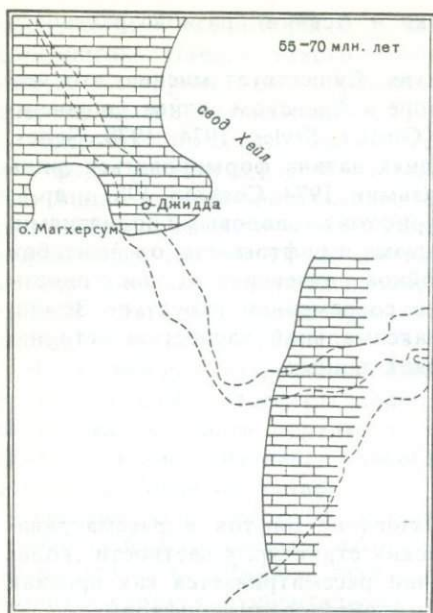


Рис. 55. Палеогеологическая схема для позднего мела—эоцена. Штриховкой показана территория мелководного морского бассейна

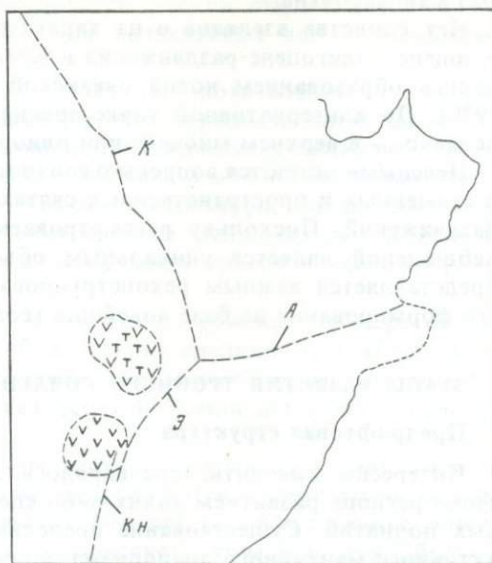


Рис. 56. Области базальтового вулканизма в раннем эоцене (55—50 млн лет)

Показаны оси будущих рифтов: А — Аденского, Э — Эфиопского, К — Красноморского, КН — Кенийского. Условные обозначения см. на рис. 57

поднятия, образование которого в позднем мелу связывается с деформацией Аравийской плиты в начальный этап ее столкновения с активной окраиной Евразии [Basahel et al., 1982]. Таким образом, Красноморский рифт возник не на своде, а на месте отрицательной структуры с небольшой амплитудой погружения.

Интересно отметить, что и на месте Аденского рифта в предрифтовую эпоху также не было свода. Как отмечалось в главе I, в юре и мелу на месте будущего Аденского рифта существовала система горстов и грабенів запад-северо-западной ориентировки. Мнение о мезозойском заложении Аденского рифта [Azzagoli, 1968; Бурек, 1975; Козеренко, Ларцев, 1978] является, таким образом, неверным.

Поздне меловая тектоническая обстановка в зоне Аденского рифта менее ясна. С одной стороны, отмечаются тектонические движения в конце мела — начале палеоцена, отразившиеся в накоплении грубообломочного материала в отдельных прибрежных впадинах, вероятно, унаследованных с мезозойского времени [Козеренко, Ларцев, 1976, 1978]. С другой стороны, верхнепалеоценовые—эоценовые морские осадки, покрывающие восточную часть Сомалийского выступа Африки до 46° в.д. по обе стороны рифта идентичны, мощности и фации подчинены меридиональной зональности и это не дает никаких указаний на существование рифтовой зоны. К этому времени произошло, вероятно, заполнение мезозойских впадин осадками и выравнивание палеогеографической обстановки в пределах Рога Африки и Юго-Восточной Аравии [Azzagoli, 1968]. В общем достаточно очевидно, что широтный Аденский рифт в конце мезозоя еще не образовался и в то же время на его месте не было сводового поднятия.

Первые проявления вулканизма в области тройного сочленения относятся к раннему эоцену. Вулканический ареал располагался западнее Эфиопского рифта с центром, по-видимому, в районе оз. Тана (рис. 56, 57). Вулканическая

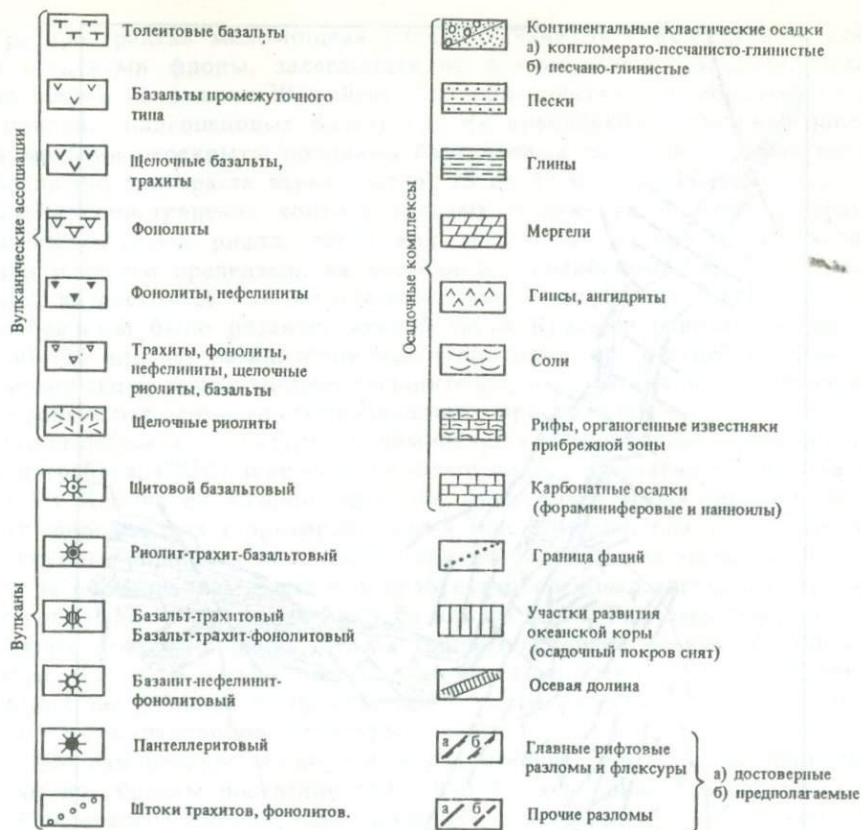


Рис. 57. Условные обозначения к рис. 56, 58—61 и 63—65

активность началась около 55 млн лет назад, ее продолжительность не известна. Другой ареал с более поздним началом вулканизма, возможно, существовал в Юго-Западной Эфиопии. В северном ареале изливались как щелочные, так и толентовые базальты [Zanettin et al., 1974a], в то время как на юге отмечены только щелочные разности [Davidson, Rex, 1980].

Тектоническая обстановка в период ранних излияний платобазальтов остается неясной. Скорее всего, в это время уже начали действовать растягивающие напряжения, приведшие впоследствии к образованию рифтов. В этом плане важно отметить, что раннеэоценовый вулканизм известен не только на Эфиопском плато. Небольшие излияния толентовых базальтов были также в Западном рифте Восточной Африки к югу от оз. Киву. По К-Аг датировкам базальты имеют здесь возраст около 49 млн лет и их образованию предшествовали подвижки по разломам [Poucllet, 1977—1978; Bellon, Poucllet, 1980].

### Позднеэоценовый—раннеолигоценовый этап (40—35 млн лет)

Главными событиями рассматриваемой эпохи являются:

1. Начало раздвижения в Красноморской и Аденской рифтовых зонах и образовании проторифтовых депрессий.
2. Образование системы горстов и грабенов северо-западного простирания поперечных к зоне будущего Эфиопского рифта.
3. Экспансия траппового вулканизма в области развития горсто-грабеновой структуры.

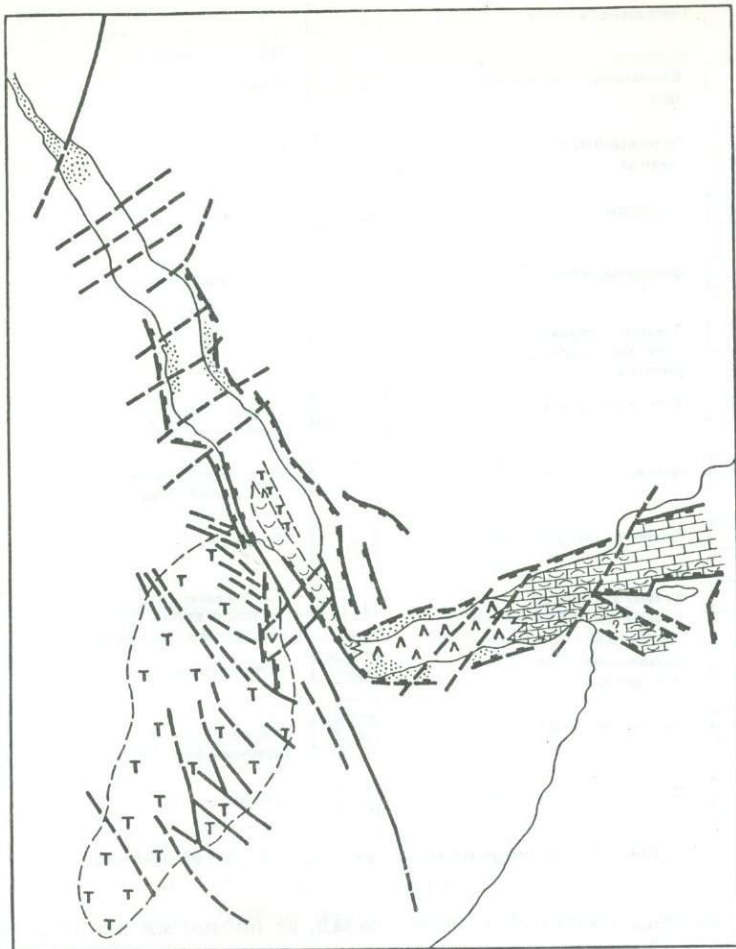


Рис. 58. Развитие тройного сочленения в эоцене — олигоцене (40—30 млн лет)

Образование депрессии на месте Аденского рифта в конце эоцена—олигоцене фиксируется проникновением в ее пределы морского залива, открывавшегося в Индийский океан. Область накопления морских осадков была строго ограничена бортами рифтовой зоны, и, следовательно, к этому времени можно отнести заложение последней (рис. 58). В олигоцене в восточной части депрессии накапливались тонкие глинисто-карбонатные осадки, на западе — более мощные дельтовые отложения.

Южный борт рифта простирался в это время до о-ва Сокотра, хотя, возможно, между окружающими остров плато и материком уже возник неглубокий пролив, заполнявший грабен северо-западного простирания.

Морские ингрессии проникали до западного окончания рифтовой зоны — об этом свидетельствует появление эвапоритов в береговых разрезах района г. Берберы. Вулканические проявления, связанные с рассматриваемой эпохой, в Аденском рифте не известны.

Заложение Красноморского рифта также датируется концом эоцена—началом олигодена. К этому времени относится образование неглубокой депрессии, сопровождавшееся базальтовым вулканизмом. На севере излияния толеитовых базальтов происходили в районе Суэцкого залива и дельты Нила. В средней части Красноморского рифта близ Джидды и на Суданском побережье споради-

чески распространена маломощная толща песчаников с железистыми стяжениями и остатками флоры, залегающая на фаунистически охарактеризованных осадках эоцена (формация Шумайси). Эти континентальные образования включают покровы олигоценных базальтов. На аравийском побережье эоценовые осадки местами перекрыты потоками базальтовых лав, для которых определения абсолютного возраста варьируют от 25 до 32 млн лет [Basahel et al., 1982]. Площадь распространения континентальных отложений олигоцена ограничена бортовыми уступами рифта, тогда как трещинные излияния базальтов происходили и за его пределами, на восточном (аравийском) борту, где известны покровы с возрастом 25 млн лет или несколько более [Brown, 1972].

Своеобразным было развитие южной части Красноморского грабена. Здесь, около 40—35 млн лет назад, обширные территории, прилежащие с обеих сторон к Красноморскому рифту, подверглись интенсивному растяжению с образованием горсто-грабеновых структур северо-западного простирания.

Горсто-грабеновая структура (напоминавшая в миниатюре провинцию Бассейнов и хребтов, США) занимала широкую полосу, протягивавшуюся на 1200—1500 км от Йемена до Южной Эфиопии. Афар в это время еще не обособился четко от сопредельных территорий, хотя в зоне его западного борта уже существовали крупные сбросы — подводящие каналы базальтовых экструзий.

Вслед за образованием горстов и грабенов последовала вспышка вулканизма, начавшегося излияниями толеитовых базальтов Аиба. Разломы северо-западного простирания деформировали древние (раннеэоценовые) базальты Ашанги [Zanettin et al., 1978b], и, в свою очередь, явились каналами для экструзий олигоцен-миоценовых лав. Область распространения последних четко совпадает с областью развития горсто-грабеновой структуры.

Судя по изменениям мощности вулканических комплексов, вертикальные подвижки по сбросам достигали 500—1000 м. Это привело к крайне неравномерному распределению олигоцен-миоценовых вулканитов — на поднятых блоках они представлены лишь верхними горизонтами или даже могут отсутствовать.

Древнейшие олигоцен-миоценовые базальты (около 40 млн лет) развиты в Юго-Западной Эфиопии, где в это время находился центр вулканической активности. От этого центра к периферии траппового ареала наблюдается постепенное омоложение базальных покровов до 35, 30 и 25 млн лет. На месте южной части Красного моря в это время возникла впадина, в которой началось отложение эвапоритов, в то время как в осевой зоне изливались потоки базальтов. В общем обстановка напоминала плейстоценовую ситуацию в Данакильской депрессии с накоплением солей в узкой лагуне в непосредственном соседстве с осевым вулканическим хребтом.

Известно, что ингрессия моря в Красноморский рифт через грабен Суэцкого залива произошла в аквитанском веке, т.е. около 22 млн лет назад [Саид, 1965]. Поэтому образование олигоценных эвапоритов в южном конце рифтовой зоны не может быть связано с этой ингрессией. Альтернативная версия предполагает связь с океаном через рифтовую зону Аденского залива.

#### **Позднеолигоценный—раннемиоценовый этап (25—22 млн лет)**

Существенный перелом в развитии Красноморского и Аденского рифтов произошел в конце олигоцена—начале миоцена, около 25—22 млн лет назад (рис. 59). На этом рубеже фиксируется погружение дна рифтовых депрессий, последовавшее, очевидно, вслед за кратковременной фазой растяжения. Погружение сопровождалось ингрессией моря через Суэцкий грабен. Одновременно произошла изоляция впадины Красноморского рифта от Индийского океана, вероятнее всего из-за образования вулканической перемычки в районе прото-Баб-эль-Мандебского пролива. Миоценовые осадки Красного моря характери-

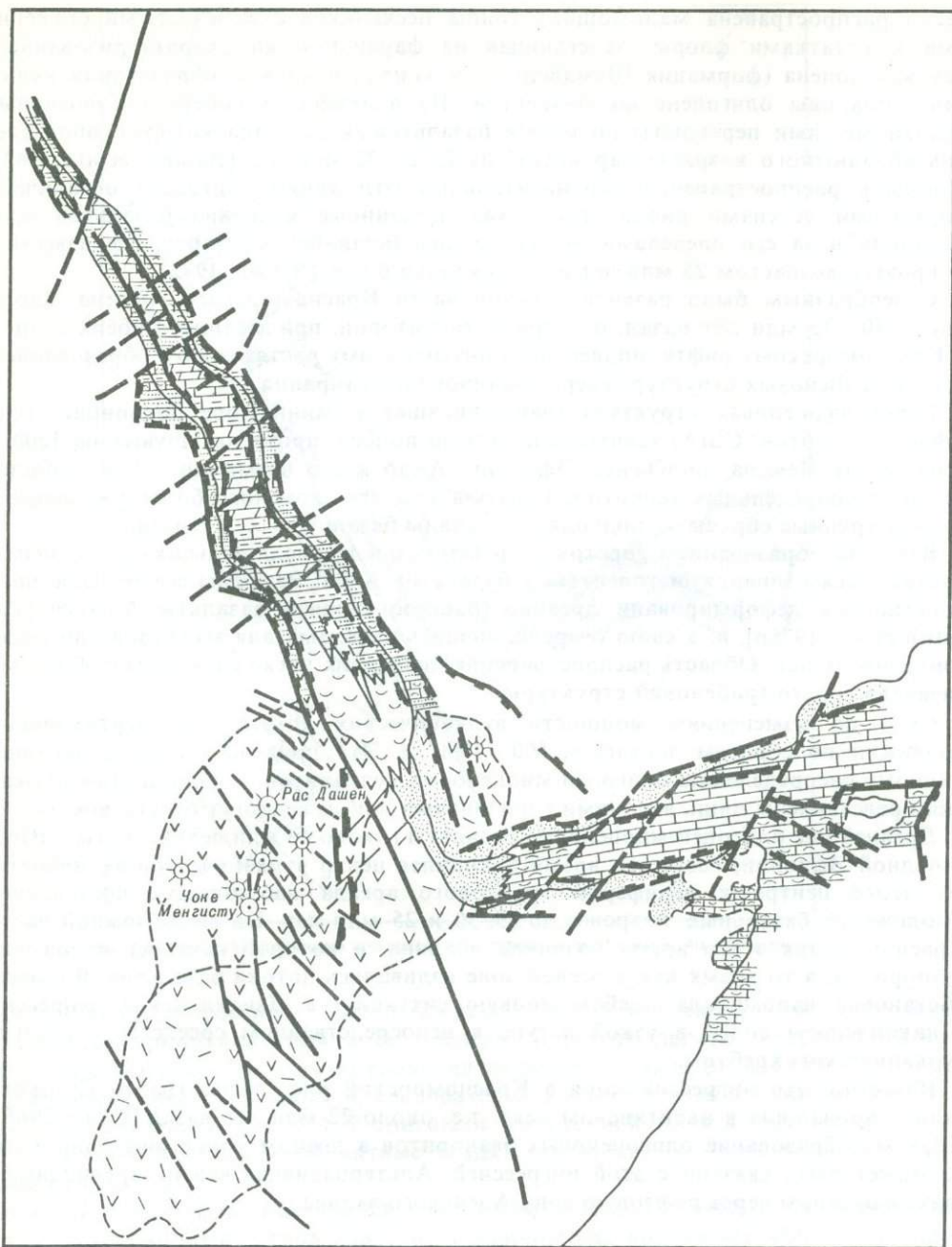


Рис. 59. Развитие тройного сочленения в позднем олигоцене — раннем миоцене (25—22 млн лет)

зуются средиземноморским комплексом микрофауны и полным отсутствием индоокеанских форм.

Важно, что погружение дна проторифтовых депрессий сопровождалось поднятием их бортов, о чем свидетельствует накопление грубообломочных отложений нижнемиоценового возраста в прибортовых участках. На Эфиопском побережье эти отложения представлены формацией Догали, сложенной базаль-

тами и вулканокластическими породами, замещающимися в направлении к оси грабена тонкими осадками и эвапоритами.

Аналогично, близ южного борта Аденского рифта развиты валунные конгломераты раннемиоценовой формации Верхний Дабан, которые на удалении от уступов замещаются известняками формации Дубар. Таким образом, совокупность геологических данных свидетельствует о превращении в эту эпоху неглубоких проторифтовых впадин в грабены, ограниченные довольно высокими тектоническими уступами — источниками сноса терригенного материала.

Импульс растяжения в конце олигоцена—начале миоцена сопровождался вспышкой базальтового магматизма, достигшего в эту эпоху максимального развития. На Эфиопском плато и в Йемене эпоха 25—22 млн лет характеризуется наиболее широким площадным распространением трещинных излияний. Ко времени максимального распространения базальтовых экструзий приурочено также начало извержений щелочных риолитов в центральной части вулканического ареала. Одновременно наметился переход от трещинных излияний к центральным. Начали формироваться огромные щитовые вулканы Эфиопского плато — Рас Дашен, Менгисту, Чоке и др.

В прибортовых участках Красноморского рифта к началу миоцена относится внедрение долеритовых даек. В это же время в Саудовской Аравии в полосе параллельной борту рифта начались трещинные излияния базальтов, контролировавшиеся опережающими разрывами север-северо-западного простирания. Все это говорит о значительном масштабе растяжения в рассматриваемую эпоху.

Важно подчеркнуть два обстоятельства.

1. Раннемиоценовый импульс растяжения последовал после длительной эпохи относительного покоя 40(35?) — 22 млн лет. Растяжение в раннем миоцене было более значительным, чем на предшествовавшем этапе, поскольку оно сопровождалось формированием крупных сбросов в бортах рифтов.

2. Воздымание бортовых уступов (полусводов) привело к образованию сводового поднятия. Таким образом, свод образовался через 18 (или несколько менее) млн лет после начала формирования рифтовой депрессии.

### Среднемиоценовый этап (15—10 млн лет)

После импульса растяжения около 25—22 млн лет назад намечается снижение тектонической активности в Красноморской и Аденской рифтовых зонах и постепенное затухание вулканизма в пределах эфиопского ареала. Практическое полное прекращение вулканической деятельности произошло около 18—20 млн лет назад (рис. 60).

На самом юге вулканического ареала в северо-восточной Кении в период 23—16 млн лет развивались крупные вулканы (Элгон, Морото и др.), характеризовавшиеся лавами повышенной щелочности: базанитами, нефелинитами, фолитами. Щелочной состав вулканитов связывается Н.А. Логачевым (1977) с периферическим положением вулканов по отношению к эфиопской "тектонотермической" системе и, возможно, большей глубиной образования расплавов.

В Красноморском и Аденском рифтах существовали морские заливы, разобщенные перемычкой в районе Баб-эль-Мандебского пролива. На это указывают различия между миоценовыми фаунистическими комплексами: средиземноморским в Красном море, индоокеанским в Аденском заливе. В южном конце Красноморского рифта, судя по разрезам разведочных скважин, сохранялись лагунные условия — шла садка солей.

Существенная перестройка в развитии рифтовой системы приходится на начало среднего миоцена (рис. 61). Начиная с 15 млн лет на месте Эфиопского рифта и Афара обособляются депрессии, заполнявшиеся вулканическими породами — щелочными риолитами и базальтами (рис. 62). Мощность вулканических комп-

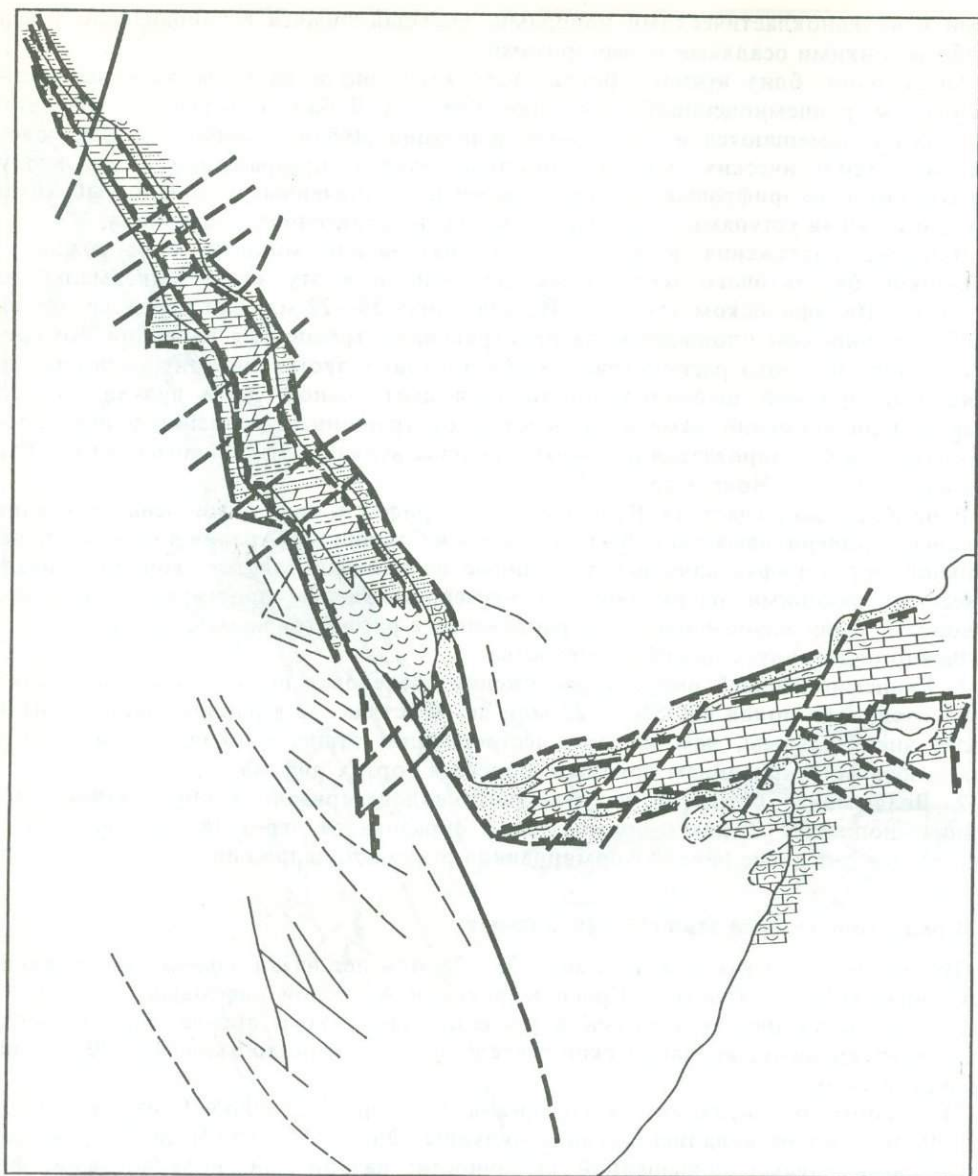


Рис. 60. Развитие тройного сочленения в раннем миоцене (20—15 млн лет)

лексов нарастает в сторону депрессий, местами в их основании фиксируется угловое несогласие. Центры излияний располагались в зонах растущих бортовых уступов. Эти данные указывают на движения по разломам, погружения и концентрацию вулканизма в Эфиопском рифте и Афаре.

Выше было подчеркнuto, что раннемиоценовые вулканические комплексы Афарской депрессии (базальты, риолиты, субвулканические интрузии гранитов) по мощности и составу сходны с аналогичными образованиями в смежных районах Эфиопского и Сомалийского плато, а осадочные рифтовые комплексы начали накапливаться в Афаре только 10 млн лет назад. Геологические данные, таким образом, не подтверждают более раннее, чем 15—10 млн лет существование Афара.

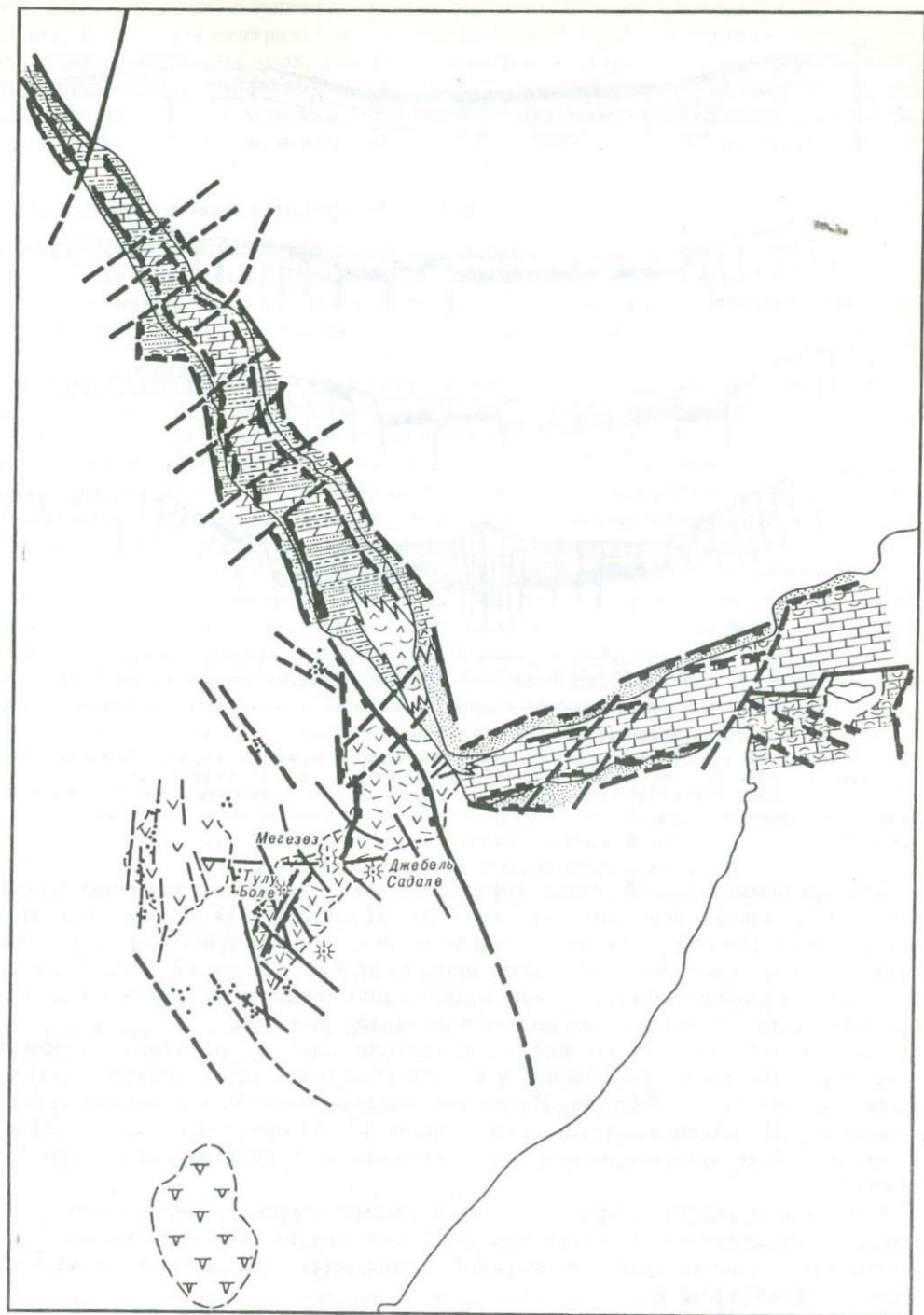


Рис. 61. Развитие тройного сочленения в среднем миоцене (15—10 млн лет)

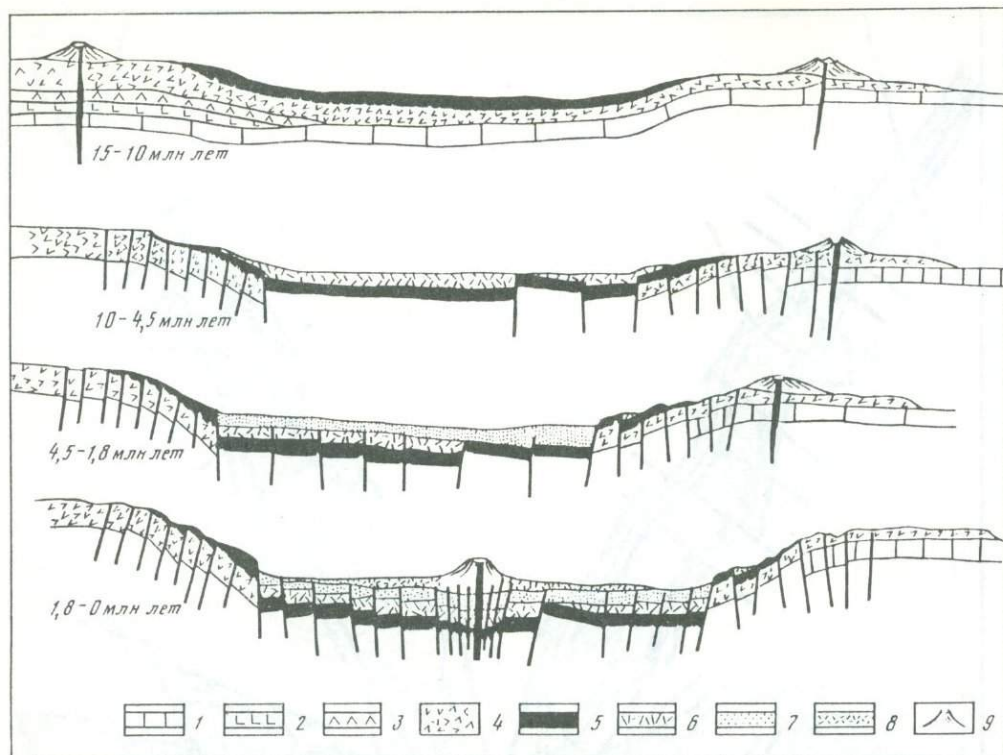


Рис. 62. Стадии развития Эфиопского рифта

1 — мезозойские породы. Дорифтовые вулканические комплексы: 2 — базальты Ашанги; 3 — базальты Аиба; 4 — базальты и риолиты Аладжи. Рифтовые вулканические комплексы: 5 — базальты Анчар и риолиты Арба Гурача; 6 — серия Назрет; 7 — базальты Бофа; 8 — игнимбриды Дино; 9 — вулканические центры

Для среднемиоценовой эпохи характерны как трещинные излияния базальтов, так и извержения центрального типа. Последние связаны со щитовыми постройками (Меgezез, Джебель Садале и др.), и игнимбристыми стратовулканами, расположенными на краях проторифтовых депрессий. Вне депрессий трещинные излияния базальтов происходили вдоль крупных омоложенных докембрийских разломов, как это наблюдается на западе Эфиопии.

Образование Эфиопского рифта превратило систему двойного сочленения в тройную. Началось обособление и отодвигание (пока еще незначительное) Сомалийской плиты от Африки. Изменение геодинамической обстановки совпало с развитием Кенийского вулканического ареала (12—14 млн лет), сходного с Эфиопским, но отличающегося меньшими размерами и щелочным характером вулканизма.

В Аденском заливе и Красном море в рассматриваемую эпоху также возобновилось раздвижение и погружение рифтовых впадин. Об этом косвенно свидетельствует распространение морской трансгрессии до южной оконечности Красноморского рифта.

В то же время амплитуда движений была малой и существенных изменений в структуре обеих рифтовых зон не произошло. Как в Красноморском, так и в Аденском рифтах существовали морские заливы, разобщенные, судя по составу фауны, перемычкой в районе Баб-эль-Мандебского пролива. На южном окончании Красноморского рифта местами наблюдается замещение морских осадков эвапоритами [Encycl. Petr..., 1970]. Палеогеография этого района была весьма слож-

ной: в прибортовых, опущенных частях рифтовой впадины существовали морские рукава, тогда как в центральной приподнятой части рифта на месте вулканического поднятия предыдущих эпох, вероятно, находились острова, разделенные частично или полностью изолированными лагунами. Подобный рельеф с поднятой центральной (вулканической) зоной и опущенными краевыми осадочными бассейнами характерен, в частности, и для современной структуры Афара.

### Позднемиоценовый этап (10—15 млн лет)

В Аденском рифте к этой эпохе приурочено начало спрединга (рис. 63). Судя по возрасту древнейшей магнитной аномалии (N 5) этот процесс начался около 10 млн лет назад. Лишь в самой западной части рифтовой зоны (к западу от 45° в.д.) раздвижения продолжались за счет утонения континентальной коры [Cochran, 1981].

Такая же обстановка характерна и для Красноморского рифта. Усиление темпа раздвижений не привело к разрыву континентальной коры, но вызвало возобновление вулканической активности. В осевой зоне глубокой скважиной вблизи центральной части бассейна вскрыты слилы или покровы базальтов с возрастом около 10 млн лет, залегающие в толще соли. В прибортовой части рифта фиксируется угловое несогласие между осадочно-вулканогенной формацией Догали с верхним возрастным пределом около 14 млн лет и перекрывающей грубо-обломочной формацией Дессет. Очевидно, борта рифта испытывали энергичное воздымание. За исключением прибортовых зон с кластической седиментацией, на всей территории Красноморской рифтовой впадины в конце верхнего миоцена происходило накопление мощных толщ эвапоритов, представленных в основном галитом с подчиненными горизонтами калийных солей и ангидритов. Этот общий для Средиземного и Красного морей мессинский этап садки эвапоритов был, очевидно, связан с отшнуровыванием обоих внутренних бассейнов от Мирового океана, однако связь с океаном периодически восстанавливалась. Чтобы объяснить большую (до 1300 м) мощность верхнемиоценовых солей, отложившихся в мелководном бассейне на юге Красного моря, необходимо допускать: 1) периодическое поступление свежих порций морской воды; 2) периодическое погружение дна рифта. Скорее всего, первое было обусловлено вторым.

В Афаре с 10 млн лет также начинается быстрое воздымание бортовых тектонических уступов, фиксирующееся накоплением конгломератов Данакильской группы. Вулканическая деятельность с этого времени оказалась строго ограниченной дном рифта. Заполнение погружающейся впадины изливаниями стратоидных базальтов и осадками началось около 8—10 млн лет назад, непосредственно вслед за эпохой тектонических движений. Местами между стратоидными базальтами и вулканитами среднемиоценового комплекса фиксируется угловое несогласие. Широкое распространение трещин в дне рифта — подводных каналов экструзий — свидетельствует о начале интенсивного растяжения коры. В прибортовых частях Афарской депрессии в районах со слабыми проявлениями вулканической активности началось обособление краевых впадин, заполнявшихся кластическими осадками типа "моласс рифтовых зон" [Мазарович, 1976].

Около 10 млн лет назад произошло окончательное формирование разломных ограничений Эфиопского рифта и воздымание его бортовых уступов. Последнее фиксируется по резкому изменению мощности игнимбритов серии Назрет при переходе от дна рифта к его борту (от 600—700 м до первых метров). В восточной прибортовой части Эфиопского рифта в эту эпоху обособился краевой грабен, заполнявшийся диатомитами формации Чорора. Разломы западного борта этого грабена контролировали положение нескольких крупных стратовулканов — Афдем, Ассабот, Гара Гумби.

Параллельно с погружением дна и воздыманием бортов на плечах рифта об-

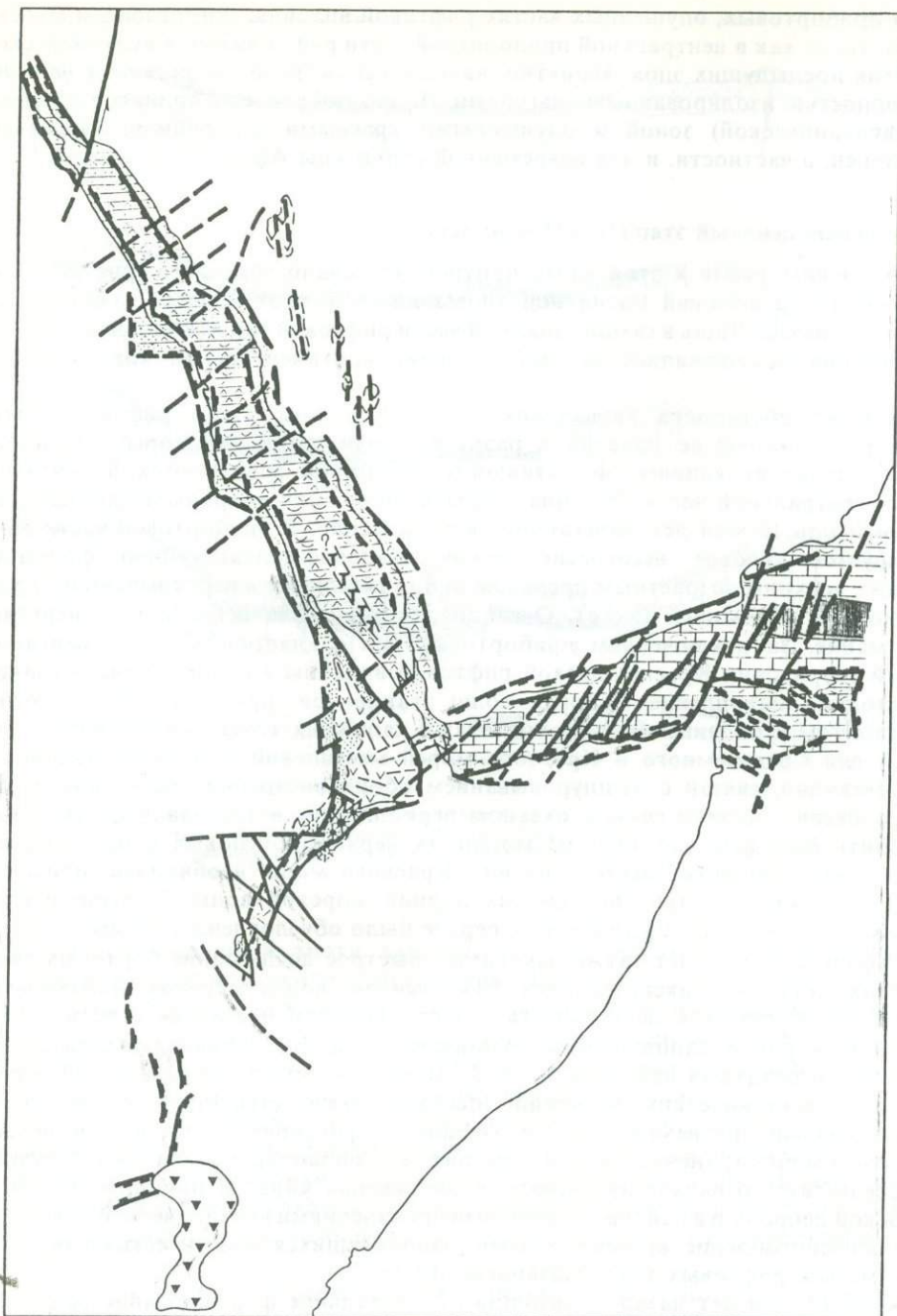


Рис. 63. Развитие тройного сочленения в верхнем миоцене (10—5 млн лет)

разовалось несколько щитовых базальтовых вулканов (Арба-Гугу и др.), характеризовавшихся щелочно-базальтовыми лавами.

Изменения в развитии Африкано-Аравийской рифтовой системы связаны с началом перемещения Сомалийской плиты относительно Африки. Начало этого движения (15 млн лет), а затем его ускорение (10 млн лет) привели к раскрытию Эфиопского рифта. Образование широтных сбросов в Южном Афаре, включая

южный бортовой уступ, также, вероятно, сопряжено с перемещением Сомалийской плиты. Это же перемещение обусловило сначала изгиб, а затем разрыв и разделение единой структуры Данакиля—Айши.

С начавшимся движением Сомалийской плиты следует связывать и более ранний, чем в Красноморском рифте, разрыв литосферы в осевой зоне Аденского рифта. Полнос раскрытия Аденского рифта сместился к его нынешнему положению, однако смещение было незначительным и не вызвало перестройки в системе трансформных разломов. "Устойчивость" трансформных разломов, видимо, объясняется трудностью подобной перестройки в условиях, когда по ним еще соприкасаются блоки континентальной коры [Le Pichon, Francheteau, 1978]. Плиты в этом случае движутся как бы по рельсам трансформных разломов, возникших на месте древних трещин.

### **Плиоценовый — современный этап (5—0 млн лет)**

Этот этап включает две отчетливые фазы рифтогенеза с возрастом 5(4) и 1,8—1,6 млн лет, проявившиеся во всех ветвях трюнного сочленения.

С **первой фазой** (5 млн лет) в Красноморском рифте связано начало формирования новой океанской коры, установленное по возрасту магнитных аномалий [Allan, 1970; Rösler, 1975]. Покров миоценовых эвапоритов был разорван в южной части рифта с образованием осевого трога, в то время как в центральном и северном районах эвапориты подверглись растяжению, но еще не были разорваны (рис. 64). Произошло внедрение расслоенного габбро в краевые разломы восточного борта рифта [Coleman, 1974].

В Афаре после фазы раскрытия трещин начались излияния стратоидных базальтов верхней части Афарской серии, отличающихся наиболее "толеитовым" характером из всех базальтов континентальных рифтов Эфиопии. Усиление темпа раздвижений привело к образованию впадины (грабена?) между Данакилем и Аравией и установлению морской связи между Красным морем и Аденским заливом. Садка эвапоритов сменилась в Красном море отложением карбонатных органогенных илов.

В Аденском рифте продолжалось разрастание океанского дна. Зона спрединга продвинулась к западу от 45° в.ш., началось раскрытие залива Таджура и рифта Азаль, приведшее к окончательному разделению Данакиля и Айши. Западнее 45° в.д. и в заливе Таджура установлены только магнитные аномалии N 1 и 2 — свидетельство значительно более позднего начала спрединга, чем в более восточных частях залива.

В Эфиопском рифте на рубеже 4—5 млн лет отмечается экспансия риолитового вулканизма, в зону бортовых уступов и за пределы рифта — на Эфиопское и Сомалийское плато. Одновременно в северной части рифта начались излияния трещинных базальтов щелочного состава (базальты Бофа) — свидетельство раскрытия глубоких трещин. Резко усилилось воздымание бортов и темп погружения дна, а на обоих плечах рифта синхронно погружениям началось развитие крупных вулканов сложного строения (Чилало, Бада, Вачача, Геш Мегал и др.).

Судя по возрасту выполняющих осадочных комплексов, в это время началось также погружение рифтов Стефания и Туркана и их южного продолжения — Кенийского рифта. По данным Н.А. Логачева с соавторами [Logatchew et al., 1972], обособление Кенийского рифта произошло примерно 5 млн лет назад, после чего на его дне начали накапливаться лавы базальтового, затем трахитового состава, а на восточном плече образовались щитовые вулканы Килиманджаро и Кения. Намечается отчетливое сходство с ранней стадией развития Эфиопского рифта (излияния базальтов, Анчар), с той разницей, что в Кении вулканы имели более щелочной характер. Образование Кенийского рифта фиксирует продвижение рифтовых расколов к югу.

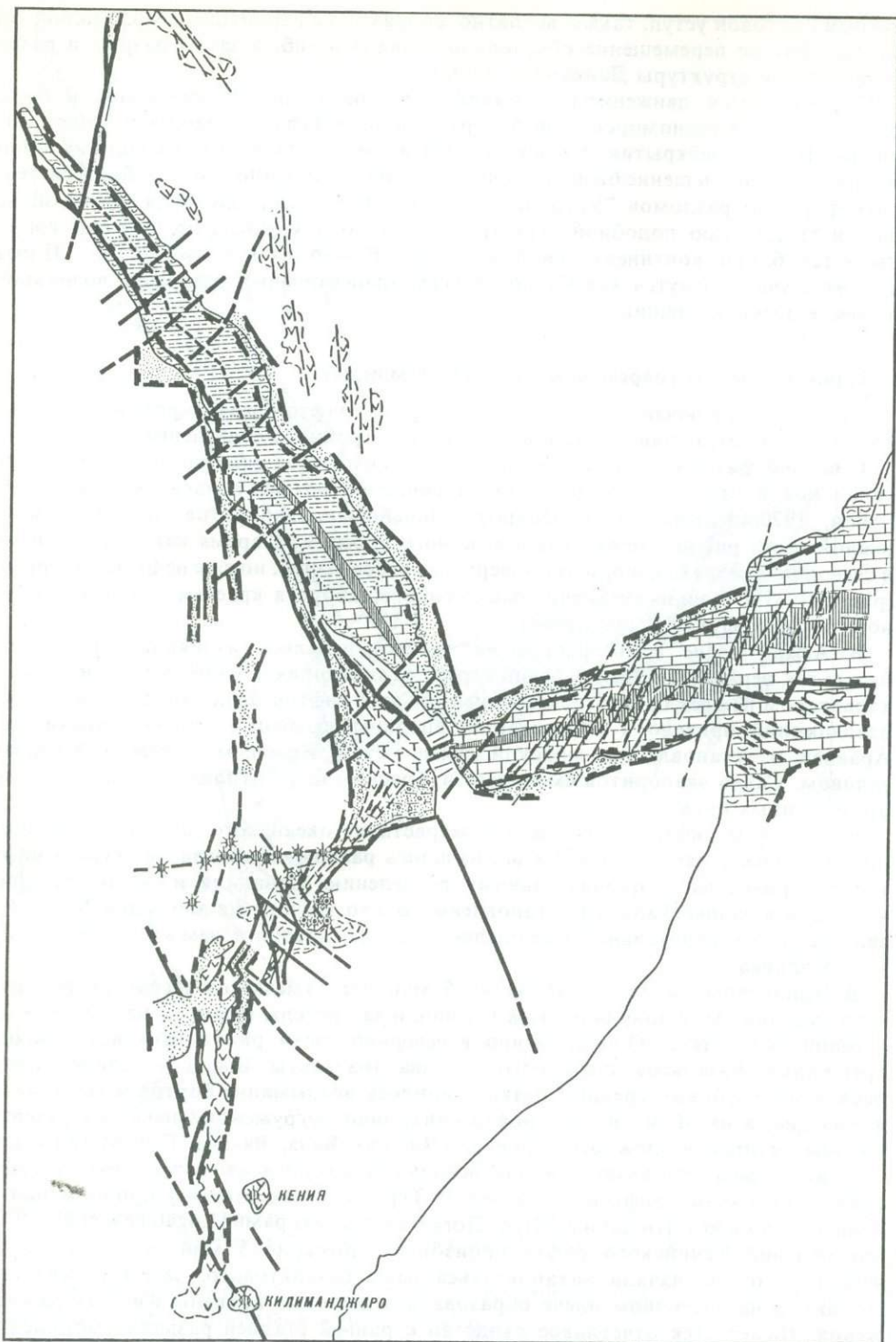


Рис. 64. Развитие тройного сочленения в плиоцене (5—1,8 млн лет)

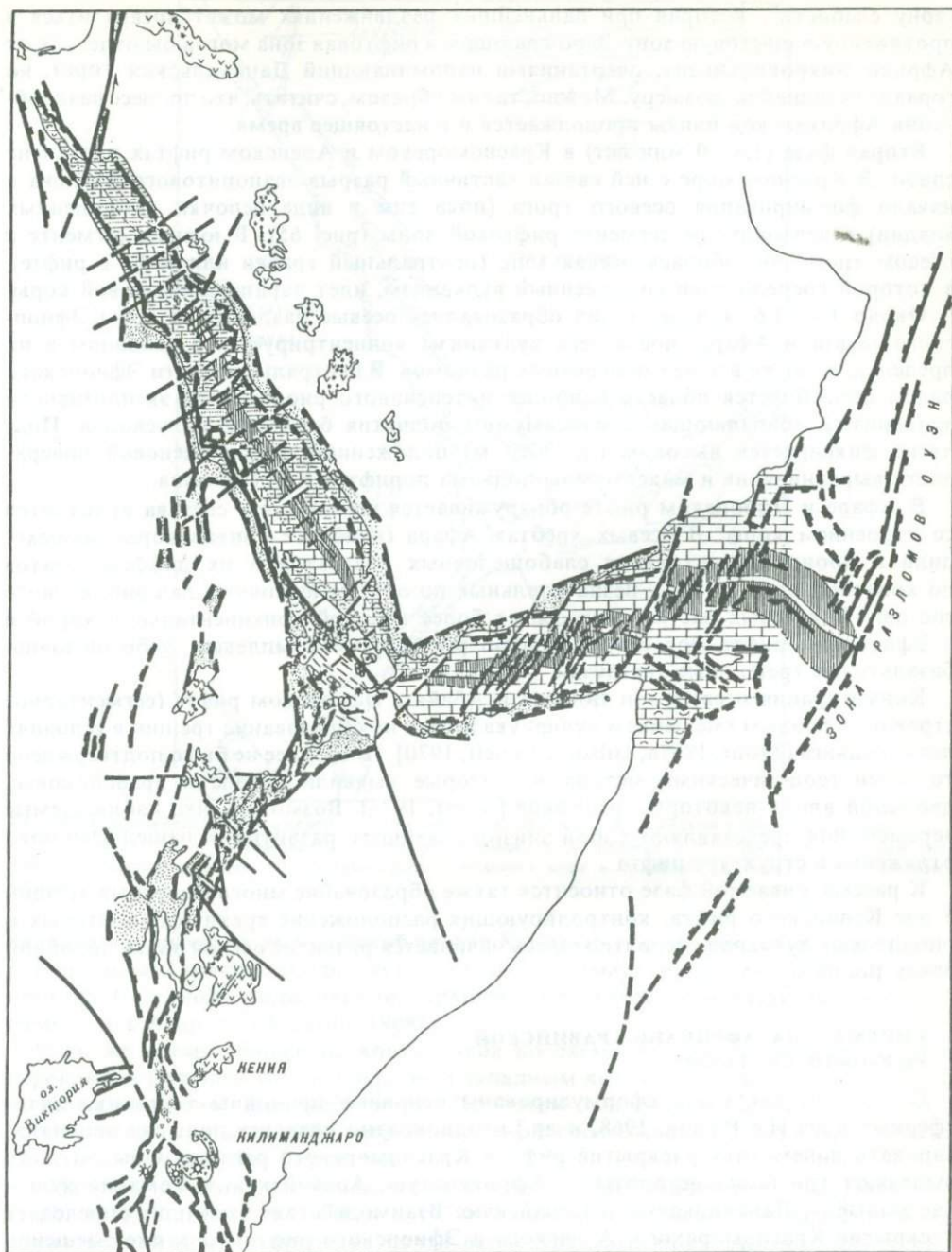


Рис. 65. Развитие тройного сочленения в плейстоцене—голоцене (1,8—0 млн лет)

Как показали геологические съемки в Эфиопии [Kazmin, 1973] и Судане [Разваляев, Шахов, 1978], рифтовая структура оз. Туркана — низовьев р. Омо продолжается в меридиональном направлении цепочкой разобщенных грабенов и активных сбросов. Заложение этих структур, скорее всего, синхронно образованию рифта Туркана, т.е. относится к началу плиоцена. В совокупности они маркируют

"зону слабости", которая при дальнейших раздвижениях может превратиться в протяженную рифтовую зону. Зарождающаяся рифтовая зона могла бы отделить от Африки микроконтинент, очертаниями напоминающий Данакильский горст, но гораздо больший по размеру. Можно, таким образом, считать, что процесс раздробления Африканской плиты продолжается и в настоящее время.

**Вторая фаза** (1,8—0 млн лет) в Красноморском и Аденском рифтах проявлена слабо. В Красном море с ней связан частичный разрыв эвапоритового покрова и начало формирования осевого трога (пока еще в виде цепочки разобщенных впадин) в центральном сегменте рифтовой зоны (рис. 65). В южном сегменте в осевом троге обособилась осевая зона (центральный грабен или рифт в рифте), в которой сосредоточен современный вулканизм, идет наращивание новой коры.

Около 1,8—1,6 млн лет назад образовались осевые раздвиговые зоны Эфиопского рифта и Афара, после чего вулканизм концентрируется в основном в их пределах, а также в зонах поперечных разломов. В центральной части Эфиопского рифта обособляется область наиболее интенсивного риолитового эксплозивного вулканизма, совпадающая с максимумом поднятия бортовых полусводов. Поднятие фиксируется высоким (до 3000 м) положением постмиоценовой поверхности выравнивания и максимумом подъема дорифтового основания.

В Афаре и Эфиопском рифте обнаруживается тесная связь состава вулканитов со строением коры. В осевых хребтах Афара (наиболее тонкая кора) происходили и происходят излияния слабощелочных базальтов и их дифференциатов до конечных продуктов — незначительных по объему щелочных лав риолитового состава. В краевых частях депрессии с более мощной континентальной корой и в Эфиопском рифте формируются либо риолитовые комплексы, либо щелочно-базальтовые трещинные экструзии.

Конфигурация осевых зон Вончжи и Абая в Эфиопском рифте (сегментарное строение с правым смещением кулис) указывает на образование трещин в условиях левого сдвига [Mohr, 1967a; Gibson, Tazieff, 1970]. Последнее не было подтверждено точными геодезическими методами, которые выявили признаки правоугольных движений вдоль некоторых разрывов [Mohr, 1977]. Возможно, что наблюдаемые перемещения представляют собой эпизод новейшего развития не нашедшего пока отражения в структуре рифта.

К рассматриваемой фазе относится также образование многочисленных трещин в дне Кенийского рифта, контролирующих расположение трахит-фонолитовых и риолитовых вулканов. Вероятно, здесь начинается развитие осевой зоны, подобной поясу Вончжи.

#### **КИНЕМАТИКА АФРИКАНО-АРАВИЙСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ**

С тех пор как были сформулированы основные принципы тектоники литосферных плит [Le Pichon, 1968, и др.] неоднократно делались попытки проанализировать кинематику раскрытия рифтов Красноморского региона. Обычно здесь выделяют три большие плиты — Африканскую, Аравийскую и Сомалийскую и две малые — Данакильскую и Синайскую. Взаимодействие этих плит определяет раскрытие Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов, а также смещения по зоне Левантийских разломов (рис. 66).

Для Аденского залива известна реконструкция А. Лаутона, согласно которой Аравийская и Сомалийская плиты сближаются по изобате 500 фатомов [Laughton, 1966]. Остальная часть залива считается новообразованной. Сближение континентальных блоков по этой схеме производится таким образом, что мыс Фартак аравийского побережья оказывается сближенным с мысом Гвардафуй (Сомали). По мнению Абель-Гавада [Abdel-Gawad, 1970], при таком сближении наблюдается хорошая сбивка геологических структур, в частности разломов. На самом деле сбивка

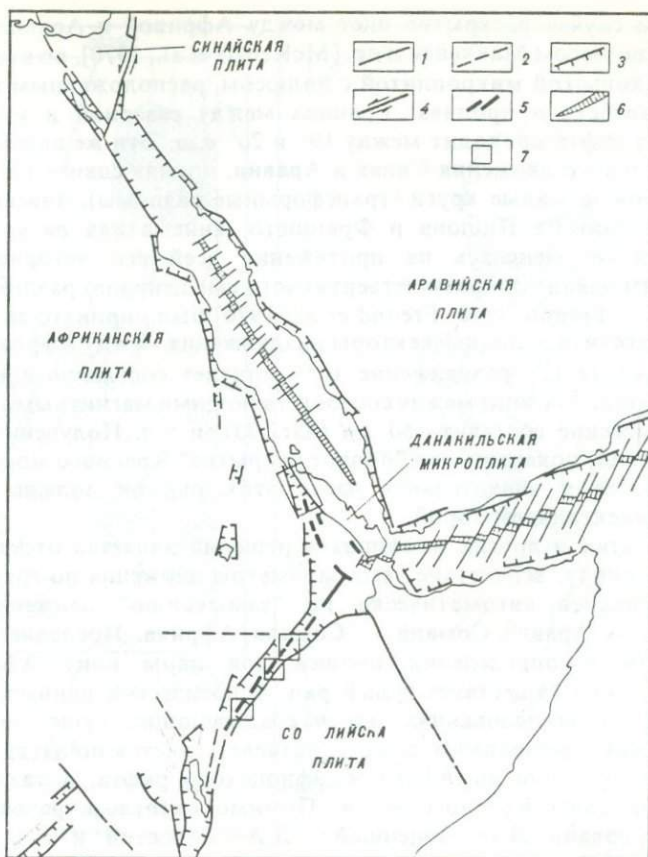


Рис. 66. Тектоническая схема северо-восточной части Африкано-Аравийской рифтовой системы

Разломы: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые, 3 — сбросы, 4 — сдвиги, 5 — осевые зоны Афара и Эфиопского рифта, 6 — осевые грабены Красного моря и Аденского залива; 7 — участки замера трещин

неудовлетворительна: мезозойский прогиб Хандрамаут оказывается на простирании района о-ва Сокотра (поднятия), а свод Хандрамаут попадает на простирание прогиба Северной Миджуртинии. Крупные геологические невязки такой сбивки отмечались Азароли [Azzaroli, 1968].

В то же время сближение континентов по схеме А. Лаутона влечет за собой перекрытие большей части Афара юго-западным выступом Аравии и практически полное "закрытие" Красного моря. При этом сиалические блоки Данакиля и Айши должны быть либо перекрыты выступом Аравии, либо приближены вплотную к западному борту Афара.

Оба эти допущения принимаются рядом исследователей как реальные [McKenzie et al., 1970; Roberts, 1970; Mohr, 1975b] и приводят к выводу о развитии новообразованной коры в пределах почти всего Красного моря, Аденского залива и Афара [Girdler, Styles, 1974, 1978; Barberi, Varet, 1975b].

В частности, в работе Маккензи с соавторами [McKenzie et al., 1970] полюс раскрытия Красного моря ( $18^\circ$  в.д.,  $36,5^\circ$  с.ш.) определен путем совмещения береговых линий, очертания которых хорошо совпадают. Единый блок Данакиль Айша повернут в этой реконструкции на  $30^\circ$  по часовой стрелке вокруг полюса с координатами  $14^\circ$  с.ш.,  $39^\circ$  в.д. (см. рис. 47, а). Более сложное решение предложено в работе Ле Пишона и Франшето [Le Pichon, Francheteau, 1978], показавших, что кинематика раскрытия северной и южной частей Красного моря раз-

лична: в первом случае раскрытие идет между Африкой и Аравией с полюсом, совпадающим с полюсом Маккензи и др. [McKenzie et al., 1970], во втором — между Аравией и Данакильской микроплитой с полюсом, расположенным к юго-востоку от Баб-эль-Мандебского пролива. Граница между северной и южной частями Красноморского рифта проходит между  $19^\circ$  и  $20^\circ$  с.ш. Эти же авторы определили полюс относительного движения Синая и Аравии, приняв сдвиги в системе Левантских разломов за малые круги (трансформные разломы), описанные из этого полюса. По мнению Ле Пишона и Франшето, кинематика раскрытия Красноморского рифта не менялась на протяжении всей его истории. Отношение  $45/105 = 2,33$  [отношение плиоцен-четвертичного смещения по разломам Мертвого моря к общему — Freund, 1970; Freund et al., 1970] было принято за коэффициент, позволяющий рассчитать полные векторы раздвижения между Африкой и Аравией. Так, если на широте  $19^\circ$  раздвижение за 4 млн лет составило в Красном море примерно 65 км (ширина зоны между соответствующими магнитными аномалиями), то общее раздвижение составит 150 км ( $65 \times 2,33$ ), и т.д. Полученные параметры конечных вращений, показали, что "полное закрытие" Красного моря и Аденского залива невозможно и значительная часть этих рифтов должна подстилаться утоненной континентальной корой.

Недостатком этих и других имеющихся решений является отсутствие данных по Эфиопскому рифту, вследствие чего параметры движения по границе Африка/Сомали определялись автоматически по "замыканию" движений в системе Африка/Аравия — Аравия/Сомали — Сомали/Африка. Последнее приводило к неопределенности в определении полюса для пары плит Африка/Сомали.

В настоящее время существует целый ряд геологических данных, не учитывавшихся в прошлых исследованиях, но накладывающих существенные ограничения на возможные решения. В данном разделе делается попытка максимально учесть сведения по геологии Афара и Эфиопского рифта, а также данные по строению осевой зоны Красного моря. Помимо автора, в разработке данной проблемы участвовали Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин и А.И. Вержбицкая [Казьмин и др., 1984].

### Мгновенная кинематика

**Эфиопский рифт.** Для определения полюса раскрытия Эфиопского рифта использованы данные по простиранию трещин растяжения в осевой зоне (поясе Вончжи). Эти активные трещины являются зачастую магмоподводящими и ориентированы косо по отношению к геометрической оси рифта. Вертикальные смещения невелики, многие трещины являются зияющими. В первом приближении можно считать, что трещины ориентированы перпендикулярно главному растягивающему напряжению и, таким образом, совпадают с Эйлеровыми меридианами. Замеры простирания трещин выполнены на трех участках — в северной, центральной и южной частях Эфиопского рифта (см. рис. 66). При этом использовались: геологическая карта листа Назрет [Nazret, 1978] и геологическая карта Эфиопского рифта [Kazmin et al., 1980a] (рис. 67). Всего выполнено 266 замеров. Построение гистограмм позволило выделить наиболее распространенные направления, которые использовались для определения полюса (рис. 68).

Для двух точек в Эфиопском рифте были приблизительно оценены линейные скорости раздвижения (табл. 1). По соотношению мощностей коры на Эфиопском плато ( $m_0$ ) и в рифте ( $m$ ) [Makris et al., 1975] была определена степень растяжения коры ( $\beta$ ). Принимая (с упрощением), что утонение происходило равномерно по всей ширине рифта, можно, зная его современную ширину ( $L$ ), рассчитать начальную ширину ( $l$ ), равную  $L/\beta$  и затем вычислить величину общего раздвижения ( $\Delta l$ ). Для того, чтобы перейти к линейным скоростям ( $V_l$ ), нужно знать время заложения рифта. Как было показано в предыдущем разделе, последнее

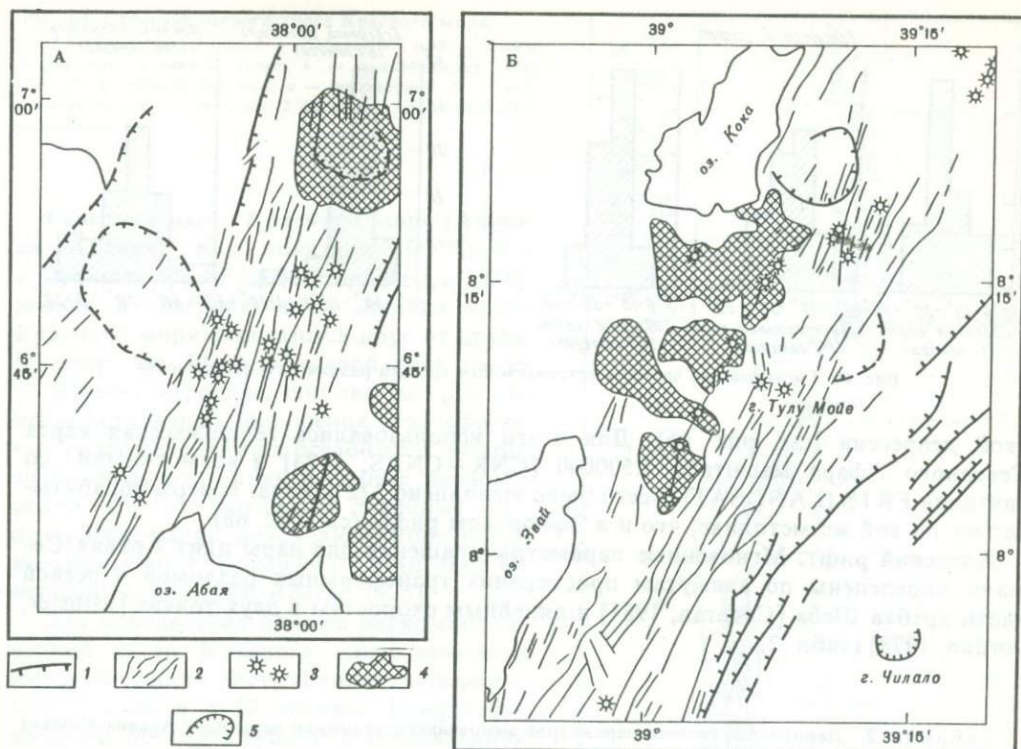


Рис. 67. Участки замеров трещин в Эфиопском рифте

А — район оз. Абая; Б — район оз. Звай  
 1 — сбросы; 2 — трещины осевой зоны; 3 — базальтовые конусы; 4 — пантеллеритовые вулканы;  
 5 — кальдеры

произошло примерно 15 млн лет назад, но существенные раздвижения начались лишь 10 млн лет назад. Раздвижение происходило кратковременными импульсами, каждый из которых не может быть оценен самостоятельно. Целесообразно поэтому отнести полную величину раздвижения к 10 млн лет, условно считая раздвижение равномерным.

В какой-то мере этот упрощенный расчет можно подкрепить, используя зависимость погружения ( $S$ ) от фактора утонения ( $\beta$ ),  $S = z(1 - 1/\beta)$ , где  $z$  — коэффициент, зависящий от мощности литосферы ( $h_l$ ), плотности мантии и коры и ряда других параметров [Le Pichon, Sibuet, 1981]. Близ точки 1 величина погружения ( $S$ ) в Эфиопском рифте составляет примерно 1,5 км. При мощности литосферы 125 км и значении  $z = 4,205$  величина  $\beta$  оказывается равной 1,55, т.е. очень близкой к рассчитанной первым способом.

**Афар.** Для определения мгновенного полюса раскрытия Афара (пара плит Данакиль/Африка) выполнены замеры трещин растяжения в осевой зоне Данакиль-

Таблица 1. Расчет степени растяжения коры в Эфиопском рифте

Точка	Координаты в град.		$\beta = m_0/m$	L, км	l км	$\Delta$ / км	$V_l$ см/г	$\beta$ из уравнения: $S = z(1 - 1/\beta)$ [Le Pichon, Sibuet, 1981]
	с.ш.	в.д.						
1	9,8	40,8	40/26=1,54	105	67,5	37,5	0,37	1,55 ( $h_l = 125$ км)
2	8,55	39,18	40/28=1,43	80	46	34	0,34	1,70 ( $h_l = 150$ км)

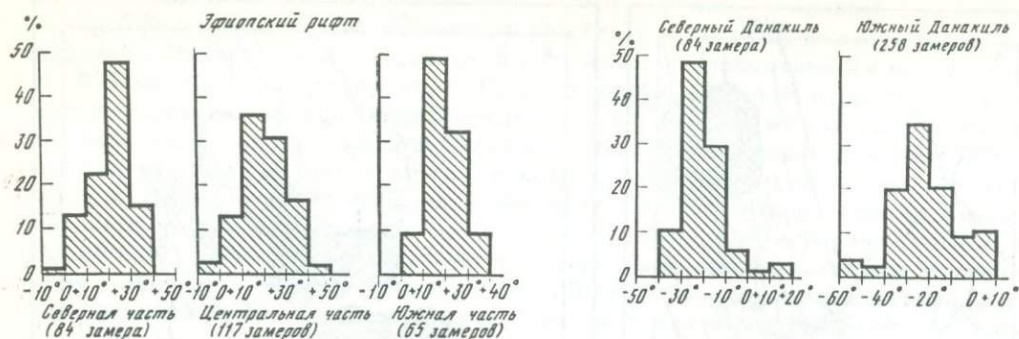


Рис. 68. Гистограмма частоты встречаемости трещин различного направления

ской депрессии (см. рис. 66). Для этого использовались геологическая карта Северного Афура масштаба 1:500000 [CNR—CNRS, 1973] и космоснимки со спутника ERTS (LANDSAT). Всего было выполнено 322 замера. Замеры обрабатывались по той же методике, что и в Эфиопском рифте (см. рис. 68).

**Аденский рифт.** Мгновенные параметры вращения для пары плит Аравия/Сомали определены по азимутам простираения трансформных разломов в осевой части хребта Шеба [Cochran, 1981] и линейным скоростям в двух точках [Minster, Jordan, 1978] (табл. 2).

Таблица 2. Данные для расчета параметров мгновенного вращения пары плит Аравия/Сомали

Точка	Координаты		Азимут	Точка	Координаты		Азимут				
	с.ш.	в.д.			с.ш.	в.д.					
Азимуты трансформных разломов на хр. Шеба [Cochran, 1981]				Азимуты трансформных разломов на хр. Шеба [Cochran 1981]							
1	12,1°	44,9°	31,5	10	13,92	56,95	25,0				
2	12,2	45,65	28,5	11	13,12	57,60	24,5				
3	12,18	46,2	35,0	12	14,00	51,70	30,0				
4	12,45	47,15	32,5	Линейные скорости на границе Аравия/Сомали [Minster, Jordan, 1978]							
5	12,55	47,75	33,0								
6	13,41	50,32	35,0								
7	14,7	52,1	27,0								
8	14,72	54,55	21,0					1	14,4	56,5	2,8*
9	14,78	55,62	23,0					2	12,22	46,5	1,95*

\*Цифры — линейные скорости в см/г.

Таблица 3. Линейные скорости раздвижения в южной части Красного моря

Точка	Координаты		Скорости, см/г	Точка	Координаты		Скорости, см/г
	с.ш.	в.д.			с.ш.	в.д.	
1	19,0°	39,50°	1,67	4	16,90	40,80	1,39
2	18,20	39,93	1,57	5	15,90	41,50	1,29
3	17,50	40,30	1,48				

Рис. 69. Строение осевого трога Красного моря

1 — бортовые уступы; 2 — изобата 1000 м; 3 — сбросы и трещины в осевом троге; 4 — вулканическая зона; 5 — трансформные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 6 — изохрона 2 млн лет; 7 — впадины с рассолами

Северная часть Красного моря (Африка—Аравия). Как показали Ле Пишон и Франшето [Le Pichon, Francheteau, 1978], южная и северная части осевого трога Красного моря отличаются друг от друга. К северу от 20° с.ш. осевой трог имеет колечатое строение, широко распространены поперечные нарушения (трансформные разломы?). Южнее осевой трог построен более просто, трансформные разломы редки, хорошо выражены линейные магнитные аномалии, позволяющие построить изохроны до 4, возможно 5 млн лет [Зоненшайн и др., 1981; Röeser, 1975].

Для определения полюса раскрытия северной части Красного моря замерены азимуты трещин растяжения и трансформных разломов в 12 точках. Замеры выполнены по карте (рис. 69), составленной Л.П. Зоненшайном на основании данных Красноморской экспедиции Института океанологии АН СССР и дешифрирования изображений, полученных с помощью сонара бокового обзора "Глория" во время рейса судна "Валдивия" [Baker et al., 1975].

Южная часть Красного моря (Данакиль—Аравия). Для определения полюса раскрытия южной части Красного моря замерены азимуты простираения трещин растяжения в осевой зоне и азимуты нескольких трансформных разломов (см. рис. 69), всего в 37 точках. Кроме того, по имеющимся изохронам [Зоненшайн и др., 1981; Röeser, 1975] в пяти точках рассчитаны линейные скорости (табл. 3).

Таким образом, относительные перемещения ансамбля четырех плит: Аравийской, Сомалийской, Африканской и Данакильской были представлены значениями линейных скоростей и азимутов смещений на пяти границах: между Аравийской и Сомалийской, Аравийской и Данакильской, Африканской и Сомалийской, Африканской и Данакильской, Африканской и Аравийской плитами. Всего использовалось девять значений линейных скоростей и 262 значения азимутов смещений.

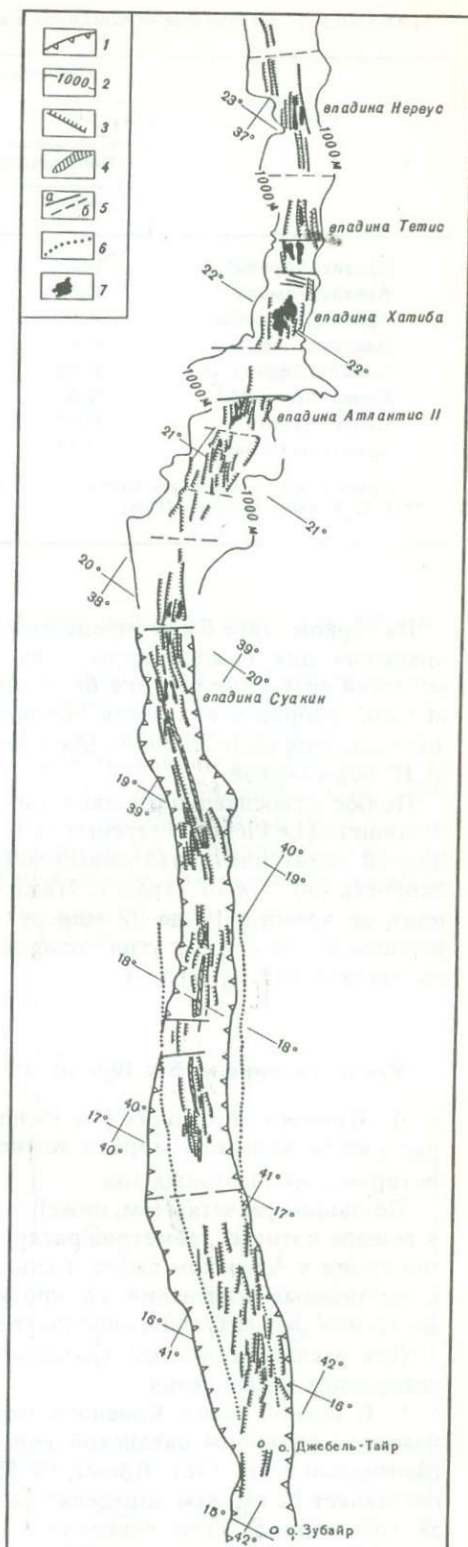


Таблица 4. Параметры мгновенного и конечного вращения плит Красноморского региона

Плиты	Параметры мгновенного вращения			Параметры конечного вращения	
				0—5 млн лет	
	Координаты полюса		$\omega \cdot 10^{-7}$ град/г	Координаты полюса	
	с.ш.	в.д.		с.ш.	в.д.
Аравия/Африка*	33,47°	24,54°	+4,2	33,47°	24,54°
Аравия/Сомали	27,37	24,26	14,4	27,37	24,26
Аравия/Данакиль	5,59	47,27	-5,6	5,59	47,27
Данакиль/Африка	17,8	38,52	9,36	15,92	39,94
Сомали/Африка	-35,52	21,81	-0,5	-35,52	21,81
Синай/Аравия**	32,5	-4,4	-1,15	32,5	-4,4
Синай/Африка	32,29	34,55	3,17	32,29	34,55
Данакиль/Сомали	15,44	37,8	9,65	13,94	39,37

\* Первая плита движется относительно второй: (-) — по часовой стрелке; (+) — против часовой стрелки.

\*\* По Le Pichon, Francheteau [1978].

На первом этапе были определены "индивидуальные" полюса и угловые скорости вращения для каждой пары плит. При взаимной увязке относительных перемещений всех плит региона была получена совокупность векторов относительной угловой скорости вращения, полностью описывающих взаимные относительные перемещения плит (табл. 4). Математические операции выполнялись по программе А.И. Вержбицкой.

Полюс относительного движения Синай/Аравия взят из работы Ле Пишона и Франшето [Le Pichon, Francheteau, 1978]. Согласно этим авторам, угол поворота для данной пары плит, найденный методом проб и ошибок, равен 1,7°, а угловая скорость ( $\omega$ )  $1,74 \cdot 10^{-7}$  град/г. Ниже мы приведем расчет угла поворота для этих плит на время с 10 до 22 млн лет. Этот угол равен 0,55°. Следовательно, для периода 0—10 млн лет угол поворота был 1,15°, а угловая скорость в этот период составляла  $1,15 \cdot 10^{-7}$  град/г.

#### Реконструкция на 5 и 10 млн лет

Ле Пишон и Франшето [Le Pichon, Francheteau, 1978] считали, что кинематика раскрытия Красного моря и Аденского залива не менялась на протяжении всей истории этих рифтовых зон.

По нашим расчетам (см. ниже), это справедливо лишь для последних 10 млн лет, в течение которых геометрия раскрытия сохранялась неизменной. Последнее хорошо видно в Аденском рифте, где направление и скорость раскрытия остаются без существенных изменений на протяжении последних 10 млн лет. Для периода до 10 млн лет ситуация, судя по геологическим данным, была иной.

Для расчета конечных вращений на 5 и 10 млн лет важное значение имеют следующие ограничения.

1. В южной части Красного моря (пара плит Аравия/Данакиль) достоверно известны изохроны океанской коры с возрастом 4 млн, а вероятно, и 5 млн лет [Зоненшайн и др., 1981, Rösler, 1975]. Величина раздвига за 5 млн лет на 17° с.ш. составляет 82 км, чем определяется угол поворота Аравии относительно Данакиля за этот период. Угол поворота и полюс для пары Данакиль/Африка при этом

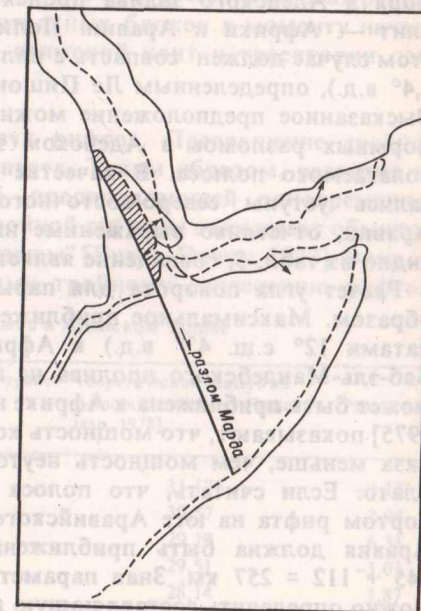
0—5 млн лет	Параметры конечного вращения						
	0—10 млн лет		0—22(?) млн лет				
	Угол поворота	Координаты полюса		Угол поворота	Координаты полюса		Угол поворота
	с.ш.	в.д.	с.ш.	в.д.	с.ш.	в.д.	
-2,1°	33,47°	24,57°	-4,2°	33,7°	21,25°	-4,71°	
-2,2	27,37	24,26	-4,4	28,3	21,3	-4,9	
+3,67	9,8	45,6	+11,23	8,8	47,6	+10,9	
-5,52	15,92	39,94	-15,01	—	—	—	
+0,25	-35,52	21,81	+0,5	—	—	—	
+0,57	32,5	-4,4	+1,15	32,5	-4,4	+1,7	
-1,58	32,29	34,55	-3,17	—	—	—	
-5,66	14,42	39,64	-15,3	—	—	—	

вычисляется автоматически по замыканию для трех пар плит Данакиль/Африка, Африка/Аравия и Аравия/Данакиль.

2. Для определения параметров конечного вращения Данакиля относительно Африки следует учитывать два обстоятельства. Во-первых, геологические данные свидетельствуют о "молодом" в сравнении с Красным морем, возрасте Афара и Эфиопского рифта. Обособление этих рифтов как тектонических депрессий началось не ранее 15 млн лет, а бортовые сбросовые уступы образовались не ранее 10 млн лет назад. Можно считать, что существенного раздвижения до 10 млн лет в Афаре и Эфиопском рифте не было, о чем свидетельствует отсутствие крупных сбросов. Во-вторых, можно предполагать, что зона разломов Марда продолжалась в пределы Афара, ограничивая с запада блок Айша, а следовательно, и блок Данакиля, составлявший до начала раздвига единое целое с блоком Айша (рис. 70). При этом условии южный конец Данакиля не может быть перемещен на реконструкции больше, чем на 145 км по часовой стрелке. Этим определяется угол поворота конечного вращения Данакиля на 10 млн лет. Полюс и угол поворота для пары плит Аравия/Данакиль для конечного вращения 0—10 млн лет определяется автоматически по замыканию в уже упоминавшейся системе из трех пар плит.

Параметры конечных вращений на 5 и 10 млн лет, определенные с учетом упомянутых ограничений, приведены в табл. 4, соответствующие реконструкции — на рис. 71 и 72.

Рис. 70. Реконструкция начального положения Данакильской микроплиты (начальное положение — заштрихованный контур)



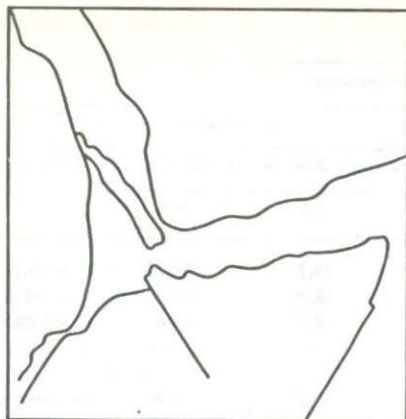


Рис. 71. Реконструкция на 5 млн лет

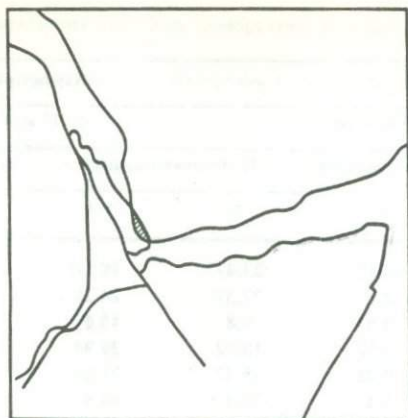


Рис. 72. Реконструкция на 10 млн лет

### Реконструкция на 22(40) млн лет (начало раскрытия)

Первые признаки растяжения в Красноморском и Аденском рифтах относятся к раннему олигоцену или позднему эоцену [Azzaroli, 1968; Lowel, Genik, 1972], более значительная фаза рифтогенеза — к раннему миоцену.

Для определения параметров вращения в период 10—22(40)? млн лет важны следующие условия:

1. Раздвижения в Афаре и Эфиопском рифте в это время практически отсутствовали, поэтому Сомалийская плита составляла с Африканской единое целое.

2. Раздвижения в Синайском рифте были незначительными, во всяком случае, намного меньшими, чем в Красном море. В первом приближении можно рассматривать Синай как часть Африки и считать, что раскрытие Красного моря и Аденского залива происходило на этом этапе за счет вращения двух плит — Африки и Аравии. Полюс вращения Африки относительно Аравии в этом случае должен совпасть с полюсом Синай/Аравия (координаты: 32,5° с.ш. — 4,4° в.д.), определенным Ле Пишоном и Франшетто [Le Pichon, Francheteau, 1978]. Высказанное предположение можно проверить, сравнив азимуты древних трансформных разломов в Аденском заливе с теоретическими азимутами из предполагаемого полюса. В качестве древних трансформных разломов рассматривались уступы северо-восточного простирания на континентальном склоне Аравии, отчетливо выраженные на батиметрической карте [Лаутон, 1975]. Как видно из табл. 5, совпадение является вполне удовлетворительным.

Расчет угла поворота для пары плит Африка/Аравия выполнен следующим образом. Максимальное приближение южного конца Данакиля (точка с координатами 12° с.ш. 43° в.д.) к Африке — 145 км. Если в пределах Данакиля и Баб-эль-Мандебского пролива не происходило утонения коры, то Аравия также может быть приближена к Африке на 145 км (см. рис. 70). Данные ГСЗ [Makris et al., 1975] показывают, что мощность коры в южной части Данакиля — 13,5 км — в три раза меньше, чем мощность неутоненной континентальной коры на Эфиопском плато. Если считать, что полоса коры между западным флангом Данакиля и бортом рифта на юге Аравийского полуострова (170 км) растянута в 3 раза, то Аравия должна быть приближена к Африке на конечной реконструкции на  $145 + 112 = 257$  км. Зная параметры вращения Африки/Аравии на 10 млн лет, можно определить составляющую данного перемещения за этот период. В выбранной точке оно равно 212 км. Следовательно, за период 10—22(40)? млн лет смещение

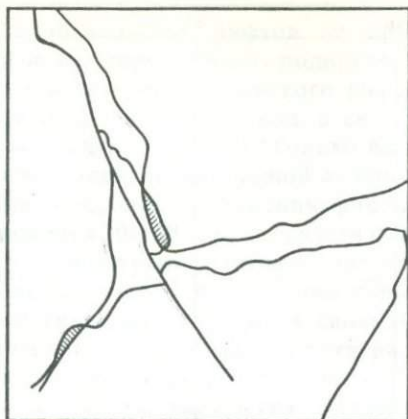


Рис. 73. Реконструкция на 22 (37?) млн лет

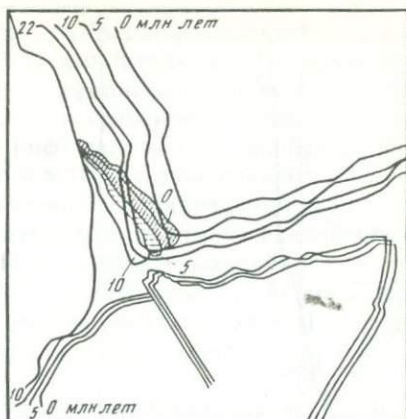


Рис. 74. Общая схема движения литосферных плит в районе тройного сочленения

составляет 45 км, что соответствует углу поворота  $0,55^\circ$  из полюса с координатами  $32,5^\circ$  с.ш.,  $-4,4^\circ$  в.д.

Линейная скорость раскрытия равнялась 3,7 мм/г.

Следует подчеркнуть, что трехкратное растяжение континентальной коры в Данакиле — Баб-эль-Мандебском проливе, принятое в расчете, скорее всего, является завышенным. Реальная величина, растяжения до разрыва и начала спрединга, по-видимому, ближе к двум. Однако в Афаре в условиях интенсивного магматизма и рассеянного спрединга эта величина могла быть и большей. Во всяком случае, полученный угол поворота для эпохи 10—22 млн лет ( $0,55^\circ$ ) является максимально возможным.

Зная параметры вращений на 10 и 10—22 млн лет, можно, суммируя их, рассчитать параметры конечного вращения для каждой из литосферных плит в регионе (см. табл. 4). Используя эти параметры, была построена начальная реконструкция, показывающая положение континентальных блоков к моменту начала рифтогенеза (рис. 73), а также общая схема движений плит и траектории движения для отдельных точек (рис. 74, 75).

Подведем некоторые итоги.

1. Первоначально возникла система из двух рифтов. Превращение двойной системы в тройную произошло 25 млн лет спустя. Таким образом, развитие не согласуется с обычно принимаемой схемой, предполагающей одновременное образование всех трех рифтов. Образование тройной системы связывают обычно с растрескиванием свода над "мантийным плюмажем" [Burke, Dewey, 1973]. Вряд ли данный механизм применим к рассмотренному тройному сочленению рифтов.

Таблица 5. Азимуты древних трансформных разломов в Аденском заливе

Точка	Координаты		Азимут простирания трансформного разлома	Теоретический азимут из полюса [Le Pichon, Francheteau, 1978]	Разность
	с.ш.	в.д.			
1	13,45°	47,5°	31,0°	31,17°	-0,17°
2	14,0	48,92	33,5	30,57	2,94
3	15,5	52,46	35,5	29,19	6,31
4	15,0	52,40	26,5	29,51	-3,01
5	17,0	55,44	30,6	28,14	1,87
6	17,0	55,55	29,0	28,13	0,87



Рис. 75. Траектории движения отдельных точек, отражающие раскрытие рифтов в районе тройного сочленения

2. Образование рифтов не предваряется воздыманием сводового поднятия. Признаки дорифтового поднятия ощутимой амплитуды отсутствуют в зонах Красноморского и Аденского рифтов. В зоне Эфиопского рифта на дорифтовом этапе существовал не свод, а система горстов и грабенов поперечных к простиранию будущего рифта. Только Кенийский рифт наложен, по-видимому, на более раннее поднятие небольшой амплитуды, но и в этом случае основное воздымание свода синхронно погружению рифта. Образование свода (воздымание полусводов) начинается 10—18 млн лет спустя после возникновения рифтовых впадин. Очевидно, этот промежуток отвечает времени подъема легкого мантийного материала в зоне растяжения до подошвы коры. Отсутствие связи между рифтами и дорифтовыми сводами, которые, в свою очередь, могли бы быть связаны с какими-то эндогенными системами, подтверждает представление о рифтовых зонах как о простых трещинах в литосфере.

3. Скорость раскрытия Эфиопского рифта в северной части 0,3—0,4 см/г [Mohr, 1977]. Близкая скорость характеризовала Красноморский и Аденский рифты в эпоху до начала спрединга. Аналогичная скорость (порядка 0,3—0,4 см/г) характерна для Кенийского рифта, в котором общее растяжение составляет 15—20 км, в основном за последние 5 млн лет [Fairhead, 1980]. Очевидно, скорости порядка 0,3—0,4 см/г характерны для рифтов в периоды, предшествующие разрыву континентальной коры, и отражают скорость "вытягивания" последней. Исключение составляет Афар со скоростями 1,3 см/г за последние 10 млн лет или Красное море в период 10—5 млн лет, но там быстрое раздвижение в значительной мере шло за счет "рассеянного спрединга".

4. Говорить о средних скоростях раскрытия можно, разумеется, только условно. Раскрытие рифтов осуществляется в виде сравнительно кратковременных импульсов, когда собственно и реализуется деформация. Импульсы или эпохи рифтогенеза разделены длительными периодами относительного покоя. В рассматриваемом регионе можно выделить эпохи рифтогенеза с возрастом 40, 22, 15, 10, 5 и 1,8 млн лет. Вероятно, по мере развития рифта интервал между эпохами рифтогенеза сокращается, что может быть связано с уменьшением прочности литосферной плиты по мере ее утонения (период наращивания напряжений, предшествующий деформации, сокращается).

5. Полученная реконструкция начального положения континентальных блоков подтверждает представления французских исследователей о том, что полное или почти полное закрытие Красного моря и Аденского залива невозможно. Как видно из рис. 73, на 17° с.ш. начальная ширина Красноморского рифта составляла около 94 км, а ширина новообразованной коры (за 5 млн лет) 82 км. При общей ширине рифта в этом сечении 308 км, находим, что до разрыва кора была растянута на 126 км, т.е. в 2,26 раза. Уже не раз отмечалось, что близкое к двукратному растяжение континентальной коры является, по-видимому, предельным.

Другой важный вывод заключается в том, что как в Красноморском, так и в Аденском рифтах растяжение на ранних этапах развития (ранее 10 млн лет) было незначительным и не превышало первых десятков километров. Основное растяжение, завершившееся разрывом континентальной литосферы, приходится, без сомнения, на последние 10 млн лет. Поэтому совершенно неприемлемой выглядит схема, по которой уже в олигоцене — раннем миоцене в Красном море и Аденском заливе шел спрединг, причем со значительными скоростями [Girdler, Styles, 1978]. Подтверждаются геологические данные, согласно которым в олигоцене—раннем миоцене Красное море и Аденский залив по морфологии были идентичны сегодняшним рифтам Восточной Африки.

**РАЗВИТИЕ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ И ОСЕВЫХ ЗОН  
В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТАХ**

Понятие трансформный разлом (ТР) введено Т. Уилсоном (Wilson, 1965). Трансформные разломы, наряду с рифтовыми зонами, зонами субдукции, образуют такие ограничения плит, вдоль которых происходит не разрастание или поглощение литосферы, а перенос (трансформация) движения от одной зоны разрастания или поглощения к другой. Перемещение вдоль трансформного разлома имеет характер сдвига. В отличие от нормального сдвига трансформный разлом резко заканчивается при подходе к соответствующим структурам, при этом на всем его протяжении, иногда очень значительном, не наблюдается уменьшения амплитуды сдвига.

Т. Уилсон выделил шесть типов трансформных разломов: между рифтовыми зонами (один тип), между рифтом и "дугой" (океанским желобом, складчатой системой — два типа) и между "дугами" (три типа). По-видимому, только ТР первого типа (рифт—рифт) пользуются широким распространением и имеют отчетливую специфику. Остальные типы ТР выделяются редко и их характеристики плохо отличимы от таковых для обыкновенных сдвигов. В частности, неизменность амплитуды смещения по всей длине разлома характерна только для ТР первого типа. Известно, что любой сдвиг заканчивается в какой-то зоне деформации (растяжения, сжатия), и это, в общем, характерно и для ТР [Garfunkel, 1972]. Если ТР представляют собой сдвиги, ограничивающие литосферные плиты, то обычные сдвиги являются результатом внутренней деформации плит. Такое определение предполагает, что все ТР рассекают литосферу на полную мощность (до астеносферы), тогда как обычные сдвиги могут обладать и меньшей глубиной проникновения.

Трансформные разломы рифт—рифт начальной стадии развития рифтов (рис. 76), по Уилсону, образуются в тех случаях, когда рифтовая зона изначально смещена и разделена древними разломами на несколько сегментов. При этом на участке БВ (активная зона ТР) происходит перенос расширения от одного сегмента рифтовой зоны к другому, без изменения амплитуды перемещения. Сдвиговое перемещение в активной зоне всегда обратно по знаку кажущемуся смещению рифтовой зоны. (Если рифтовая зона смещена правобоковым способом, истинное смещение в активной зоне — левое и наоборот). Участки АВ и ВГ являются частями древней трещины, и, в случае одинаковой скорости расширения в смежных сегментах, перемещения по ним не происходит (пассивная зона ТР).

Нетрудно показать, однако, что если скорость расширения рифтовой зоны в смежных сегментах разная, то вдоль древней трещины, вне активной зоны ТР, также будут происходить сдвиговые перемещения и она будет представлять собой сдвиговую границу литосферных плит [Ranalli, 1974; Казмын, 1978]. При этом, если  $V_1 > V_2$  ( $V_1$  и  $V_2$  скорости расширения в смежных сегментах), то характер сдвига будет таким же, как в активной зоне ТР, а если  $V_1 < V_2$  — то знак движения будет противоположным. Также очевидно, что характер сдвига будет всегда противоположным в противоположных участках трещины. Если сдвиг правый в пределах ВГ, то он должен быть левым в пределах АВ и наоборот. Сложный характер перемещений может быть проиллюстрирован на примере Западно-Аравийской (Левантинской) зоны разломов (рис. 77). Последняя разделяет Красноморский и Суэцкий рифты, так что кажущееся смещение их осей является левобоковым, а движение в активной зоне ТР отвечает правому сдвигу. Поскольку расширение идет быстрее в Красноморском рифте, вдоль Западно-Аравийской зоны разломов происходит крупное левобоковое перемещение [Quennell, 1958;

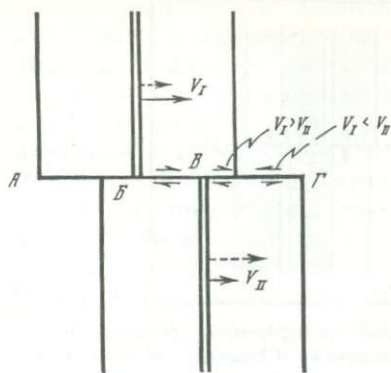
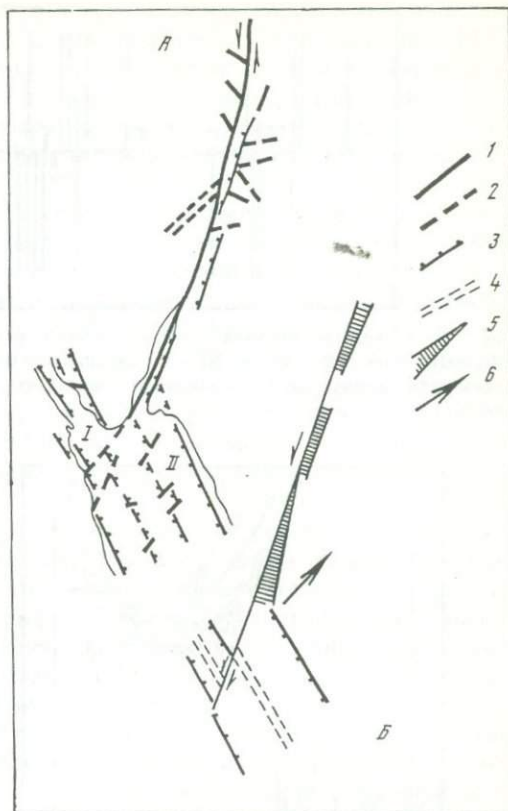


Рис. 76. Схема движения по трансформному разлому рифт — рифт.

БВ — активная зона. АБ и ВГ — пассивные зоны, по которым не происходит смещения при равной скорости раздвижения в смежных сегментах рифтовой зоны. Если скорости разные, пассивная зона становится сдвиговой границей плит.  $V_I$  и  $V_II$  — скорости в смежных сегментах рифтовой зоны

Рис. 77. Характер смещения вдоль Западно-Аравийской зоны разломов (А) и упрощенная кинематическая схема (Б)

I — Суэцкий рифт. II — Красноморский рифт.  
1 — разломы; 2 — предполагаемые разломы;  
3 — сбросовые уступы; 4 — ось рифта; 5 — раздвиг; 6 — вероятное направление перемещения Аравийской плиты относительно Синайской



Freund et al., 1970]. Знак движения обратен таковому в активной зоне ТР. Левантский сдвиг является границей Синайской и Аравийской плит. Судя по геологическим признакам [Казьмин и др., 1964], амплитуда сдвига уменьшается в северном направлении. Возможны, вероятно, и такие случаи, когда сдвиг, продолжающий ТР, полностью затухает в теле литосферной плиты. По мнению Раналли [Ranalli, 1974], такому случаю соответствует трансатлантическая система разломов, представленная по обеим сторонам Атлантики сдвигами с противоположным знаком движения: Грейт Глен (Шотландия) и Кэбот (Ньюфаундленд). Реконструкция палеорифтовой системы Центральной Гондваны (см. главу I) также выявляет крупные ТР, продолжавшиеся за пределами рифта сдвигами. Все это говорит о возможности некоторой внутренней деформации литосферных плит.

Интересная особенность ТР заключается в том, что смещение объекта по разлому может превосходить длину активного сдвига (активной зоны) [Freund, 1974]. Это вполне возможно, поскольку в рифтовой зоне происходит генерирование новой коры (рис. 78). В обычном сдвиге величина смещения всегда меньше длины сдвига.

Широко распространено мнение, что ТР присущи океанским и не характерны для континентальных рифтов [Милановский, 1978]. Как явствует из условий образования ТР рассматриваемого типа, они должны образовываться одновременно с рифтовой зоной. Последнее подтверждается данными по Африкано-Аравийской рифтовой системе. Трансформные разломы, расчленяющие рифтовые зоны на крупные сегменты и наследующие древние трещины, отчетливо устанавливаются не только в Красноморском и Аденском, но и в Эфиопском рифте (см. главу II, разд. "Сравнительная тектоника..."). Как правило, такие разломы плохо прослеживаются в молодых осадочных и вулканогенных толщах, выстилающих дно рифта.

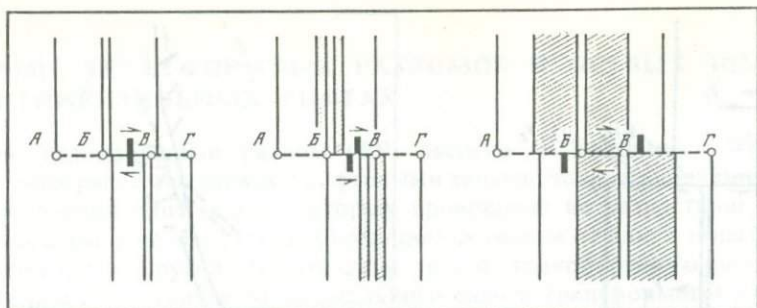


Рис. 78. Смещение объекта (дайка, элемент рельефа) в зоне трансформного разлома. БВ — активная зона ТР, АВ и ВГ — пассивные зоны (без смещения). Смещение объекта может превышать длину сдвига (активной зоны) за счет генерации новой коры (заштрихованный участок)

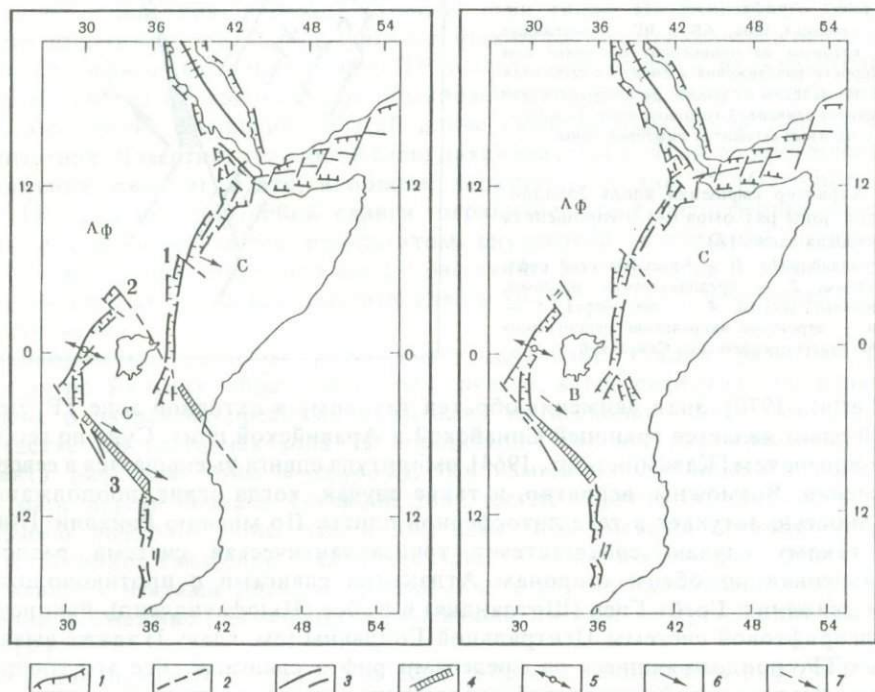


Рис. 79. Кинематические схемы Восточно-Африканской рифтовой системы

1 — система из двух плит. II — система из трех плит. Литосферные плиты: С — Сомалийская, Аф — Африканская, В — Виктория.

Трансформные зоны (шифры в кружках): 1 — Эфиопско-Кенийская, 2 — Асва, 3 — Ньяса—Танганьика

1 (слева) — рифтовые разломы; 2 — трансформные разломы (ТР); 3 — осевые зоны; 4 — раздвижки в зонах ТР; 5 — ориентировка главных растягивающих напряжений в очаге землетрясения [Fairhead, Girdler, 1971]; 6 — теоретические азимуты из мгновенного полюса раскрытия Эфиопского рифта; 7 — предполагаемое направление вращения микроплиты Виктория

Это может быть объяснено тем, что раздвигания в рифтовой зоне происходят не непрерывно, а импульсами. В промежутках между импульсами трансформные разломы перекрываются осадками и лавами, не затронутыми деформацией.

Как показывает анализ структуры Восточно-Африканской рифтовой системы, в ее строении могут быть выделены и более крупные трансформные зоны. Обычно считается, что отдельные рифты Восточной Африки не связаны друг с другом, а

их пространственное расположение контролируется в основном особенностями строения докембрийского фундамента [Белоусов и др., 1974, McConnell, 1972]. Последний фактор действительно играет важную роль в размещении рифтов (см. главу V). В то же время делалась попытка связать рифты Восточной Африки в единую систему, разделенную на четыре сегмента — Эфиопский, Кенийский, Западный и Ньясский — тремя крупнейшими трансформными зонами (рис. 79) [Казьмин, 1975б, 1976б, Kazmin, 1980b].

Как уже упоминалось, Эфиопский рифт ветвится и угасает примерно на  $5^{\circ}$  ю.ш. В 40—50 км к западу он кулисно подставляется рифтом оз. Стефания, который, в свою очередь, является северным продолжением Кенийского рифта. П. Моор [Moore, 1967] высказывал предположение, что оба рифта, возможно, соединяются субширотным разломом. Картирование южной части Эфиопского рифта [Kazmin et al., 1980c] и рифта Стефания [Davidson et al., 1973] не выявило широтных разломов, но обнаружило несколько разломов северо-западного простирания, пересекающих оба рифта в местах их окончания (см. рис. 27, 31). Система таких разломов, общей протяженностью до 250 км, ограничивает с севера грабен оз. Стефания на  $5^{\circ}20'$  с.ш. и прослеживается к южному окончанию Эфиопского рифта (грабену Консо).

Другая система разломов северо-западного направления пересекает Эфиопский рифт к югу от оз. Чамо, вызывая смещение бортов и сужение рифта. Она трассируется отсюда к северной оконечности моноклинально-блоковых структур, образующих затухающее продолжение рифта Стефания. Таким образом, с разломами северо-западного простирания связано затухание и окончание Эфиопского рифта к югу и рифта оз. Стефания к северу. Данные разломы можно считать поэтому зарождающейся трансформной зоной между обоими рифтами.

В смежных районах известны докембрийские разломы северо-западной ориентировки. Протяженная зона докембрийских милонитов прослеживается, в частности, в 130 км западнее рассмотренной трансформной зоны и параллельно ей [Davidson et al., 1976]. Скорее всего, рассмотренные выше разломы (ТР?) также являются подновленными докембрийскими нарушениями.

Следующая предполагаемая трансформная зона соединяет Кенийский и Западный рифты. Северный сегмент Западного рифта — грабен Альберт-Нил — заканчивается у разлома Асва (рис. 80). Последний имеет северо-западное простирание и является, по крайней мере, позднедокембрийским по возрасту [Almond, 1969, Nagreg et al., 1972]. С ним связано развитие милонитов и ретроградный метаморфизм, синхронный позднедокембрийской Мозамбикской орогении. Разлом Асва представляет собой прямолинейный шов, прослеживающийся на 450 км в северо-восточной Уганде и далее в западной Кении, где он теряется в поле молодых эффузивов.

Дешифрование космических снимков показывает, что элементы докембрийской структуры (разрывы, пачки пород, оси складок) претерпевают близ разлома Асва изгиб, указывающий на левобокое смещение по разлому [Moore, 1974б]. Установлено, что это смещение в основном происходило в докембрии, но нельзя исключить и более молодые подвижки.

В дне Кенийского рифта разлом четко не прослеживается, однако здесь отмечаются отчетливые магнитные аномалии северо-западной ориентировки [Wohlenberg, Bhatt, 1972], которые могут быть связаны с зонами трещин в дорифтовом фундаменте.

К югу от места предполагаемого пересечения с зоной поперечных разломов Кенийский рифт расщепляется на несколько односторонних грабенов и угасает. Сбросы образуют веерообразную структуру с выпуклостью к юго-востоку, что, по мнению Е.Е. Милановского [см.: Белоусов и др., 1974], связано с затуханием рифтовой зоны на периклинальной части Кенийского свода. Сам участок пересечения характеризуется концентрацией мелкофокусных землетрясений вдоль

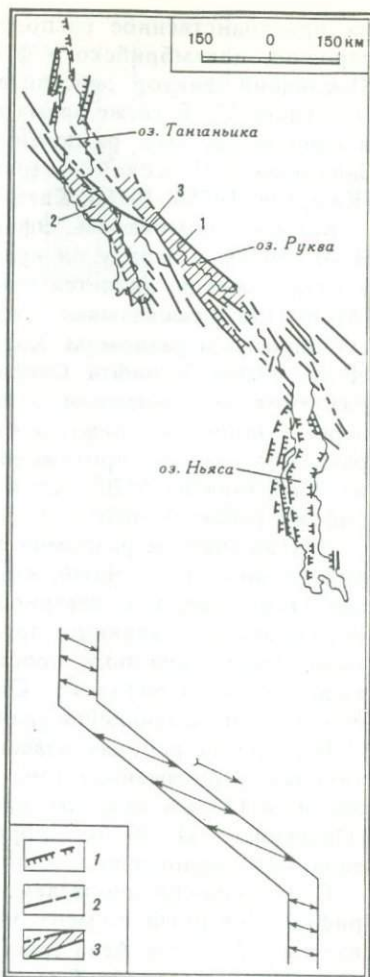
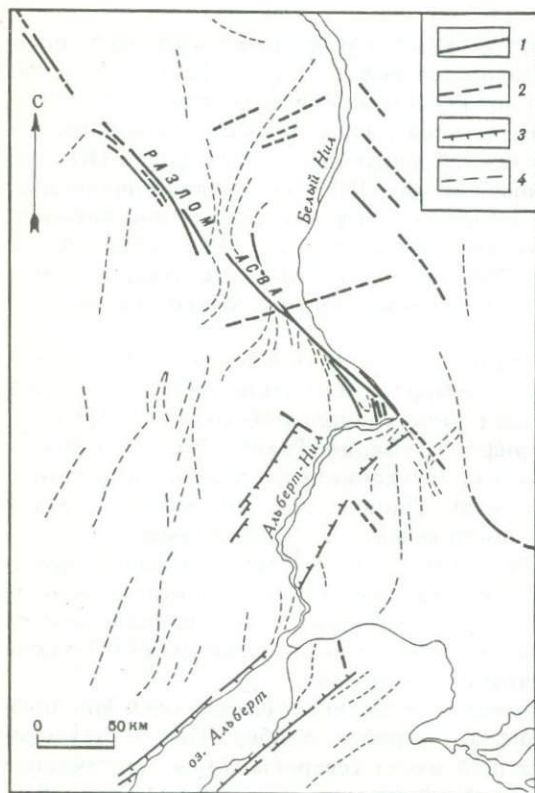


Рис. 80. Участок разлома Асва. Схема дешифрирования космического снимка [Mohr, 1974]

Разломы: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые; 3 — сбросы с указанием опущенного крыла; 4 — прочие линейaments — в основном простираются слоистости и сланцеватости в докембрийских породах. Видно, как грабен Альберт-Нил обрывается у сдвига Асва

Рис. 81. Трансформная зона между Западным и Ньяским рифтами

1 — грабен оз. Руква; 2 — грабен южной части оз. Танганьика; 3 — горст плато Уфипа. Внизу — схема движения в трансформной зоне

трещин северо-западной—юго-восточной ориентировки. В очагах землетрясений такую же ориентировку имеют нодальные плоскости, по которым отмечаются сдвиговые смещения [Fairhead, 1980]. Резко меняется и величина общего раздвижения — к северу от места пересечения она составляет 10—15, а к югу всего 3—4 км. Дж. Фейрхед связывает изменение кинематической обстановки не с северо-западным, а с широтным нарушением, контролирующим положение цепи вулканов Килиманджаро — Меру — Эссимингор. Такое решение представляется необоснованным, поскольку сейсмоактивными явно являются разломы северо-западной ориентировки.

К востоку от Кенийского рифта зона поперечных разломов продолжается несколькими активизированными докембрийскими нарушениями района плато Амбосели, контролирующими положение вулкана Килиманджаро. Еще далее к юго-востоку прослеживаются сбросы грабена р. Пангани и горста гор Паре.

К этой же системе, по-видимому, относятся разломы, образующие уступ береговой линии в районе Дар-эс-Салама и трассирующиеся на вулканические гряды Коморских островов.

Выясняется, таким образом, что кайнозойская рифтовая система пересечена крупнейшей зоной разломов докембрийского заложения общей протяженностью не менее 2000 км. При подходе к этой зоне Западный рифт обрывается, а в Кенийском происходит резкое сокращение общего раздвижения. Можно поэтому рассматривать систему поперечных разломов как трансформную зону в стадии зарождения.

Третья предполагаемая трансформная зона также имеет северо-западное простирание и соединяет Западный рифт с рифтом оз. Ньяса (рис. 81). Для этой зоны характерно развитие протяженных прямолинейных разломов, делящих ее на два грабена (Руква и Южная Танганьика) и разделяющий горст—плато Уфипа. По данным Е.Е. Милановского [см.: Белоусов и др., 1974] прямолинейный характер разрывов резко отличает данную зону от остальных рифтов Восточной Африки, имеющих коленчатые очертания. В то же время такой структурный рисунок указывает, очевидно, на значительную сдвиговую компоненту.

Прямолинейные разломы зоны Ньяса—Танганьика являются докембрийскими сдвигами [Дикси, 1959, McConnell, 1967, Белоусов и др., 1974]. Они были также обновлены в юрское и меловое время, когда вдоль них формировались узкие грабены.

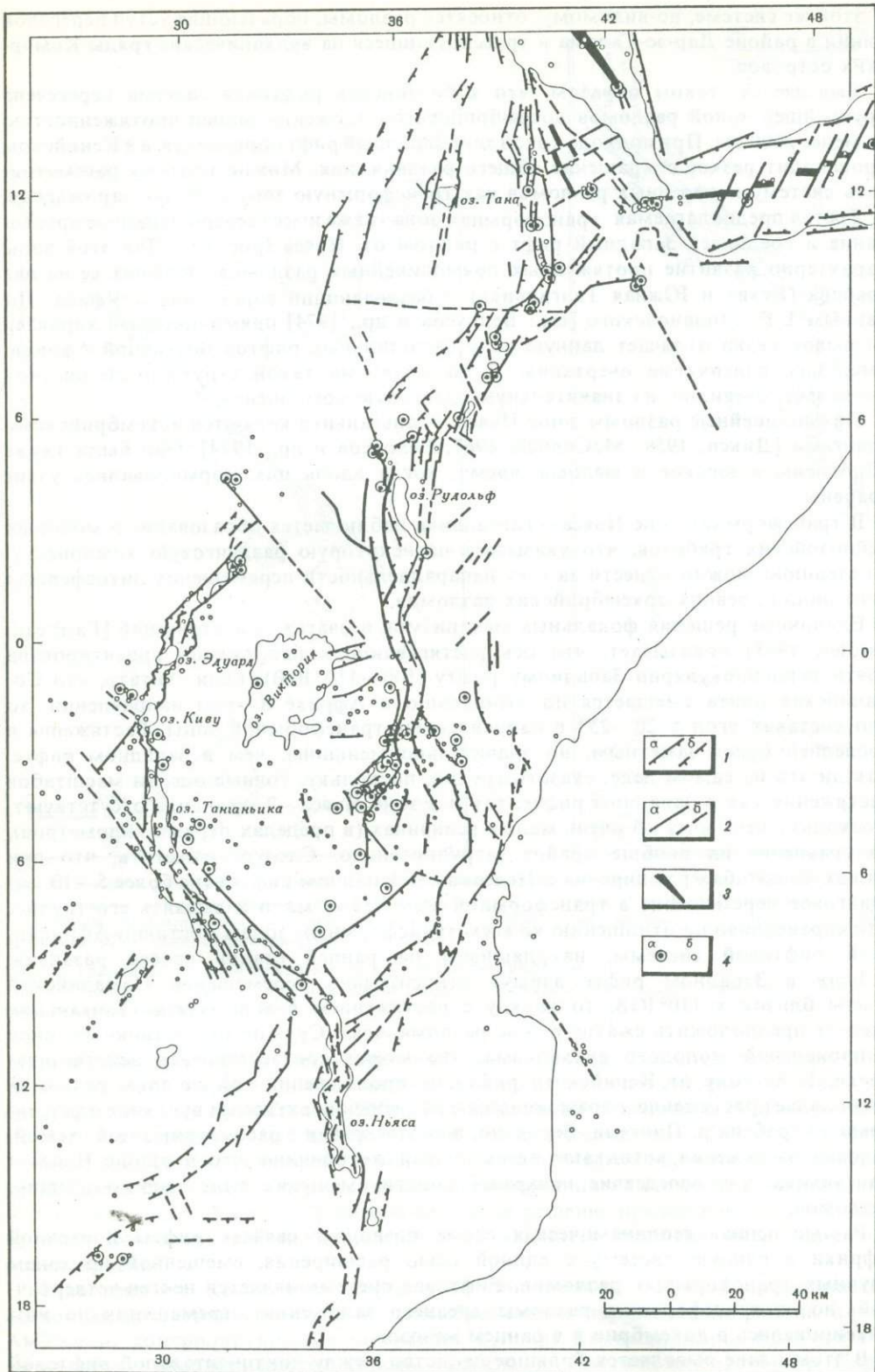
В трансформной зоне Ньяса—Танганьика наблюдается образование и молодых кайнозойских грабенов, что указывает на некоторую раздвиговую компоненту. Последнюю можно отнести за счет непараллельности перемещения литосферных плит линии древних докембрийских разломов.

Единичные решения фокальных механизмов в очагах землетрясений [Fairhead, Girdler, 1971] показывает, что ось растягивающих напряжений ориентирована почти перпендикулярно Западному рифту ( $100\text{--}110^\circ$  ЮВ). Если считать, что Сомалийская плита смещается по отношению к Африке в этом направлении, то оно составит угол в  $20\text{--}25^\circ$  с направлением трансформной зоны. Растяжение в последней будет заметным, но значительно меньшим, чем в Западном рифте. Так ли это на самом деле, сказать трудно, поскольку, точные оценки масштабов растяжения как в Западном рифте, так и в зоне Ньяса—Танганьика отсутствуют. Поскольку речь идет об очень малых величинах (в пределах первых километров), то сравнение их вообще крайне затруднительно. Следует отметить, что при малых масштабах расширения в Ньяском и Западном рифтах (не более  $5\text{--}10$  км) сдвиговое перемещение в трансформной зоне также мало и выявить его трудно. Это справедливо по отношению ко всем трансформным зонам Восточно-Африканской рифтовой системы, находящимся на ранней стадии своего развития.

Если в Западном рифте азимут относительно перемещения Сомалийской плиты близок к  $110^\circ$  ЮВ, то наряду с растяжением в зоне Ньяса—Танганьика следует предположить сжатие в зоне разлома Асва. Судя по отсутствию грабенов и проявлений молодого вулканизма, это может соответствовать действительности. К востоку от Кенийского рифта на продолжении той же зоны разломов преобладает растяжение, отражающееся в размещении активных вулканов и формировании грабена р. Пангани. Вероятно, в соответствии с рассматриваемой схемой, условия растяжения возникают здесь по той же причине, что и в зоне Ньяса—Танганьика, т.е. вследствие непараллельности смещения плит линиям древних разломов.

Рассмотренная геодинамическая схема позволяет связать рифты Восточной Африки в единую систему с единой осью расширения, смещенной по зонам крупных трансформных разломов. Рифтовая система является неоген-четвертичной, но ее трансформные разломы древнего заложения, перемещения по ним фиксировались в докембрии и в раннем мезозое.

В этом плане выявляется большое сходство между континентальной рифтовой



системой и более зрелыми, океанскими рифтами, для которых также характерно сегментарное строение в результате пересечения рифта древними трещинами.

Привлекает простота схемы. Развитие Восточно-Африканской рифтовой системы может быть объяснено взаимодействием только двух литосферных плит — Африканской и Сомалийской. Подтвердить правильность такого вывода можно было бы, доказав, что все рифтовые зоны Восточной Африки имеют общий полюс раскрытия. К сожалению, данных для определения полюсов раскрытия отдельных рифтовых зон, за исключением Эфиопского рифта, пока практически нет. Используя данные по положению полюса раскрытия Эфиопского рифта (см. главу III) можно попытаться проверить, насколько этот полюс корреспондирует с предложенной кинематической схемой.

Теоретические азимуты, рассчитанные из полученного полюса, показаны на рис. 79, I. Как видим, они не совпадают с направлением предполагаемых трансформных зон Асва и Танганьика—Ньяса, отличаясь от него на 20—23°. Таким образом, указанные зоны не совпадают с дугами малых кругов, т.е. не являются чистыми сдвигами. В то же время полученная картина неплохо увязывается с реальной геологической структурой, предполагающей раздвиговую составляющую в зоне Ньяса—Танганьика и горах Паре и обстановку сжатия в зоне Асва. Можно считать поэтому, что данные о мгновенном полюсе раскрытия для Эфиопского рифта не противоречат, а скорее, подтверждают предложенную кинематическую схему.

В то же время есть основания предполагать, что эта схема является упрощенной, идеализированной, а реальная картина значительно сложнее. При взгляде на карту сейсмичности Восточной Африки (рис. 82) видно, что не все участки предполагаемой границы плит характеризуются современной сейсмичностью. Высоко сейсмичны Эфиопский и Западный рифты, а также трансформная зона Ньяса—Танганьика. Зона Асва почти полностью асейсмична, а в Кенийском рифте сейсмичность концентрируется на его самом южном конце, южнее пересечения с предполагаемой трансформной зоной. Такое распределение сейсмичности может быть истолковано следующим образом: во-первых, вдоль зоны Асва не происходит движений по крайней мере в настоящее время, во-вторых, происходит разрастание Кенийского рифта к югу (сгущение эпицентров приурочено к концу растущей рифтовой трещины). Если учесть эти данные, то придется допустить, что Восточно-Африканская рифтовая система состоит из двух не связанных между собой сегментов и выделить дополнительную микроплиту Виктория между Западным и Кенийским рифтами. Вращение этой микроплиты против часовой стрелки обуславливает раскрытие Западного рифта (см. рис. 79, II). При этом величина раскрытия должна убывать к северу, что как будто находит подтверждение в постепенном распространении вулканизма с юга на север вдоль рифтовой зоны (разрастающийся рифт). Рассматриваемая схема предполагает, что микроплита Виктория еще не полностью обособилась от Африканской плиты на севере и от Сомалийской плиты на юге и, следовательно, ее движение должно сопровождаться внутриплитовой деформацией, структурные проявления которой пока неизвестны, но о которых, возможно, свидетельствует рассеянная сейсмичность (см. рис. 82). В то же время отсутствие современных землетрясений не может полностью исключить предположение о трансформной природе зоны Асва — известны примеры достоверных сдвиговых границ плит без проявлений современной сейсмичности (Герирудский разлом в Афганистане и др.). Отсутствие

Рис. 82. Структурная схема и сейсмичность Восточно-Африканской рифтовой системы. Эпицентры землетрясений за период 1968—1976 гг. по данным Международного сейсмологического центра. В Эфиопском рифте показаны эпицентры отдельных землетрясений до 1968 г. [Gouin, 1979].

1 — сбросы: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — прочие разломы (а — установленные, б — предполагаемые); 3 — осевые зоны; 4 — землетрясения с магнитудой: а —  $\geq 5$ , б —  $< 5$

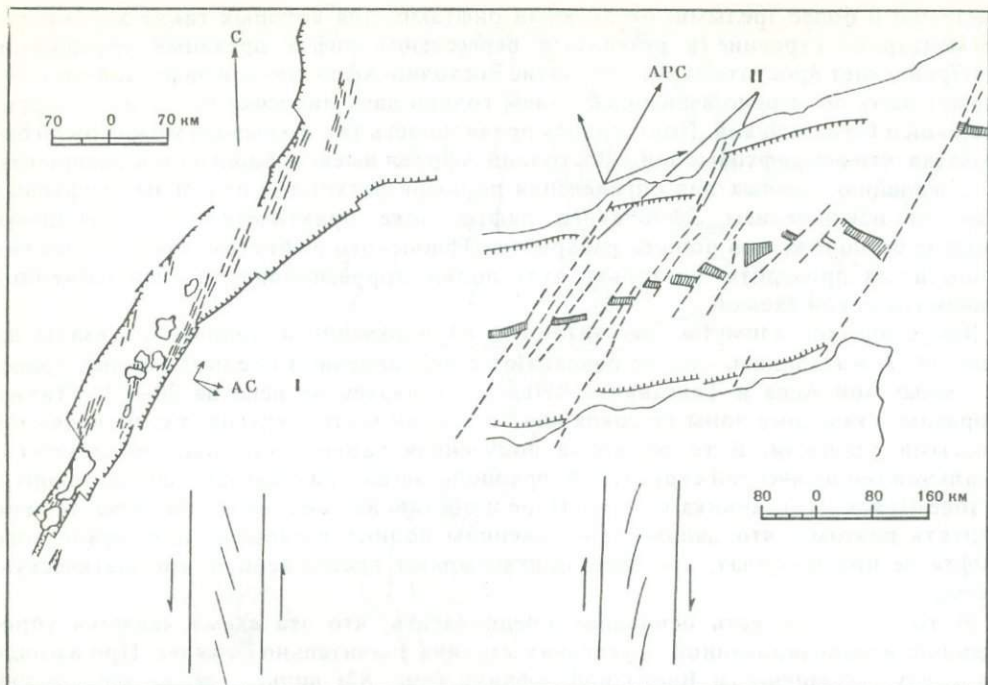


Рис. 83. Кулисное строение осевых зон Эфиопского (I) и Аденского (II) рифтов

В нижней части рисунка — схемы образования риделевых трещин. Зубчатые линии — красные сбросы, пунктирные — трансформные разломы. Сгущения штрихов — пояса Вончи и Абая в Эфиопском рифте. APC — вектор перемещения Аравии относительно Сомалийской плиты. AC — вектор перемещения Сомалийской плиты относительно Африканской

сейсмичности может быть временным, и при коротком промежутке наблюдений оно не показательное.

Имеется определенное структурное сходство между Восточно-Африканской рифтовой системой и другой крупной системой континентальных рифтов — Байкальской. Южное звено последней — Хубсугульский рифт имеет меридиональное простирание и посредством субширотного Тункинского разлома сочленяется с Байкальским рифтом, ориентированным в север-северо-восточном направлении. Сейсмоактивный Тункинский разлом, по мнению С.И. Шермана и К.Г. Леви [1978], является трансформным. Это мнение оспаривается А.П. Зоненшайном с соавторами [1979], главным образом на основании анализа направления смещений в очагах землетрясений. Впрочем, и эти авторы показывают почти параллельное относительное перемещение литосферных плит (Восточно-Саянская микроплита и Монгольская плита) вдоль разлома, так что его трансформная природа все-таки представляется весьма вероятной. Образование Тункинских впадин при такой интерпретации может быть объяснено наличием небольшой раздвиговой составляющей в зоне разлома.

В самом Байкальском рифте выделяется несколько сейсмоактивных зон северо-западного простирания, отвечающих, по-видимому, ТР и разделяющих рифтовую впадину на несколько геоморфологически отличных крупных сегментов. Так же как и в Эфиопском рифте, трансформные разломы наследуют древние нарушения [Шерман, 1977].

Северо-восточным продолжением Байкальской рифтовой зоны служит система грабенообразных депрессий, включающая Верхнеангарскую, Муйскую, Чарскую и Токкинскую впадины. По мнению Л.П. Зоненшайна с соавторами [1979], впадины соединены поперечными сейсмоактивными зонами, аналогичными в какой-

то мере трансформным разломам океанов. Вместе с Байкальским рифтом, упомянутые впадины формируют рифтовую границу между Евразийской и Амурской плитами. Далее к востоку, в Становом хребте обстановка растяжения на границе между этими плитами сменяется сжатием, поскольку полюс вращения Амурской плиты относительно Евразийской находится почти на границе плит близ восточного окончания Байкальской рифтовой зоны.

Как показывает изучение Африкано-Аравийской, Байкальской и других континентальных рифтовых систем крупнейшие ТР образуются уже на стадии континентального рифта и сохраняют свое значение на протяжении длительного времени.

При раскалывании литосферы обособление и перемещение отдельных блоков, очевидно, возможно лишь тогда, когда возникает два типа трещин: трещины отрыва, представленные рифтовыми разломами, и трещины скола, выраженные ТР. Как в первом, так и во втором случае используются уже существующие системы древних трещин. При этом в качестве рифтовых разломов часто используются две системы пересекающихся трещин, наиболее близких к направлению, перпендикулярному растяжению. Так возникают коленчатые ограничения рифтовой впадины, хорошо наблюдаемые в Красноморском, Западном, Ньяском рифтах.

Крупные ТР всегда закладываются вдоль древних трещин, наиболее близких по ориентировке к направлению относительного перемещения литосферных плит. Однако последнее не всегда совпадает с направлением древней трещины и, следовательно, в зоне ТР возникает либо раздвиговая составляющая, приводящая к формированию грабенов, либо обстановка сжатия. Как было показано, в Африкано-Аравийской рифтовой системе раздвижки наблюдаются в Западно-Аравийской и Ньяса—Танганьикской трансформных зонах, а обстановка сжатия характерна, вероятно, для разлома Асва.

Аналогичные условия наблюдаются и в ТР океанов, где отмечаются связанные с ТР глубокие желоба (раздвижение) или зоны интенсивной деформации (сжатие). Примером такого желоба в Африкано-Аравийской рифтовой системе является впадина Алула-Фартак в зоне одноименного ТР в Аденском рифте.

Формирование грабенов в зоне сдвига может быть связано не только с расхождением блоков, но и со смещением плоскости сместителя [Буртман и др., 1963]. При этом происходит клавишное опускание ломтевидного блока, как это наблюдается в грабене Эль-Габ в зоне Западно-Аравийского ТР [Казьмин и др., 1964].

Изложенное показывает, что в крупных ТР обычны небольшие раздвиговые составляющие, сопровождающие основные сдвиговые смещения. В то же время в рифтовых зонах при ведущем раздвиговом механизме во многих случаях имеется второстепенная сдвиговая составляющая. Вероятно, при изменении направления относительных перемещений могут происходить превращения трансформных зон в рифтовые и обратно.

Подобная ситуация наблюдается, например, в Верхнерейнском грабене, где раздвижения ранней стадии сменились затем левобокowym смещением вдоль рифтовой зоны [Illies, 1974, 1975; Ahorner, 1975; Greiner, 1975]. В настоящее время раздвижения характерны для разломов северо-западной ориентировки (Нижнерейнский рифт), являющихся вследствие этого магмоподводящими [Richter-Bernburg, 1974]. По отношению к этим раздвигам разломы север-северо-восточного направления (Верхнерейнские) выполняют трансформную функцию.

В более крупном масштабе подобное превращение произошло в рифтовой системе Центральной Гондваны, когда в средней или поздней юре раздвижения сменились сдвиговым перемещением восточной половины Гондваны относительно западной (см. главу I).

Большой интерес представляют данные о возможном переходе ТР в зоны

субдукции при изменении направления относительного перемещения плит [Hilde et al., 1976]. Предполагается, что подобное явление происходило около 45 млн лет назад в западной части Тихого океана. По мнению цитированных авторов желоба Филлипинский, Бонинский, Марианский, Тонга и некоторые другие заложены на месте крупных субмеридиональных ТР при изменении направления движения Тихоокеанской плиты относительно Евразии. Если данная интерпретация верна, то можно говорить об известной "универсальности" границ литосферных плит и широкой возможности взаимопереходов между ними.

Помимо рассмотренных, существуют ТР другого типа. К ним принадлежат небольшие параллельные, расположенные близко друг от друга разломы, смещающие осевую магнитную аномалию (рифтовую долину) в срединных хребтах океанов, в результате чего край литосферной плиты приобретает кулисный характер. Подобное строение было установлено А.М. Карасиком и его сотрудниками в Северной Атлантике в результате детальных исследований тонкой структуры магнитного поля на хребте Мона [Карасик и др., 1975]. Отрезки осевой рифтовой долины располагаются под углом к общему простиранию хребта, перпендикулярно линиям ТР. По мнению цитированных авторов, такое строение возникает при неперпендикулярности направления расширения геометрической оси рифта.

В Африкано-Аравийской рифтовой системе кулисное строение осевой зоны четко проявлено в Эфиопском и Аденском рифтах. В обоих случаях отмечается "косое раздвижение", т.е. раздвижение под углом к оси рифта (рис. 83). Это положение также хорошо иллюстрируется примером Красноморского рифта. Его ось дважды меняет направление с северо-западного на субмеридиональное. Кулисное строение осевой зоны и трансформные разломы наблюдаются в основном на субмеридиональных участках, т.е. там, где направление спрединга ориентировано под углом к оси рифта.

Обращает на себя внимание различный характер смещения кулис: в Эфиопском рифте кулисы смещены по отношению друг к другу вправо, а в Аденском рифте — влево.

Как показывают экспериментальные исследования [Riedel, 1929], кулисные трещины с правым смещением возникают между блоками, если последние перемещаются по типу левого сдвига. Именно такое перемещение предполагается в Эфиопском рифте (см. главу II). Соответственно, трещины с левым смещением возникают при правобоковом движении блоков, что отвечает ситуации в Аденском рифте (направление раздвижения находится там под углом  $45^\circ$  к геометрической оси рифта, что создает значительную сдвиговую составляющую). Представляется вероятным, что закономерно ориентированная кулисная структура границы литосферных плит возникает вследствие сдвига вдоль рифтовой зоны.

При этом короткие отрезки оси раздвижения можно рассматривать как риделевы трещины. В Эфиопском рифте отдельные кулисно расположенные трещины осевой зоны не соединены поперечными нарушениями. Поскольку осевая зона Эфиопского рифта (пояс Вонджи) имеет практически современный возраст, можно считать, что ТР здесь еще не образовались. Их возникновение представляется неизбежным, если расширение в осевой зоне будет продолжаться. Новообразованные ТР уже различимы, например в Афаре [Barberi et al., 1975a; Christiansen et al., 1975], где они выражены на поверхности линейным расположением вулканических проявлений. Ясно, что в отличие от ТР первого типа рассматриваемые ТР являются новообразованными и возникают на стадии формирования осевой зоны.

На начальном этапе формирования ТР второго типа зона ТР может быть выражена системой трещин (сдвига-раздвигов), косо ориентированных по отношению к генеральной линии ТР. Именно такую структуру имеет ТР Ма-

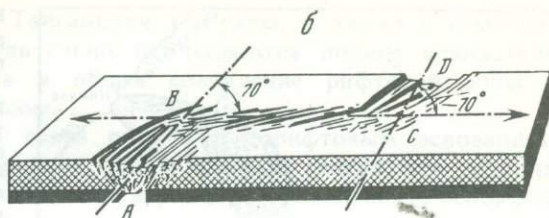


Рис. 84. Моделирование деформации в зоне зарождающегося трансформного разлома [по Courtillot et al., 1974]. На рисунке видно образование системы кулисно ориентированных трещин в слое глины (фото, *a*) над жесткими пластинами, перемещающимися по типу левого сдвига (схема, *б*). Сегменты *AB* и *CD* отвечают рифтовым зонам, сегмент *BC* — зоне трансформного разлома

карросу, соединяющий осевые зоны Азаль и Манда Инакир в Восточном Афаре (см. рис. 43). По мнению Куртильо [Courtillot et al., 1974], аналогичную структуру имеет трансформная зона, соединяющая хребет Рейкьянес с рифтом Гекла в юго-западной Исландии. Цитированные авторы приводят результаты моделирования в слое глины, согласно которым вначале в зоне ТР возникает система кулисных "риделевых" трещин (рис. 84) и лишь затем формируется отчетливая единая плоскость новообразованного ТР.

Неоднократно отмечалось [Милановский, 1976, и др.], что отдельные сегменты континентальных рифтов связаны между собой зонами параллельных, зачастую кулисно ориентированных сбросов и мелких впадин. В свете изложенного можно рассматривать подобные зоны как структуры, возникающие на самой ранней стадии образования ТР. Хорошим примером структуры подобного рода является зона сочленения грабенов оз. Альберт и р. Альберт-Нил в Западном рифте (рис. 85).

Особо следует остановиться на специфическом механизме сочленения рифтовых зон с помощью вращающегося блока. Наиболее четко этот механизм проявлен в строении южной части Красноморского рифта. Рифтовая зона Красного моря сужается к югу и кулисно подставляется рифтовой структурой Афара, сужающейся, наоборот, к северу (см. рис. 40). Такой структурный план обусловлен диагональным положением Данакильского горста (микроплиты), вращающегося против часовой стрелки.

Весьма вероятно, что Данакильская микроплита еще "спаяна" на своем северном конце с Африкой и на южном с Аравией, во всяком случае, признаки существенных относительных перемещений между плитами в Баб-эль-Мандебском проливе и к северу от залива Зула не наблюдаются. Движение Данакильского блока напоминает в этом случае движение "шатуна", закрепленного в двух точках "шарнирами" [Sichler, 1980]. Простое моделирование показывает, что движение обязательно должно сопровождаться внутриплитовой деформацией сжатия вблизи "шарнирных" точек, но соответствующие структуры пока остаются не выявленными. Шатунное движение Данакильского горста позволяет объяснить "перескок" оси расширения из Красного моря в Афар без участия ТР.

Подобные структуры, очевидно, характерны для рифтов на ранней стадии

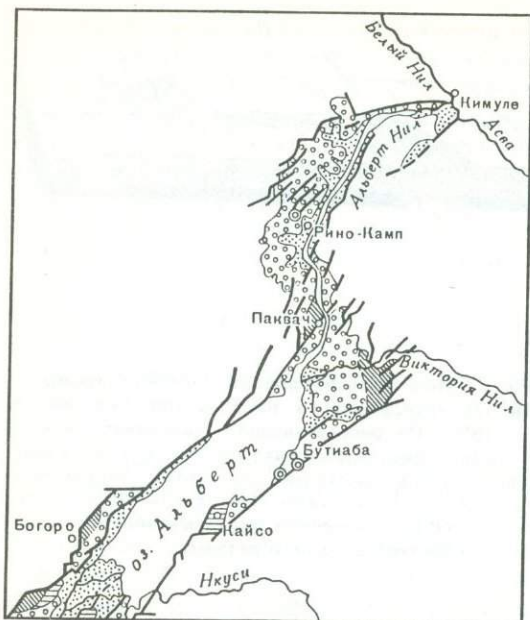


Рис. 85. Строение северной части Западной рифтовой зоны Восточной Африки [по Н.А. Логачеву, 1977]

Между грабенами оз. Альберт и р. Альберт Нил расположена система кулисно ориентированных трещин, отвечающая, возможно, зоне трансформного разлома в стадии зарождения. Мелкие точки — голоценовые отложения, горизонтальная штриховка — нижнеплейстоценовые, кружки — плейстоценовые отложения. Косая штриховка — миоценовые осадки

(см. рис. 79, II). При большом расширении рифтовой зоны неизбежно произойдет отрыв диагонального блока от крупных плит с превращением его в асейсмичный хребет или микроконтинент. Конфигурация некоторых структур в океанах (плато Рокколл и Воринг, хребет Китовый) наводит на мысль, что они образовались подобным образом. Их изучение в этом плане могло бы привести к важным выводам о механизме и масштабах раздвижения на ранних стадиях развития океанов.

## Глава V

### СВЯЗЬ РИФТОВ СО СТРУКТУРОЙ ДОРИФТОВОГО ОСНОВАНИЯ

В большинстве исследований, посвященных рифтам, в той или иной форме признается связь последних со структурой дорифтового фундамента. Однако связь эта понимается разными геологами по-разному. Значительная группа исследователей считает, что рифты во всех случаях наследуют определенные структуры фундамента и вне их развитие рифтов невозможно. Наиболее крайнее выражение эта точка зрения получила в работах Р. Макконнела [McConnell, 1974, 1980] и А.В. Горячева [Белоусов и др., 1974]. Согласно Макконнелу, линеаменты, определяющие положение кайнозойской рифтовой системы, заложились еще в архее и с тех пор движения, магматизм, метаморфизм и деформация вдоль них происходили неоднократно. Образование рифтов — один из этапов развития данных линеаментов, названных Макконнелом тафрогенными. Очень близкая точка зрения высказана А.В. Горячевым, считавшим, что рифты наследуют линейные геосинклинальные пояса полициклического развития, заложенные еще в архее. Главным структурным элементом таких поясов являются длительно развивающиеся "шовные зоны", "переходившие" от одного этапа развития к другому. Вот эти швы и определили пространственные закономерности размещения рифтов. Отметим, что оба исследователя базировали свои выводы на полевых наблюдениях, главным

образом в районе рифтов Южной Танганьики и Руквы, а также в северной части Ньяского рифта, где действительно наблюдаются полное совпадение рифтовых и дорифтовых разломов и общее совпадение рифтовой зоны с Рузизи-Убендийским подвижным поясом.

В более общем плане проблема связи рифтов с дорифтовым основанием рассматривалась Р. Шеклтоном [Shakleton, 1969], который считал, что позиция всех рифтовых зон predetermined положением верхнепротерозойских (в основном гренвилльских) складчатых поясов. При этом предполагалось, что как складчатые пояса, так и рифты связаны с эволюцией восходящих горячих потоков в мантии, в противоположность холодным нисходящим потокам под кратонами.

В советской литературе представления о зависимости рифтов от определенных структур докембрия наиболее полно развиты Е.А. Долгиновым [Долгинов, 1977; Долгинов и др., 1975] и Н.А. Божко [1978]. Оба автора сходятся в том, что рифтовые зоны обнаруживают избирательную приуроченность к геосинклинальным поясам докембрия с широким развитием зеленокаменных пород, в первую очередь базит-гипербазитовых ассоциаций.

Развитие таких поясов, а затем и наследующих рифтов связано с общими процессами в мантии: эволюцией "глубинной мантийной сферы" (по Долгинову) или "периодическим возбуждением мантии" (по Божко). Очень близкая точка зрения высказывалась А.В. Разваляевым [1979]. Этот исследователь считает, что образование Красноморского рифта, например, предварялось длительной (около 600 млн лет) предысторией периодических возбуждений мантии, сопровождающихся генерацией различных расплавов.

Нетрудно убедиться, что представления о специфических зонах в земной коре, связанных на протяжении сотен миллионов или даже миллиардов лет с локализованными очагами в мантии, являются фиксистскими и несовместимы с данными о крупномасштабных горизонтальных перемещениях блоков литосферы.

В последние годы появился ряд работ, основанных на достаточно четком фактическом материале и демонстрирующих секущее, иногда резко секущее положение отдельных рифтов по отношению к структуре фундамента [Вишневский и др., 1975; Исаев, Разваляев, 1977; Казьмин, 1976; 1978; Логачев, 1977, и др.]. Некоторых исследователей эти данные приводят к выводу об отсутствии связей между рифтами и более древними тектоническими формами [Грачев, 1977]. В то же время во многих случаях установлен унаследованный характер некоторых рифтовых разломов [Шерман, 1975б, 1977; Исаев, Разваляев, 1977; Разваляев, Шахов, 1978; Белоусов и др., 1974; McConnell, 1974, и др.].

Попытаемся внести некоторую ясность в рассматриваемую проблему, проанализировав доступный материал, в основном по Африкано-Аравийской рифтовой системе. Рис. 86 иллюстрирует соотношения кайнозойских рифтов с дорифтовым основанием в Восточной Африке. Прежде всего бросается в глаза то, что многие рифты имеют секущий характер по отношению к простираниям главнейших структур фундамента. Вторая достаточно четко видимая черта — это разнородность древних структур, на которых заложены рифты.

Красноморский рифт целиком расположен в пределах рифейского Красноморского складчатого пояса, с возрастом складчатости 1000—600 млн лет. По мнению большинства исследователей [Neary et al., 1976; Vakor et al., 1976; Kazmin et al., 1978], образование пояса явилось результатом развития активной континентальной окраины в ходе последовательной "кратонизации" нескольких островодужных систем (сближение дуги с континентом, сжатие окраинного бассейна, деформация и метаморфизм осадочно-вулканогенных толщ, гранитизация). В структуре складчатого пояса выделяется несколько дуго-

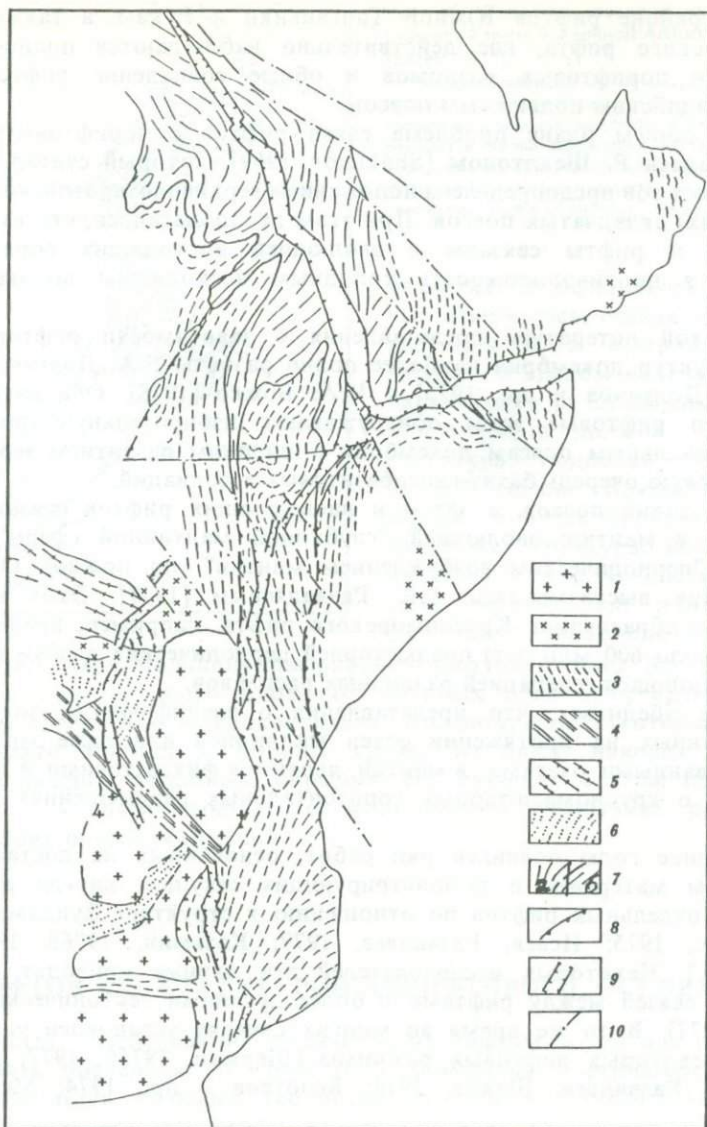


Рис. 86. Соотношения кайнозойских рифтов Восточной Африки со структурой докембрийского основания

1 — архейские кратоны; 2 — архейские комплексы, близкие к комплексам кратонов. Подвижные пояса: 3 — Мозамбикский, 4 — Убендийский, 5 — Буганда-Торо, 6 — Кибарский, 7 — Красноморский (а) и Инда-Ад (б); 8 — главные тектонические швы; 9 — рифтовые сбросы; 10 — поперечные разломы. Положение Аравии относительно Африки на 40 млн лет назад (начало образования Красноморского и Аденоского рифтов)

образных офиолитовых зон и зон известково-щелочного вулканизма, причем возраст этих образований убывает по мере движения от древнего ядра континента.

Кайнозойский рифт пересекает различные зоны внутри пояса. Особенно четко это видно на эфиопско-суданском отрезке рифта, где его ось почти перпендикулярна простиранию верхнепротерозойских структур.

В то же время неоднократно отмечалось, что Красноморский рифт ограничен двумя системами разломов: запад-северо-западного и субмеридионального

простирая. Обе системы явно древнее Красноморского рифта: они контролируют размещение кольцевых интрузий палеозойского и мезозойского возраста. По отношению к складчатым структурам докембрия разломы занимают секущее положение, их образование, скорее всего, относится к концу позднекембрийской эпохи деформации. Неоднократное подновление разломов происходило в ходе мезозойских и палеозойских эпох рифтогенеза. Не исключено, что трещины, предопределившие положение осевого трога, принадлежали к тем же системам древних разломов — осевой трог повторяет конфигурацию бортовых уступов [Schönfeld et al., 1977]. Хорошее соответствие рифтового и дорифтового планов наблюдается в Афаре. Западный и южный борты Афара грубо параллельны простирациям докембрийских структур и в первую очередь краям блоков, сложенных древнейшими докембрийскими образованиями. Было отмечено, что внешняя граница западного уступа Афара совпадает с зоной разломов, проходивших вдоль края выступа дорифейского основания в пределах рифейского седиментационного бассейна [Kazmin, Garldand, 1973]. Положение южного борта Афара также контролируется зоной древних разломов. Как было показано в главе II, широтные разломы, принадлежащие к той же системе, резко смещают Эфиопский рифт, а затем прослеживаются к западу через всю территорию Эфиопии. Из анализа развития тройного сочленения (см. главу III) видно, что западным ограничением горстов Данакиля и Айши была зона разломов Марда. Таким образом, форма Афарского треугольника предопределена линиями древних разломов, а его территория грубо соответствует вдающемуся к югу клину рифейских складчатых структур.

Судить о соотношениях западной части Аденского рифта с простирациями дорифейских структур трудно, но, скорее всего, они грубо согласные. В то же время восточная часть рифта практически под прямым углом пересекает субмеридиональную складчатую систему Инда Ад позднекембрийского или раннепалеозойского возраста. В целом Аденский рифт является секущей структурой с резко гетерогенным докембрийским основанием.

Борта рифта образованы разломами запад-северо-западного и северо-восточного простираения. Обе системы разломов являются древними, дорифтовыми. Время образования разломов первой системы неизвестно, но они уже были активны в раннем мезозое. Разломы северо-восточного простираения явно принадлежат к дорифтовой разломной "решетке" (делят рифт на крупные сегменты, смещают его борты). По простираению они совпадают с одной из главных систем докембрийских разломов региона.

Большой интерес представляют данные по Эфиопскому рифту. Как видно из реконструкции структуры рифейского складчатого пояса, северная часть рифта наложена на позднекембрийское основание, а южная — на породы нижнего комплекса докембрия, вероятно, архейского возраста. Рифтовая долина пересекает границу между рифейскими и архейскими комплексами где-то южнее Аддис-Абебы, о чем свидетельствует выход древних гнейсов в районе пос. Бута-Джира. При этом в структуре рифта не происходит заметных изменений.

Южный отрезок Эфиопского рифта косо сечет простираения древних (архейских?) субмеридиональных структур, в том числе и древние разломы. Особенно отчетливо такое пересечение наблюдается в районе оз. Абая. В целом наложенный характер Эфиопского рифта выступает достаточно четко.

Менее ясно положение в Кенийском рифте. По простираению он, в общем, совпадает с простираением архейских мозамбикских гнейсов. На большей части рифтовой долины докембрий не обнажен, так что детали соотношений остаются неясными. Однако в северной части Кенийского рифта, в районе озер Стефания и Туркана, а также к югу от Найроби наблюдаются дискордантные соотношения с простираением докембрийских комплексов [Логачев, 1977; см. также

главу II]. Примечательно, что Кенийский рифт не совпадает с двумя крупнейшими субмеридиональными швами докембрия — Мозамбикским фронтом и разломом Мутито. Более того, рифтовые разломы на юге упираются в Мозамбикский фронт. В целом разломы Кенийского рифта являются, скорее, новообразованными, хотя нельзя исключить их совпадение на отдельных участках с разрывами докембрийского возраста. Такое совпадение, в частности, хорошо наблюдается в рифте Стефания, где погружение грабена явно происходило по древним разломам двух направлений (см. рис. 27).

Секущее положение по отношению к структуре фундамента занимает Западный рифт. Он пересекает по меньшей мере четыре разнородных докембрийских пояса: раннепротерозойские пояса Рузизи—Убенда и Буганда—Торо—Кибали, рифеиды Кибарского пояса и гнейсовые комплексы архейского основания Уганды и Центральноафриканской Республики. Только с кибаридами, обнаженными в центральной части рифтовой зоны, наблюдаются согласные соотношения. На юге и на севере соотношения рифта и дорифтовых структур явно секущие. Последнее четко видно, например, в районе грабенов озер Эдуард и Георг [Логачев, 1977, рис. 14].

Рифт оз. Ньяса (Малави), так же как и Кенийский, совпадает, в общем, с простираем Мозамбикских гнейсов, но на отдельных участках наблюдаются секущие соотношения [Bloomfield, 1966].

Исключительное положение среди рифтовых структур Восточной Африки занимает зона Ньяса—Танганьика, имеющая северо-западное простираем и четко совпадающая с простираем структур Рузизи—Убендийского пояса. Не раз отмечалось [Дикси, 1959; McConnel 1950, 1951, 1967; Белоусов и др., 1974], что кайнозойские разломы в пределах данной зоны совпадают с разрывными нарушениями в фундаменте, омоложенными в эпоху Карру и раннем мезозое. Как было показано в главе IV, зона Ньяса—Танганьика занимает в Восточно-Африканской рифтовой системе особое положение, является трансформной зоной, а крупные трансформные разломы всегда наследуют древние дорифтовые разрывы.

В целом можно утверждать, что восточно-африканские рифты ведут себя достаточно индифферентно по отношению к складчатым поясам докембрия, а рифтовые разломы зачастую являются новообразованными.

Как отмечалось всеми исследователями рифтов Восточной Африки, единственными структурами фундамента, практически не поддающимися рифтогенезу, являются древнейшие (древнее 2600 млн лет) области консолидации — кратоны. За исключением небольшого рифта Кавирондо, кайнозойские рифты не проникают в пределы жестких глыб — кратонов, а общая конфигурация рифтовой системы в значительной степени зависит от очертаний Танганьикского кратона.

Области древней консолидации и в других регионах являются наиболее устойчивыми по отношению к рифтогенезу. Так, большинство рифейских и палеозойских авлакогенов Русской плиты расположены в пределах ранне- и среднепротерозойских складчатых поясов, разделяющих архейские ядра. При этом авлакогены либо ориентированы согласно с раннепротерозойскими структурами, либо пересекают и перерабатывают их. Секущие соотношения характерны для Сергиевско-Абдулинского, Камско-Бельского, Доно-Медведицкого, Волыно-Полесского и Донбасского авлакогенов [Валеев, 1977]. Лишь в редких случаях (Двинский и Среднерусский авлакогены) наблюдается "внедрение" рифтовых структур в пределы архейских кратонов.

Коротко рассмотрим особенности соотношений рифтов с дорифтовым основанием в других рифтовых системах. Рейнская рифтовая система (с включением в нее грабенов Роны и Осло) пересекает различные элементы герцинской структуры под острым углом, в том числе и древние массивы, пере-

работанные варисским орогенезом. В то же время предполагается связь рифтов этой системы с древним, по-видимому, докембрийским линейным северо-восточного простирания, имевшим в варисскую эпоху характер сдвига [Бедерке, 1970; Richter-Bernburg, 1974]. Раздвижения вдоль этого линейного простирания происходили в начале и середине кайнозоя, а в позднем кайнозое вновь начала преобладать сдвиговая составляющая. Рифты рейнской системы не обнаруживаются, таким образом, связи со складчатыми поясами определенного возраста или типа, но контролируются древней зоной слабости (разломом).

Триасовые рифты Западной Сибири располагаются в основном в пределах палеозойского складчатого пояса и, в общем, не проникают в пределы глыб докембрийской консолидации [Афанасьев, 1977]. По отношению к структурам складчатого пояса рифты занимают явно секущее положение [Сурков и др., 1977]. Как считает Ю.Т. Афанасьев, палеозойские образования пояса имеют рифтовый формационный характер, а широкое развитие среди них ультраосновного—основного материала может указывать на существование в прошлом рифтовых зон с океанской корой. Налицо, таким образом, с одной стороны, новообразованный характер рифтовых разломов, с другой — общая приуроченность рифтов к зоне, где до этого, возможно, уже происходило раскалывание литосферы.

Для Байкальской рифтовой зоны отмечается общая пространственная связь с поясом байкалитид. Фрагменты более древних (архейско—раннепротерозойских) образований, включенные в пояс, характеризуются широким распространением офиолитов [Божко, 1978]. Это, в свою очередь, указывает на вероятное существование в древности конвергентной границы литосферных плит. Большую роль в определении конфигурации рифтовой зоны сыграли докембрийские разломы [Шерман, 1975б, 1977; Логачев, Флоренсов, 1977]. По данным С.И. Шермана, все крупные ("генеральные") разломы Байкальского рифта — древние.

Было замечено [Милановский, 1976, и др.], что рифтовые системы, расколовшие Гондванский континент в конце палеозоя, совпали в общем плане с зонами докембрийского метаморфизма и деформации — подвижными поясами. Так, разделение Индийского субконтинента и Антарктиды произошло вдоль подвижного пояса архейского или нижнепротерозойского возраста (Восточный Гат в Индии, Земля Эндерби в Антарктиде), испытавшего тектоно-метаморфическую перестройку в конце докембрия [Crawford, 1974; Katz, 1972]. Верхнепалеозойская рифтовая система Центральной Гондваны, описанная в главе I, совпадала, хотя бы частично, с Мозамбикским поясом. Положение рифта Южной Атлантики было предопределено складчатым поясом позднедокембрийского возраста, а Северная Атлантика образовалась на месте пояса каледонид, в свою очередь, наследовавшего свое простирание от гренвилевского подвижного пояса. Зависимость очертаний современных континентов от конфигурации подвижных поясов была подчеркнута Е.А. Долгиновым [1982].

В последнее время веские обоснования получило представление о подвижных поясах как о докембрийских зонах столкновения литосферных плит [Burke, Dewey, 1972; Burke et al., 1976]. Для Мозамбикского пояса эта точка зрения хорошо подтверждается картированием в Западной Эфиопии, где удается наблюдать выклинивание пояса красноморских рифейских структур и переход к сутуре Мозамбикского фронта. Рифейский складчатый пояс включает офиолитовую зону и зону островодужных известково-щелочных вулканических и плутонических пород. Все это указывает на существование в позднем докембрии бассейна с океанской корой, поглощенной впоследствии в зоне субдукции [Kazmin et al., 1980b]. Океанское пространство, замкнувшееся 1000—800 млн лет назад, разделяло западную и восточную половины Гондваны, что подтверждается и палеомагнитными данными.

Весьма вероятно, что Южная Атлантика возникла на месте зоны поздне-

докембрийской конвергенции. Фронтальная часть этой зоны с шарьяжами пояса Гэрип и Западно-Конголезского пояса сохранилась на Африканском континенте, тогда как внутренняя часть — складчатый пояс Рибейра — находится в Южной Америке.

Кроме древних зон конвергенции, выделяются и внутриконтинентальные ("энсиалические") подвижные пояса, отвечающие зонам древних континентальных рифтов или авлакогенов. Осадочно-вулканогенное выполнение этих рифтов испытало впоследствии деформацию сжатия, метаморфизм, гранитизацию [Köper, 1977a, b]. В Африке к таким структурам относятся Дамарский и Кибарский подвижные пояса, возможно пояс Лимпопо. В некоторых случаях палеозойские и кайнозойские рифты следуют подвижным поясам этого типа. Так, Западный рифт частично наследует зону Кибарид, каррусский рифт Луангва связан с Дамарско-Катангским подвижным поясом и т.д.

Подводя итоги сказанному, отметим, что рифтовые разломы могут как наследовать древние разрывные нарушения, так и являться новообразованными. Крупные трансформные разломы (ТР первого типа) всегда наследуют древние разрывы. Обычны секущие соотношения рифтов со складчатыми структурами дорифтового основания. Последнее может быть представлено структурами разного типа: складчатыми поясами, возникшими на месте активных континентальных окраин, зонами столкновения (коллизии) литосферных плит, энсиалическими подвижными поясами. Возраст структур основания в молодых рифтах различный, но преобладают докембрийские образования. Вероятно, это объясняется тем, что большая часть современной рифтовой системы возникла за счет раскола Гондваны — суперконтинента, почти нацело сложенного докембрийскими породами.

Хотя в пределах складчатых, подвижных поясов рифтовые зоны пересекают различные структурные элементы, они обычно не выходят за пределы самих поясов. Показателен в этом отношении пример Восточного рифта Африки. Рифт пересекает как рифейские, так и архейские структуры, но в целом остается в пределах пояса континентальной коллизии. Поскольку пояса деформации, в общем плане, маркируют древние зоны сближения или столкновения литосферных плит, можно сказать, что рифтовые системы следуют зонам слабости, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом. В некоторых случаях рифты развиваются вдоль зон древних сдвигов, возможно границ трансформного типа. Понятной становится устойчивость древних кратонов с их мощной, слабонарушенной в прошлом литосферой. Говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом.

## Глава VI

### ДВА ТИПА РАСКОЛА КОНТИНЕНТОВ

Процесс раскола континентальной литосферы и образование молодых океанов во многом остается еще не познанным. Неясно прежде всего, порожден ли раскол какими-то локальными, автономными причинами, например, восходящим конвективным потоком, всплыванием мантийного плюма, или астенолита [Burke, Dewey, 1973; Gass, 1975; Логачев и др., 1982], или же он происходит под действием региональных напряжений, приложенных к литосферной плите или системе плит в целом [Казьмин, 1984]. Такие напряжения в различных гипотезах связываются с горизонтальным конвективным током в системе крупноячеевой конвекции [Сорохтин, 1974], "тяговой" силой литосферных плит,



Рис. 87. Строение пассивной окраины к юго-западу от Южной Африки по данным многоканального сейсмического профилирования [Austin, Uchupi, 1982]

*D* и *AII* — сильные рефлекторы. 1 — осадки; 2 — океанская кора; 3 — континентальная кора

погружающихся в зоне субдукции [Bott, 1982], "мембранными стрессами" [Oxburg, Turcotte, 1974], возникающими в литосферных плитах при переходе через область Земли с большим радиусом кривизны (экваториальная область), и т.д. Неясно также, всегда ли рифтообразование протекает одинаково, не существуют ли различные типы рифтов с различным генезисом.

В последние годы накоплен огромный геолого-геофизический материал, позволяющий если не решить существующие проблемы, то, во всяком случае, значительно сузить рамки поиска.

В первую очередь речь идет о данных по образованию и развитию пассивных окраин, накопленных в ходе научного и разведочного бурения в океанах [Austin, Uchupi, 1982; Beaumont et al., 1982; Montadert et al., 1979; Wiedemann, 1983]. Эти данные позволили с большой детальностью реконструировать историю формирования крупнейших рифтовых систем прошлого, на месте которых возникли современные океаны — Атлантический и Индийский. Выяснилось, что образование континентальных рифтов, растяжение, а затем и разрыв литосферы протекали во многом отлично от того, как это наблюдается в современных континентальных рифтовых зонах. Главное отличие заключается в том, что рифтогенез не сопровождался дорифтовыми или крупными синрифтовыми поднятиями. В то же время определяющим фактором было сильное утонение континентальной литосферы и ее погружение, сопровождавшееся накоплением мощных осадочных толщ. Исследование пассивных окраин восточного побережья Северной Америки, Юго-Западной Африки, Армориканского побережья Бискайского залива и ряда других мест показало, что в верхнем (8—10 км) слое континентальной коры утонение осуществлялось путем образования сбросов и затем вращения блоков, разделенных сбросами (рис. 87). Этот процесс, давно уже известный в современных континентальных рифтах [Morton, Black, 1975], приводит к утонению коры в два раза и более, причем степень растяжения нарастает от краев рифтовой зоны к ее центру (рис. 88). Обычно предполагается, что утонение верхней части коры и всей литосферы происходит равномерно, хотя характер деформации с глубиной меняется — хрупкая деформация на глубинах более 8—10 км сменяется пластической [Шерман, 1975; Bott, 1971]. В целом деформация отвечает законам разрушения упруго-вязкой среды [Логачев и др., 1982] и приводит сначала к вытягиванию с образованием "шейки" [Иванов, 1980], затем к разрыву и полному разделению литосферных плит. Оценки величины растяжения на пассивной окраине, основанные на конкретных разрезах, показали, что до разрыва полоса коры (и литосферы) растягивается примерно вдвое [Le Pichon, Sibuet, 1981]. Близкая величина "предельного" растяжения континентальной коры была получена для Красноморского и Аденского рифтов, исходя из оценки масштабов раздвижения в этих структурах

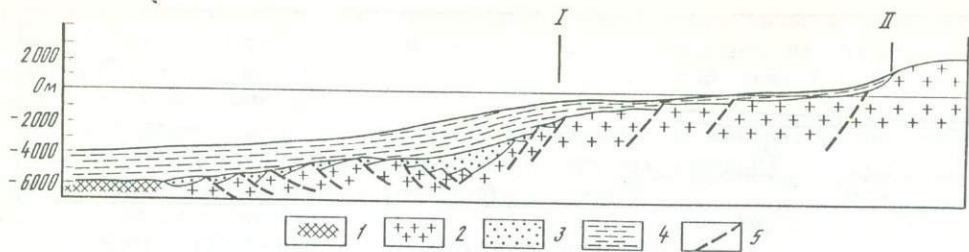


Рис. 88. Строение коры на пассивной окраине (схема)

1 — океанская кора; 2 — континентальная кора; 3 — древние осадки; 4 — молодые осадки; 5 — сброс  
 I — граница сильно и слабо утоненной континентальной литосферы; II — граница пассивной окраины

до начала спрединга. Получить такую оценку оказалось возможным, реконструируя различными способами дорифтовое положение континентальных блоков Африки и Аравии [Le Pichon, Francheteau, 1978; Казьмин и др., 1984].

Масштаб и темп погружения на пассивной окраине, а также изменение этих параметров во времени хорошо аппроксимируются простой моделью растяжения, предложенной Маккензи [McKenzie, 1978], и разработанной впоследствии различными авторами [Le Pichon, Sibuet, 1981; Beaumont et al., 1982]. Согласно этой модели, сразу же вслед за утонением литосферы в  $\beta$  раз последняя теряет плавучесть и относительно быстро погружается, стремясь к изостатическому равновесию. Затем по мере остывания в течение длительного времени происходит наращивание мантийной части литосферы, сопровождающееся ее утяжелением и "термальным" погружением. Величина погружения определяется зависимостью  $S = z(1 - 1/\beta)$ , где  $S$  — величина погружения,  $z$  — коэффициент, зависящий от физических параметров коры, мантийной части литосферы и астеносферы. Для начального и "термального" этапов погружения  $z$  равно, соответственно, 3,61 и 7,83 [Le Pichon, Sibuet, 1981].

Модель простого растяжения хорошо аппроксимирует не только развитие пассивных окраин молодых океанов, но и таких рифтовых зон, в которых растяжение не привело к разрыву литосферы. Было показано, например, что образование и погружение грабенов Северного моря связано с быстрым растяжением континентальной коры в юрское время и уменьшением ее мощности с 32 до 20 км. Последующее длительное "термальное" погружение (верхний мел—кайнозой) привело к образованию широкого прогиба, отвечающего современной акватории Северного моря [Christie, Sclater, 1980]. Нетрудно заметить, что такое развитие полностью соответствует стадиям "авлакогена" и "синеклизы" Н.С. Шатского.

Вулканические проявления распределены в рифтовых зонах рассматриваемого типа крайне неравномерно. Обычно вулканизм концентрируется в грабенах и проявляется на фоне сильного утонения континентальной коры и погружения. Так, реконструкция развития пассивной окраины мезозойского Тетиса, основанная на палинспастической "развертке" тектонических покровов, показала, что интенсивный щелочно-базальтовый вулканизм шел здесь в позднем триасе в глубоководных условиях, скорее всего, в отдельных грабенах, разделенных горстовыми поднятиями [Glennie et al., 1974; Robertson, Woodcock, 1982]. По химизму базальты сходны с базальтами континентальных рифтов [Juteau, 1970]. Их излияния происходили в период максимального утонения континентальной литосферы и образования глубоководных бассейнов с тонкой континентальной корой (Пинд, Пичакун, Хавашина и т.д.). Ширина бассейнов достигала, судя по косвенным данным, 300—400 км, стадии их развития показаны на рис. 89.

Мощный базальтовый вулканизм был характерен также для глубоких триасо-

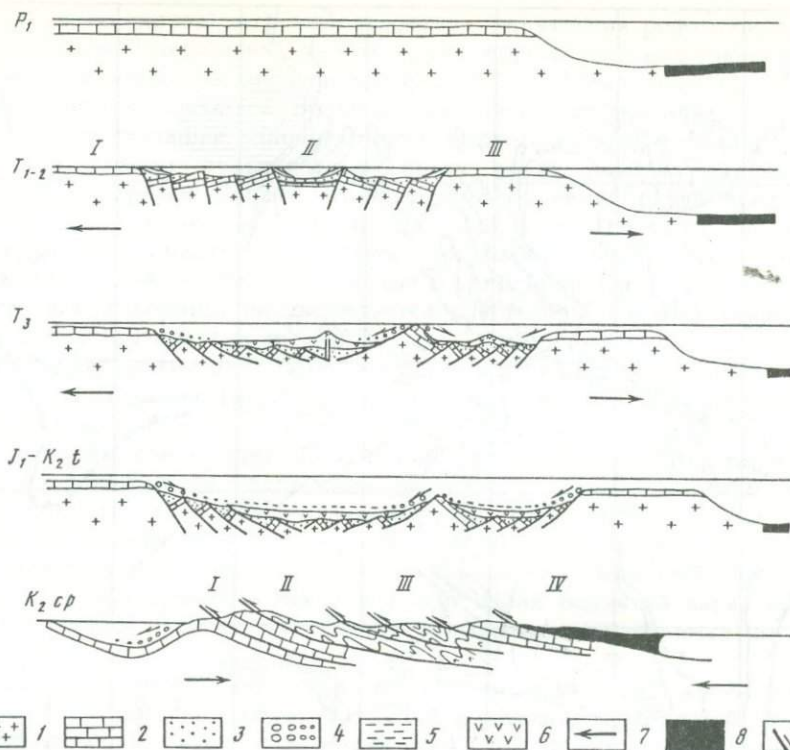


Рис. 89. Реконструкция развития пассивной окраины мезозойского Тетиса. В результате рифтогенеза образуется глубоководный бассейн с тонкой континентальной корой

1 — континентальная кора; 2 — мелководные осадки; 3 — обломочные породы; 4 — турбидиты; 5 — глубоководные осадки; 6 — щелочные базальты; 7 — направление движения; 8 — океанская кора; 9 — сбросы, надвиги

вых грабенов Центральной Атлантики и Западной Сибири [Сурков, Жеро, 1980].

С другой стороны, растяжение и погружение могли протекать практически без вулканизма. Примерами такого развития является рифтовая система Центральной Гондваны [Казьмин, 1976а], триасовые грабены Западной Европы [Ziegler, 1982], грабены Северного моря и многие другие. Очевидно, растяжение далеко не всегда сопровождалось образованием магмоподводящих трещин, а если они и возникали, то это происходило в уже сильно утоненной литосфере.

Участки рифтовых зон со слабым вулканизмом сменяются по простиранию мощными излияниями траппов, локализованными в обширных ареалах (до 1000—2000 км в поперечнике). Обычно такие излияния захватывают территории континентальных блоков, прилежащие к главной рифтовой зоне, объем траппов в индивидуальном ареале достигает сотен тысяч кубических километров. Подобные ареалы известны в южной части рифтовой системы Центральной Гондваны (траппы Карру), в Южной Атлантике (траппы Параны и Каока), на плато Декан Индии, в других частях южных континентов.

Трапповый вулканизм характерен и для таких регионов, где растяжение не завершилось образованием океана, как это было, например, в триасе в Сибири. Образование рифтовой системы Западной Сибири, утонение континентальной коры под Тунгусской синеклизой [Баженова, 1980] говорят о проявлении здесь регионального растяжения, сопровождавшегося погружениями. В этом плане Западная Сибирь с полным основанием может быть названа

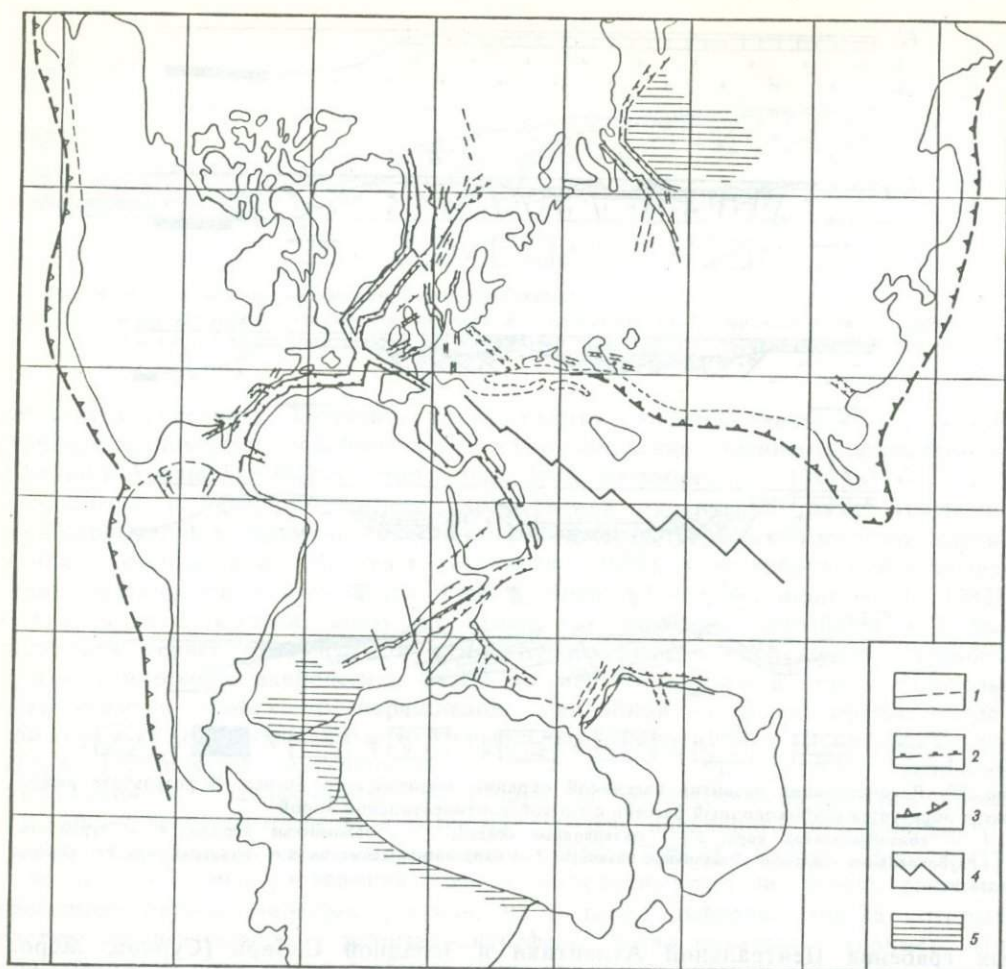


Рис. 90. Триасовые — раннеюрские рифты Пангеи (реконструкция Пангеи выполнена Л.П. Зоненшайном и А.Л. Савостиным)

1 — разломы; 2 — рифтовые сбросы; 3 — зоны субдукции; 4 — срединно-океанский хребет; 5 — области диффузного растяжения и вулканизма

”неудавшимся океаном”, в пределах которого и на прилежащем Восточно-Сибирском континенте широко проявился трапповый вулканизм. В отличие от платобазальтов кайнозойских рифтов, излияния мезозойских траппов шли всегда на фоне погружения.

Рассмотренный выше тип рифтогенеза характерен для распада Пангеи. Начало распада можно отнести к концу палеозоя, затем он продолжался в триасе, юре и раннем мелу. Для всей этой эпохи характерно одновременное проявление рифтогенеза в различных частях суперконтинента (рис. 90). Позднепалеозойские рифты (конец карбона) возникли практически в одно время в различных частях Гондваны: в Восточной Африке, Индии, Антарктиде, Западной Австралии. В триасе развитие этих рифтовых систем продолжалось, и к ним присоединились рифты на месте Центральной и Северной Атлантики, Западной Европы, Западной Сибири. Одновременное проявление растяжения на огромных территориях заставляет сомневаться в автономности происхождения отдельных рифтов. В этом случае пришлось бы допустить синхронное (в геологическом смысле) развитие множества диапиров

("плюмов", астенолитов), что маловероятно. Проявления рифтогенеза в данную эпоху настолько "глобально", что это даже порождает представления о растяжении в результате увеличения радиуса Земли [Милановский, 1980, 1984]. При этом не учитываются процессы субдукции и поглощения литосферы, несомненно, протекавшие одновременно с рифтогенезом. Об их широком развитии свидетельствуют вулканические пояса вдоль южной границы Евразии и западной периферии Пангеи. Количественные оценки раздвижения и поглощения для рассматриваемой и других эпох геологического прошлого отсутствуют, поэтому представления об импульсах глобального расширения остаются недоказанными. Важно отметить, что для современной эпохи сбалансированность обоих процессов хорошо подтверждается глобальной увязкой движений литосферных плит [Ле Пишон, и др., 1977].

Другой тип развития рифтов наблюдается в кайнозое. Если проанализировать историю формирования таких крупнейших континентальных рифтовых систем, как Байкальская, Рейнская, Восточно-Африканская, Запада США, то можно прежде всего выделить одну общую для них черту — образование грабенов (рифтов) сопровождается поднятиями различного масштаба. Наиболее крупные (сводное поднятие Эфиопского плато, Провинция бассейнов и хребтов) достигают 800—1000 км в поперечнике, поднятия меньших размеров измеряются первыми сотнями или десятками километров (Рейнская система, Западный рифт Восточной Африки). Как для крупных, так и для небольших поднятий характерна овальная, изометричная форма, их абсолютные высоты колеблются от сотен до 2500—3000 м.

Причина образования поднятий достаточно ясна. Под всеми рифтовыми зонами в основании коры обнаружен слой пониженных скоростей прохождения сейсмических волн, интерпретируемый как слой разуплотненного мантийного вещества. Мощность такого слоя варьирует от 5—8 км под грабенами Мертвого моря [Ginzburg et al., 1981] и Центральной Европы [Prödehl, 1981] до 20—30 км под Эфиопским рифтом [Makris et al., 1975]. Важно, что на сейсмических профилях в ряде случаев (грабен Мертвого моря, грабены Лимани, провинции бассейнов и хребтов) отчетливо фиксируется нижняя граница переходного слоя. Как показали наблюдения, под слоем пониженных скоростей иногда находятся породы даже с повышенными скоростями продольных волн 8,4—8,6 км/с. Следовательно, слой пониженных скоростей не связан непосредственно с астеносферой. Последнее подтверждается также исследованиями электропроводности Байкальского рифта, показавших, что астеносфера отделена от первого слоя с повышенной проводимостью толщей "нормальных" мантийных пород [Ваньян, Шиловский, 1983].

Образование слоя разуплотненного материала в основании коры неизбежно вызывает изостатическое поднятие и образование горного рельефа — закономерность, отмеченная многими авторами [Грачев, 1977; Зорин и др., 1982; Логачев и др., 1983]. При этом высота поднятия будет, очевидно, тем большей, чем больше мощность низкоплотного слоя. Имеющиеся ограниченные данные согласуются с этим положением: поднятия в зоне Эфиопского рифта намного превосходят по высоте таковые в Рейнской рифтовой системе и т.д.

Естественно, возникает вопрос: как и почему образуется низкоплотной слой под современными континентальными рифтами? В настоящее время широко распространено мнение, что его образование отражает всплывание мантийного диапира — массы легкого вещества, поднимающегося из глубин мантии и достигающего в конечном счете подошвы коры. Слой с пониженными скоростями рассматривается в таких схемах, как апикальная часть подобного диапира [Зорин и др., 1982; Nolet, Mueller, 1982], что как было показано выше, не вяжется с сейсмическими данными и данными о глубинной электропроводности.

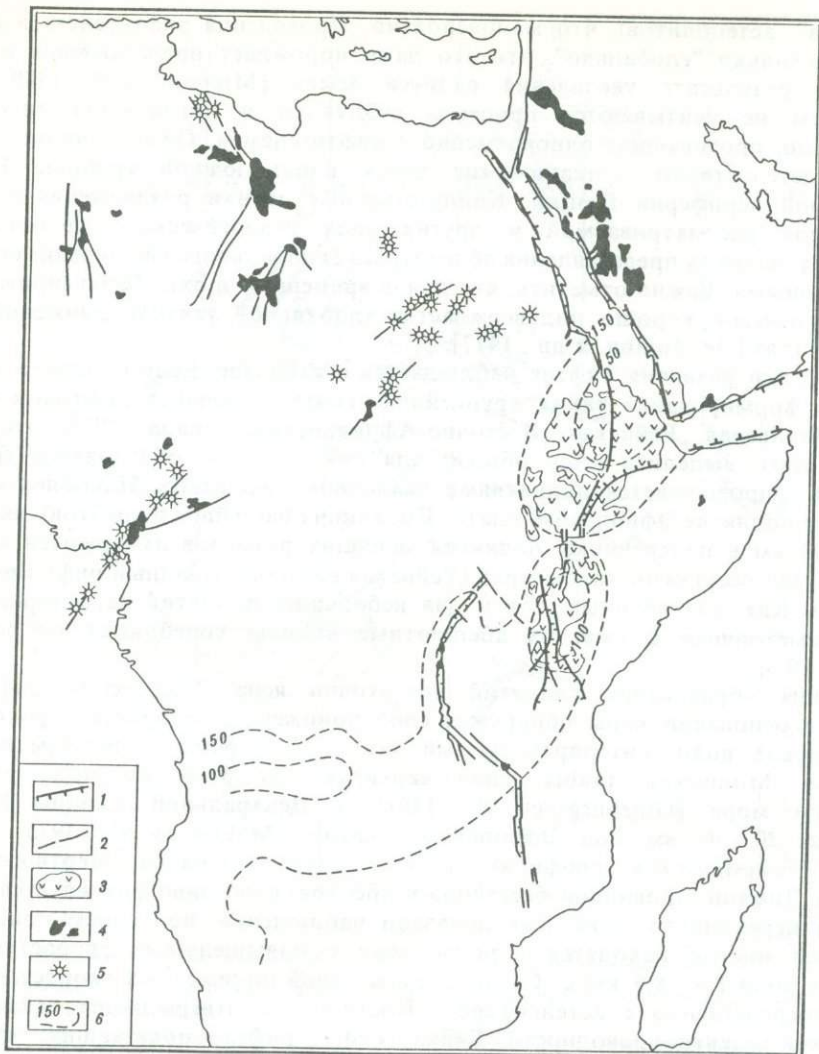


Рис. 91. Соотношения литосферных неоднородностей, вулканизма и рифтов в Африке [Fairhead, Reeves, 1977]

1 — сбросы; 2 — разломы неустановленной природы; 3 — поля платобазальтов в рифтовой зоне Восточной Африки; 4 — прочие лавовые поля; 5 — отдельные вулканические центры; 6 — глубина кровли аномальной мантии

Представления о мантийном диапиризме базируются главным образом на сейсмологических и гравиметрических данных о глубинном строении рифтовых зон. Большой вклад в изучение этой проблемы внесен советскими геофизиками, изучающими Байкальский рифт [Рогожина, Кожевников, 1979], а также исследователями Восточно-Африканской рифтовой системы [Brown, Girdler, 1980; Fairhead, Reeves, 1977; Nolet, Mueller, 1982]. Установлено, что областям поднятий, связанных с рифтами, отвечают отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге. Эти аномалии не могут быть объяснены только изменениями мощности коры и интерпретируются как отражение крупных латеральных неоднородностей в литосфере. Интерпретация находит подтверждение в анализе скоростей прохождения сейсмических волн от удаленных землетрясений и крупных взрывов под рифтовыми зонами. Выяснено, что здесь

происходит аномальное поглощение сейсмической энергии, выражающееся в замедлении скорости сейсмических волн. Такое явление может быть объяснено наличием под рифтовыми зонами крупных неоднородностей, образованных материалом пониженной плотности. Расчеты показывают, что подобные неоднородности имеют сложную форму как в плане, так и в поперечном сечении (рис. 91).

Наибольшей высотой подъема низкоплотного материала характеризуются непосредственно рифтовые зоны, однако литосферные неоднородности отмечаются и там, где пока еще нет видимых структур растяжения. Подобная ситуация наблюдается в Африке, где область тонкой литосферы прослеживается от Восточно-Африканской рифтовой системы на запад до побережья Атлантического океана. Предполагается, что растяжение в западной части аномальной зоны еще не достаточно велико для образования грабенов [Fairhead, Reeves, 1977]. По данным В.А. Рогожиной [Рогожина, 1977, Рогожина, Кожевников, 1979; Зорин и др., 1982], проекция центральноазиатской неоднородности на поверхность Земли охватывает не только Байкальскую рифтовую зону, но и прилегающие горные сооружения Южной Сибири и Монголии. Интересно отметить, что на значительной части этой территории за пределами Байкальской рифтовой зоны известны признаки растяжения, выраженные в широком проявлении молодого базальтового вулканизма (например, в Хангае). Такие районы рассматриваются некоторыми исследователями как "переходные от предрифтового режима к рифтовому" [Грачев и др., 1981]. Как для Сибири, так и для восточной Африки предполагается, что неоднородность уходит, расширяясь на большую глубину (до 150—200 км в Африке, и до 300—400 км в Сибири). Следует отметить, что различные интерпретации сильно отличаются друг от друга, так что достоверно, по-видимому, можно говорить лишь о неоднородности в пределах литосферы, мощность которой под континентами, возможно, достигает 200—300 км.

С небольшими частными отклонениями, схемы, предполагающие связь рифтогенеза с мантийным диапиризмом, сводятся к следующему. Легкое вещество, отделяющееся в процессе дифференциации, всплывает к подошве литосферы в виде плюмажа или астенолита. Далее рассматриваются две версии. Первая — над плюмажом (источник тепла) происходит смещение геонизотерм вверх и, следовательно, происходит подъем кровли астеносферы, расположенной вблизи линии базальтового солидуса и отвечающей границе квази-твердого и вязкого тел [Fairhead, 1976; Gass et al., 1978; Spohn, Schubert, 1982]. Вторая версия — всплытие легкого глубинного материала сквозь мантийные породы литосферы за счет механизма инверсии плотностей [Зорин и др., 1982; Логачев и др., 1982]. Сторонники второй точки зрения указывают, что в первом варианте должен был бы наблюдаться резко повышенный региональный тепловой поток в пределах рифтовой зоны и прилегающих поднятий. На самом деле повышенный тепловой поток локализован в осевых зонах рифтов, где он связан с дайковыми интрузиями базальта в кору [Лысак и др., 1977]. Согласно обеим версиям, образование низкоплотной неоднородности в литосфере вызывает изостатическое поднятие. Достигнув подошвы коры, мантийное вещество начинает растекаться под действием силы тяжести, создавая растягивающие напряжения и порождая рифты. Подобная модель рифтогенеза рассматривалась М.Е. Артемьевым и Е.В. Артюшковым [1968], Е.В. Артюшковым [1979] и А.Ф. Грачевым [1977]. С небольшими вариациями она принимается геологами, изучающими Байкальский рифт и хорошо согласуется с экспериментальными данными И. Рамберга [Ramberg, 1981] по всплыванию легкого диапира в поле силы тяжести, имитируемом с помощью центрифуги.

Внешне стройные "диапировые" модели страдают одним существенным недостатком — они плохо вяжутся с данными исторической и региональной

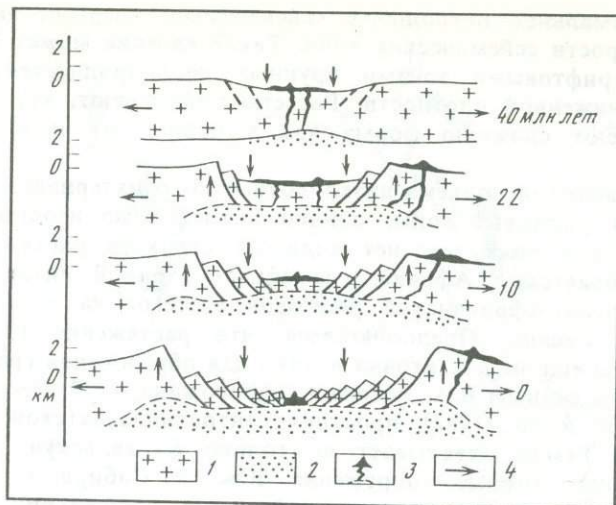


Рис. 92. Стадии развития Красноморского рифта (по материалам второй главы)

1 — континентальная кора; 2 — аномальная мантия; 3 — базальты, океанская кора; 4 — направление движения

геологии. Прежде всего предполагается, что сначала происходит "всплывание" диапира до подошвы коры, поднятие, а затем уже растекание диапира, растяжение и рифтогенез. По данным Н.А. Логачева с соавторами [1982], всплытие диапира под Байкальской рифтовой зоной происходило в течение 30 млн лет, диапир достиг подошвы коры около 3,5 млн лет тому назад, с чем связано воздымание горного рельефа и рифтогенез "новобайкальского этапа". Но сами же авторы отмечают, что развитие рифтов началось в Байкальской зоне еще в олигоцене, может быть в эоцене. Таким образом, растяжение предшествовало образованию и подъему диапира, а также поднятию.

Стремясь найти выход из возникшего противоречия, цитированные авторы в другой работе [Логачев и др., 1983] допускают, что в эоцене—олигоцене Байкальский свод все-таки уже существовал. Но тогда его образование не может быть связано с подъемом диапира, которое, по их мнению, началось одновременно с Индо-Евразийским столкновением. Тем более в олигоцене не могло происходить "растекание" диапира. Кстати, и само существование древнего свода ничем не доказывается. Известно, что первые впадины в Байкальской рифтовой зоне возникли на позднемиоценом—палеогеновом пепле и заполнялись тонкозернистыми осадками. Последнее говорит об отсутствии поднятий и сносе с окружающих равнин.

Такая же картина отмечается для рифтовых зон Красного моря, Аденского залива и Эфиопии (см. главу II). Первые признаки растяжения (раскрытие трещин, вулканизм) фиксируются в Красноморско-Аденском регионе в нижнем эоцене (55 млн лет). Перед этим (в позднем мелу—палеоцене) северная часть будущего Красноморского рифта была перекрыта мелководным морским бассейном, а его южная часть и место будущего Аденского рифта располагались на уровне моря. Последнее подтверждается тем, что сразу же после образования неглубоких проторифтовых депрессий в конце эоцена (около 40 млн лет) в них проникло море со стороны Индийского океана. Рост поднятий (Эфиопского, Аравийско-Нубийского и Сомалийско-Йеменского сводов) начался лишь в нижнем миоцене (около 22 млн лет), т.е. значительно позже начала растяжения и продолжался вплоть до настоящего времени (рис. 92).

По данным Е.Е. Милановского [1976] и многих других исследователей, образование Кенийского рифта предварялось воздыманием невысокого свода.

В работе Дж. Макколла [McCall, 1967], посвященной геологии северной части Кенийского рифта (район оз. Ханнингтон), указывается, что миоценовому сводообразованию предшествовало погружение в начале миоцена. Других указаний на раннее растяжение и погружение непосредственно в Кенийской рифтовой зоне нет. Зато имеются многочисленные сведения о раннемиоценовом растяжении в сопредельных районах: в Эфиопии, рифтах Туркана и Танганьикском. Есть сведения и о еще более раннем (эоценовом) растяжении и вулканизме, проявившемся в тех же районах [Davidson, Rex, 1980; Bellon, Poulet, 1980]. Скорее всего, эти фазы растяжения затронули и зону Кенийского рифта. В целом можно утверждать, что в кайнозойских рифтах рифтогенез начинался с растяжения литосферы, а уже затем (10—30 млн лет спустя) формировались поднятия, отражающие накопление низкоплотного материала в подошве коры. Расплывание этого материала не может, таким образом, рассматриваться как причина рифтогенеза.

Но есть и другое, более существенное возражение против автономной "диапировой" модели образования кайнозойских рифтов. После того как впервые с помощью космических снимков были проанализированы региональные структуры Юго-Восточной Азии и Ближнего Востока, стало ясно, что они образуют единый ансамбль, развитие которого определяется столкновением Индостана с Евразией [Molnar, Tapponier, 1975; Tapponier, Molnar, 1979]. Используя данные о движениях на границах жестких блоков (смещения по сдвигам, ориентировка напряжений в очагах землетрясений), Л.П. Зоненшайн с соавторами [1979, рис. 9] разработали кинематическую схему, по которой формирование всей совокупности структур этого региона — широтные сдвиги, зоны сжатия и растяжения, включая Байкальскую рифтовую зону — происходит в результате относительных перемещений нескольких микроплит, образовавшихся при раздроблении Евразийской плиты. Правильность схемы хорошо подтверждается результатами опытов на физических моделях [Tapponier et al., 1982]. Различные механические аспекты формирования структур Индо-Евразийского столкновения были рассмотрены В.М. Буртманом [1982]. Сейчас вряд ли можно сомневаться, что это столкновение является главным фактором, определяющим структурную эволюцию всего юга Азии с олигоцена. Как же увязать это с представлениями об автономном развитии Байкальского и других рифтов? Чем объяснить синхронность в этапах формирования структур столкновения и рифтов, образовавшихся якобы в результате независимого глубинного процесса (подъема легкого вещества из глубин Земли)?

Противоречия настолько очевидны, что игнорировать их нельзя. Даже сторонники "диапировой" концепции вынуждены признать, что столкновение континентов вызвало дробление литосферы в древних ослабленных зонах, и в эти зоны внедрилось вещество поставляемое ближайшим восходящим потоком [Логачев и др., 1983]. Отсюда уже недалеко до признания первичности деформации и вторичности образования выступов астеносферы.

Еще более показательна картина в Западной Европе. Х. Иллис впервые отметил синхронность движений в Нижнерейнском грабене с фазами сжатия в Альпийском поясе [Illies, 1975]. Позднее было показано, что образование и развитие всей совокупности разломных структур в Западной Европе, включая разломы Рейнской рифтовой системы, разломы Богемии, линию Эльбы и т.д., зависят от давления со стороны Апулийского микроконтинента, столкнувшегося с Европой [Bergerat, Geysant, 1980]. На ранних стадиях столкновения ориентировка напряжений способствовала образованию сбросов Нижнерейнского грабена [Illies, 1975, рис. 2]. Со среднего миоцена обстановка изменилась. Как показали непосредственные измерения напряжений в горных породах, в настоящее время в Западной Европе господствуют сжимающие напряжения,

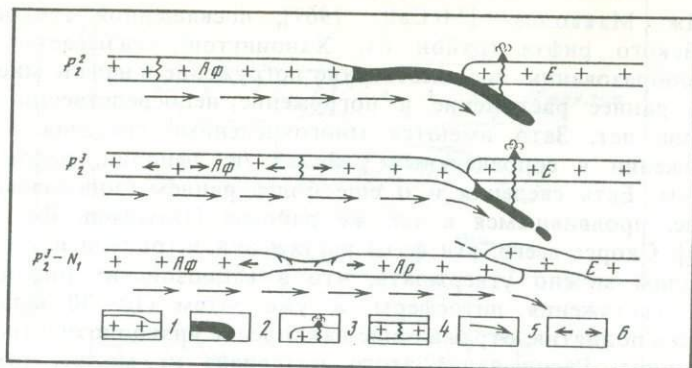


Рис. 93. Схема возможного образования Красноморского рифта. До конца эоцена Африканская плита движется вместе с астеносферным потоком. После начала столкновения движение плиты затруднено, вязкое трение создаст мощные растягивающие напряжения в теле плиты. Раскол происходит по древней зоне слабости

1 — континентальная литосфера; 2 — океанская литосфера; 3 — окраинно-континентальный вулканический пояс; 4 — древняя зона слабости в литосферной плите; 5 — направление конвективного потока; 6 — растяжение в теле литосферной плиты. Плиты: Аф — Африканская, Ар — Аравийская, Е — Евразийская

главная субгоризонтальная ось которых ориентирована в северо-западном — юго-восточном направлении [Illies, Baumann, 1982]. "Генератором сжатия" является Альпийский складчатый пояс, откуда напряжения распространяются, постепенно затухая, в тело платформы. Рейнский грабен с север-северо-восточным простиранием оказывается в условиях сжатия, косо ориентированного по отношению к оси рифта. В силу этого современная деформация имеет характер взбросо-сдвигов, что соответствует геологическим данным. В то же время, структурная обстановка благоприятна для образования сбросов в Верхнерейнском грабене, ориентированном в северо-западном направлении.

Таким образом, как прошлое, так и современное развитие Рейнской рифтовой системы является реакцией на столкновение литосферных плит в Альпийском складчатом поясе Европы, а сами рифты могут быть названы "импактогенными" [Берк, 1981].

Образование Африкано-Аравийской рифтовой системы также совпадает во времени со столкновением литосферных плит — Африканской и Евразийской. Начало столкновения относится к концу мела, после чего (в начале эоцена) в Северо-Восточной Африке появляются первые признаки растяжения. Главный этап столкновения начался в раннем миоцене и сопровождался дальнейшим раскалыванием Африканской плиты с раскрытием Аденского, Красноморского, а затем и Эфиопского рифтов. Динамика раскола здесь иная, чем в Европе или Байкальской рифтовой зоне. Известно, что в мезозое и раннем кайнозое Африка перемещалась в северо-восточном направлении по отношению к современной сетке координат, вероятно, следуя конвективному току в астеносфере. После столкновения движение плиты оказалось заблокированным, и в ее теле возникли дополнительные растягивающие напряжения за счет вязкого трения (рис. 93). В конце концов плита оказалась разорванной, а отколовшийся фрагмент (Аравия) продолжает сближаться с Евразией, преодолевая "лобовое" сопротивление, подобно тому, как это происходит с Индией.

Выше было показано, что развитие позднепалеозойских-раннемезозойских и крупнейших кайнозойских рифтов протекало в различной обстановке. В первом случае рифтогенез шел в условиях "свободного расплывания" фрагментов Пангеи, во втором — рифты образовывались при столкновениях этих фрагментов. В обоих случаях развитие рифтов не было связано с автономными причинами: распад Пангеи происходил в условиях регионального

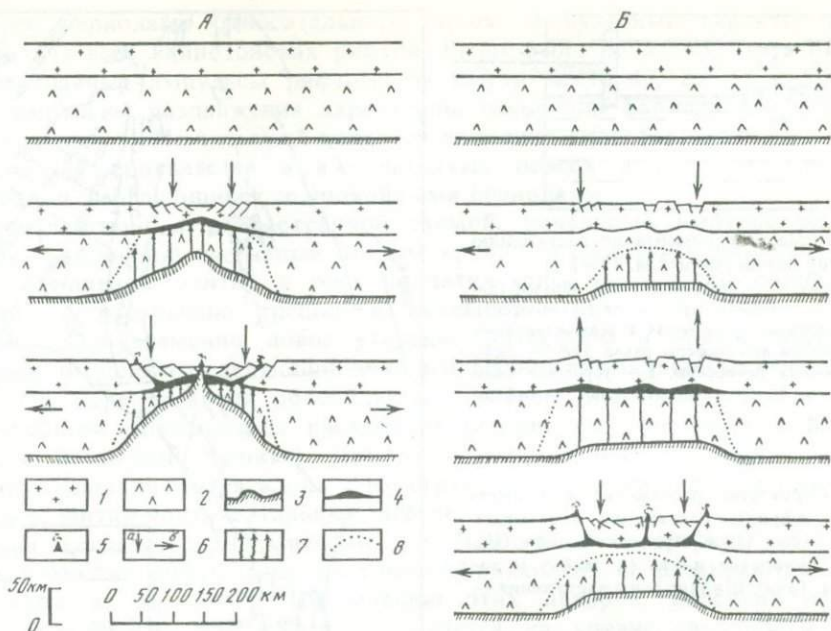


Рис. 94. Два типа раскола континента

*А* — растяжение и погружение в условиях "свободного" расхождения литосферных плит (мезозой, распад Пангеи). *Б* — импульсное раздвижение в условиях столкновения литосферных плит (кайнозойские рифты) 1 — континентальная кора; 2 — мантийная часть литосферы; 3 — кровля астеносферы; 4 — слой низкоплотного материала в основании коры; 5 — вулканизм; 6 — направления движений: *a* — вертикальные, *б* — относительно перемещения литосферных плит; 7 — всплывание легкого материала из апикальной части астеносферного выступа; 8 — граница литосферной неоднородности

растяжения, охватившего весь суперконтинент, в кайнозой растяжения возникали при столкновениях континентов. Очевидно, различия в условиях образования определяют и различия в характере эволюции рифтов обеих групп.

Попытаемся рассмотреть возможные модели такой эволюции. Развитие рифтов первого типа определяется, как уже говорилось, растяжением, утонением и погружением континентальной литосферы (рис. 94, *А*). Утонение литосферы сопровождается пассивным компенсирующим поднятием горячей астеносферы [Le Pichon, Subuet, 1981; McKenzie, 1978]. При этом образуется выступ астеносферы, ширина которого соответствует ширине зоны, охваченной растяжением, а высота подъема определяется степенью утонения литосферы.

В результате образуется пережим или "шейка", имеющая резко асимметричное строение, так как кровля астеносферы поднята намного больше, чем опущена поверхность коры. Подобное асимметричное развитие отчетливо наблюдается в экспериментах на физических моделях [Шеменда, 1984]. В начальный момент происходит небольшое симметричное погружение верхней и подъем нижней поверхности плиты, затем утонение идет практически только за счет подъема выступа астеносферы. Это явление объясняется тем, что гидростатическое давление (см.  $P_a$  на рис. 95), действующее на литосферу со стороны выступа астеносферы выше, чем давление, действующее на выступ сверху. Разность давлений может оказаться достаточно большой, чтобы превзойти прочность материала литосферы.

Начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется зачастую в широкой полосе, а уже затем обособляются главные рифтовые зоны. Так, в Эфиопии структуры растяжения, параллельные Эфиопскому рифту, развиты по всей ширине Эфиопского плато (около 700 км — рис. 96).

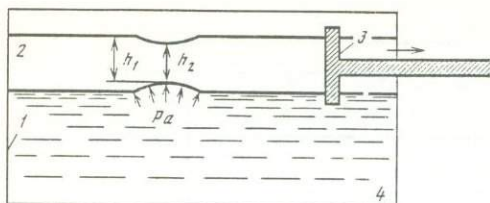
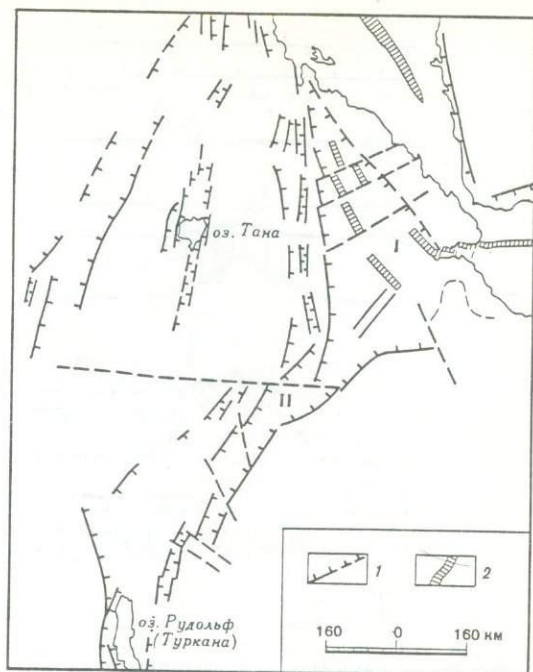


Рис. 95. Схема эксперимента по растяжению литосферной плиты [Шеменда, 1984]

1 — ванна; 2 — деформируемый образец (литосфера); 3 — поршень; 4 — вода (астеносфера). Разность давлений, приводящая к асимметричному подъему выступа астеносферы, равна  $\rho_l g h_1 - \rho_l g h_2$ , где  $\rho_l$  плотность литосферы,  $g$  — ускорение силы тяжести  $h_1$  и  $h_2$  — мощности слоя литосферы ( $h_1 > h_2$ )

Рис. 96. Структуры растяжения в Северо-Восточной Африке. Растяжение охватывает не только Афар (I) и Эфиопский рифт (II), но и все Эфиопское плато (к западу и востоку от оз. Тана). Ширина зоны растяжения — до 700 км

1 — сбросы; 2 — осевые зоны Красного моря, Афара, Аденского залива



В южной части Восточно-Африканской рифтовой системы растяжением охвачена практически вся область между Кенийским и Танганьикским (Западным) рифтами. Об этом убедительно свидетельствует распределение эпицентров землетрясений. Если в поверхностном слое (8—10 км) растяжение локализуется в сбросах и грабенах, то на глубине в силу пластичности материала оно будет равномерным и приведет к пассивному подъему единого выступа астеносферы. Быстрый подъем астеносферы с близосолидусной температурой должен сопровождаться повышением степени плавления в условиях снизившегося давления и накоплением в верхней части выступа аномальной мантии. Последующее всплывание аномальной мантии происходит, вероятно, не в виде диапира Рамберга, а в виде отдельных "капель", как принято в модели Е.В. Артюшкова [1979]. Таким способом легче объяснить совпадение области распространения аномальной мантии под корой с областью, охваченной рифтогенезом. (Имеются в виду не отдельные рифты, а вся область, охваченная растяжением, например, Провинция бассейнов и хребтов, Байкальская рифтовая зона и т.д.).

Поскольку утонение идет быстро и является весьма значительным, накапливающаяся аномальная мантия быстро остывает в результате кондуктивного и конвективного переноса тепла. Первое определяется тонкостью литосферы, второе связано с экструзией базальтов. Одновременно идет быстрое наращивание литосферы снизу и в результате этого усиливается тенденция к погружению. Подобное развитие продолжается до полного разрыва литосферы и установления спредингового режима. В тех случаях, когда раздвигание приостанавливается до начала спрединга, возможно образование рифтовых зон тонкой сиалической корой, типа рифтов Северного моря, Западной Сибири, уже упоминавшихся глубоководных бассейнов пассивной окраины мезозойского Тетиса [Le Pichon, Blanchet, 1978, Sengör, Monod, 1980].

Иная ситуация характерна для кайнозойских рифтов. В условиях столкновения относительные перемещения плит затруднены, и деформация осуществляется в виде кратковременных импульсов (разрядка напряжений), разделенных дли-

тельными периодами относительного покоя. Импульсный характер развития типичен для всех кайнозойских рифтов. Выше было показано, что в Восточной Африке главные импульсы рифтогенеза имели место 40, 25, 15 и 5 млн лет назад, импульсы раздвижения характерны также для Байкальской и Рейнской рифтовых систем. Импульсный характер движения литосферных плит в условиях столкновения проявляется и в складчатых поясах в виде отчетливых фаз деформации, чередующихся со спокойными периодами.

В соответствии с рассмотренной схемой, начальный импульс растяжения вызывает небольшой пассивный подъем кровли астеносферы, медленное всплывание аномальной мантии и рост поднятия (рис. 94, Б). Следующий импульс приводит к раскрытию трещин и вулканизму как в грабенах, так и на поднятии. Одновременно новое утонение литосферы и новый подъем астеносферы стимулируют следующий цикл всплывания аномальной мантии, поднятия и т.д. По мере развития обособляются главные рифтовые зоны, в которых в дальнейшем локализуется растяжение (например, Эфиопский и Кенийский рифты в Восточной Африке). При этом все явления (растяжение, поднятие, вулканизм) локализуются вдоль этих структур — особенность, не раз отмечавшаяся в развитии континентальных рифтов.

Нельзя согласиться с мнением Ле Пишона с соавторами о том, что континентальные рифты типа Восточно-Африканских не развиваются в океаны [Le Pichon et al., 1982]. По мнению этих авторов, спрединг начинается лишь тогда, когда дно рифта оказывается на уровне свободного подъема астеносферы под гидростатической нагрузкой литосферы (примерно 2,5 км ниже уровня моря). Там, где развитие рифтов сопровождается поднятием, необходимо слишком большое утонение континентальной литосферы, чтобы опустить ее на необходимую глубину.

Ясно, что эта теоретическая концепция не учитывает реальных данных. Зарождение океана из рифтов Восточно-Африканского типа наблюдается конкретно в Красном море и Афаре, связанными постепенным переходом с Эфиопским рифтом. Спрединг может идти на значительно меньших глубинах, чем 2,5 км и даже на суше (например, рифт Азаль в Восточном Афаре). Все же, по-видимому, в условиях столкновения чаще формируются рифтовые зоны, не достигающие океанской стадии развития (Байкал, Рейнская система).

Сформулируем некоторые выводы.

1. Различаются два типа рифтов: (1) образующиеся при "свободном" расплывании фрагментов крупных континентов и (2) образующиеся в условиях столкновения континентов. Развитие первых сводится к растягиванию и изостатическому погружению утоненной литосферы, завершается разрывом литосферы, началом спрединга. Рифты второго типа характеризуются импульсным растяжением с длительными промежутками относительного покоя между импульсами рифтогенеза.

2. В обоих случаях растяжение сопровождается пассивным подъемом астеносферы, всплыванием аномальной мантии, ее накоплением в подошве коры. Во втором случае это приводит к формированию поднятий в промежутках между импульсами растяжения.

3. Растяжения, создающие рифты, имеют региональную природу. Общая причина их точно неизвестна, но, скорее всего, они создаются конвективными токами в астеносфере. Литосферные неоднородности, наблюдаемые под современными рифтами, не связаны со структурами типа восходящих потоков, "плюмов" или астенолитов, а образуются в результате растяжения литосферы.

Под континентальными рифтами литосферные неоднородности, регистрируемые сейсмологическим методом, связаны с пассивными поднятиями астеносферы и областями всплывания легкого материала над ними.

## РАЗВИТИЕ РИФТОВ И ВУЛКАНИЗМ

Как было показано в предыдущих разделах, развитие рифтовых зон сопровождается вулканизмом большей или меньшей интенсивности. Это правило, однако, является далеко не универсальным — в ряде современных и палеорифтовых зон проявления вулканизма практически отсутствуют (рифт Ньяса, Байкал, рифтовая система Центральной Гондваны и др.). Существование невулканических рифтовых зон подтверждает правильность модели развития, рассмотренной в предыдущей главе. Вряд ли можно сомневаться в том, что источником магматических расплавов в рифтовых зонах является линза аномальной мантии, располагающаяся в основании коры под ними. В то же время образованию разрывов в коре предшествует период вытягивания, пластической деформации. При этом источник расплава (аномальная мантия) в течение длительного времени может быть частично или полностью экранирован, и тогда проявления вулканизма отсутствуют. В тех же случаях, когда наряду с вытягиванием происходит открытие глубоких трещин (вследствие наличия крупных неоднородностей в коре или особых условий деформации) рифтогенез сопровождается вулканизмом.

Обычно внутри рифтов вулканические породы распределены неравномерно, приурочены к участкам пересечения рифтовых разломов и поперечных трещин, причем последние, будучи, как правило, сдвигами (см. главу IV) отличаются, вероятно, наибольшей глубиной заложения, возможно, пересекают литосферу на всю ее мощность. Это подтверждает, в свою очередь, что одним из ведущих факторов, контролирующих объем рифтового вулканизма, является проницаемость рифтовой зоны. В значительной степени последняя зависит от величины общего раздвижения, которая для континентальных рифтов обычно оценивается лишь приблизительно. Важным параметром, характеризующим проницаемость рифтовой зоны является скорость раздвижения, причем, учитывая импульсный характер рифтогенеза, наибольшую ценность могли бы иметь данные о мгновенных скоростях. К сожалению, для континентальных рифтов, такие данные, как правило, отсутствуют.

Можно с достаточным основанием предполагать, что не только объем, но и состав рифтовых вулкаников в значительной степени контролируется масштабом и скоростью раскрытия рифтовой зоны, поскольку эти факторы должны неизбежно влиять на глубину образования родоначальной магмы, а также на степень ее эволюции на пути к поверхности. Попытаемся проверить выдвинутые предположения на примере наиболее хорошо изученных рифтовых систем.

В Африкано-Аравийской рифтовой системе минимальной степенью раскрытия характеризуется, по-видимому, рифт оз. Ньяса. По данным Яйри [Yaigi, 1977] рифтовая зона Ньяса (или Малави) ограничена с запада крутыми сбросовыми уступами. По восточному борту амплитуда сбросов значительно меньше, а в центральной части грабена нарушений практически нет. Расширение, связанное с опусканиями по краевым сбросам, было, очевидно, минимальным и не превышало 2—3 км. Вулканическая активность в рифте Ньяса не наблюдается (рис. 97, см. вкл.) Такое же положение характерно для рифта оз. Байкал, для которого отмечаются скорости раскрытия порядка 0,07—0,1 см/год, а общее раскрытие с плиоцена — 7—10 км [Зоненшайн и др., 1970]. Интересно, что и Ньяса и Байкал характеризуются быстрым и очень значительным погружением дна рифта (образование глубоководных некомпенсированных впадин). Такое погружение должно сопровождаться своего рода "заклиниванием" рифтовой зоны, а это приводит к полной потере проницаемости.

Западный рифт Восточной Африки отличается, в общем, близким масштабом

расширения. По данным Е.Е. Милановского [см.: Белоусов и др., 1974], общее расширение здесь меньше 10 км, вероятно, около 5 км. Если считать, что основное расширение произошло в последние 10 млн лет, то средняя скорость составит 0,05—0,1 см/год. Здесь известны вулканические проявления, хотя осадочные породы резко преобладают в выполнении рифта. Характерно, что вулканизм не распределен равномерно по всей длине рифтовой зоны, а приурочен к относительно поднятым перемычкам, разделяющим отдельные грабены [Белоусов и др., 1974; Логачев, 1977]. Наиболее вероятно, что концентрация вулканизма в зонах локальных поднятий связана с внедрением мантийных пород и формированием магматических очагов в участках максимальной проницаемости, т.е. в участках пересечения разломов различного направления. Именно к таким пересечениям приурочены вулканические поля Западного рифта.

В большинстве из них развиты вулканические породы с резко повышенной щелочностью и лишь для поля Южное Киву характерны щелочные базальты и их дифференциаты. В общем, щелочность вулканитов снижается при движении с севера на юг вдоль рифтовой зоны, и одновременно увеличивается их возраст. Так, в самой северной вулканической провинции (поля Порт Фортал, Буньяругуру, Катунга и другие) вулканизм, в основном голоценовый. В вулканическом поле Северное Киву или Вирунга извержения начались в нижнем плейстоцене или даже плиоцене, а в поле Южное Киву — в верхнем миоцене [не говоря уже о базальтах олигоцена или даже эоцена, недавно обнаруженных в пределах этого же поля, — Bellon, Pouclet, 1980].

Подобное распределение пород может указывать на более раннее начало раскрытия в южной части рифтовой зоны. Если это так, то увеличение щелочности вулканитов в северном направлении совпадает с уменьшением величины общего раздвижения.

Вулканиты Западного рифта представлены двумя сериями: натровой и калиевой [Герасимовский, Поляков: см. Белоусов и др., 1974]. К первой относятся оливиновые меланефелиниты, мелилититы, нефелиниты, фонолиты; ко второй — угандиты, катунгиты, лейцититы, меланофелиниты, лейцитовые базаниты, трахибазальты. Породы калиевой серии концентрируются в самой северной, а натриевой — в центральной части рифтовой зоны. Удовлетворительного объяснения такой пространственной дифференциации не существует, но подчеркивается сходство обеих групп. Оно выражено в присутствии одинаковых пород (например, меланефелинитов) в обеих группах, господстве взрывного типа вулканизма, присутствии карбонатитов. Возможно, что калиевый или натриевый характер расплавов обусловлен неоднородностью верхней мантии, на что указывает различный характер, включений в породах упомянутых серий. Обе серии характеризуются большими глубинами образования магм, превышающими, вероятно, 100 км [Грин, Рингвуд, 1972; Gass et al., 1978].

Поля ультращелочных вулканитов на севере рифта группируются в основном к востоку от изостатически некомпенсированного поднятия — горста Рувензори. Как поднятие, так и вулканическая активность, вероятнее всего, связаны с диапироподобным выступом мантийных пород. Аналогичную структуру, по видимому, представляет собой горст Амаро в Эфиопском рифте.

Кроме западного рифта, небольшие по объему поля щелочных и ультращелочных вулканитов встречаются в Восточной Африке в рифтах Кавирондо, Стефания, Рудольф (Туркана) и Тана. Во всех случаях речь идет о рифтовых структурах с очень незначительным раздвижением. В рифте Кавирондо развиты интрузии щелочных основных пород и карбонатитов, в остальных рифтах отдельные поля щелочных базальтов, трахитов, базанитов, тефритов [Merla, et al., 1979, Brown, Charmichael, 1969]. Развитие щелочных вулканических комплексов с карбонатитами характерно также для грабена Осло, Верхне-рейнского грабена, грабена Лимани [Illies, 1974, Милановский, 1976], отли-

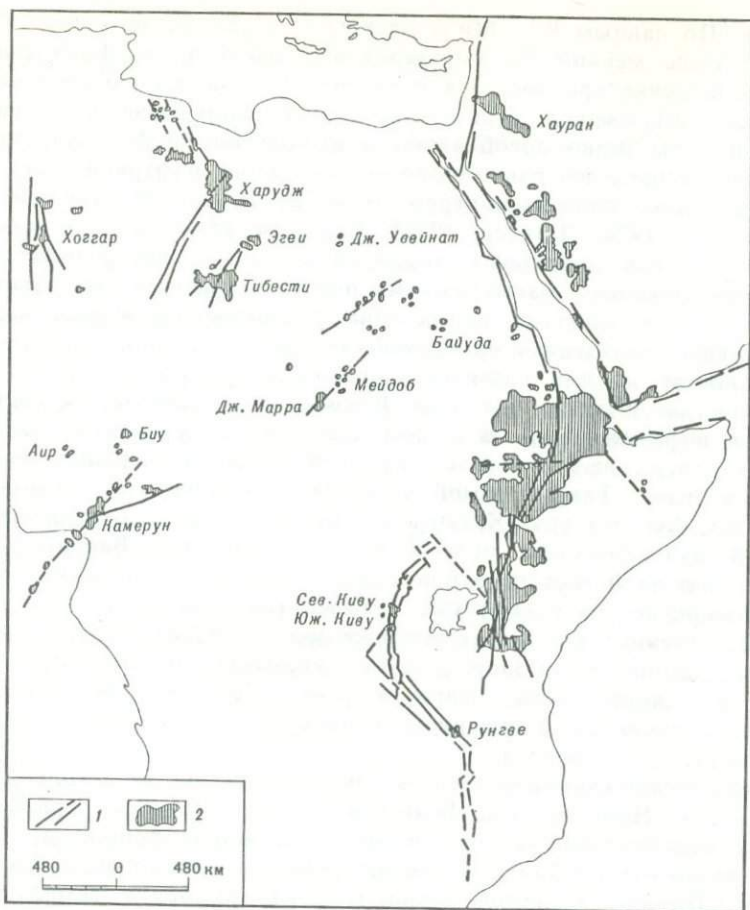


Рис. 98. Кайнозойские вулканические породы Африки  
1 — разломы; 2 — поля вулканитов

чающихся столь же незначительным масштабom расширения. Развитие грабена Осло, например, ограничилось самой начальной стадией. Такая же картина наблюдается и в Рейнском грабене с суммарным расширением 4,8 км за время с верхнего эоцена.

Рейнская рифтовая зона в целом характеризуется слабым вулканизмом и резко выраженным щелочным характером последнего. В южной части рифтовой зоны (Верхнерейнский грабен) выделяется изометрическое (200×200 км) поднятие Шварцвальда и Vogезов, по отношению к которому рифтовая долина занимает осевое положение. Поднятию рельефа соответствует поднятие кровли мантии с минимальной глубиной залегания (24 км) под щелочным массивом Кайзерштуль. Эта структура рассматривается обычно как "мантийный диапир", внедрение которого контролируется узлом пересечения рифтовых расколов и разломов северо-западного простирания. Вулканизм в области поднятия был незначительным по объему, начался 93 млн лет и продолжался до 18—14 млн лет назад. Главным образом, происходило внедрение некков и даек щелочных базальтов, завершившееся формированием ультращелочного карбонатитового комплекса Кайзерштуль. Глубина образования щелочных магм оценивается в 80 км [Illies, 1974, 1975].

Многочисленные вулканопоявления сосредоточены в районе тройного сочленения разломов Нижнерейнского, Верхнерейнского и Гессенского грабенов. Здесь

развиты как вулканы повышенной щелочности (Зибенгебирге) так и "траппы" — базальтовые излияния крупных вулканов с существенной ролью толеитов (вулкан Фогельсберг и др.). Все эти вулканопоявления приурочены к узлам пересечения разломов север-северо-восточного (Верхнерейнского) и северо-западного (Нижнерейнского) простирания, причем последние контролируют размещение вулканических аппаратов.

В целом приуроченность щелочных пород к рифтам с малым (менее 10, обычно около 4—5 км) раздвижением не вызывает сомнения.

Большинство мелких проявлений внутриплитового вулканизма связано с зонами крупных разломов растяжения, в пределах которых геодинамические условия, очевидно, близки к условиям в медленно расширяющихся рифтах. В этом плане показателен пример Северной Африки и Аравии (рис. 98), где наблюдается множество небольших центров и полей развития мезозойских и, чаще, кайнозойских вулканических и субвулканических интрузивных комплексов [Луцицкий, 1978; Girod, 1971; Gass et al., 1978; Bárberi et al., 1979; Nassief et al., 1979]. Вулканопоявления контролируются древними омоложенными разломами, часто приурочены к участкам пересечения разломов различной ориентировки (вулканические поля Хогара, Джебель Марра, Байуда и др.). Характерна связь полей вулканизма со значительными (до 2000 м) неотектоническими поднятиями.

По составу вулканические породы относятся к базальт-трахит-фонолитовой или нефелинит-фонолит-карбонатитовой ассоциации. Типично отсутствие переходных или толеитовых базальтов, незначительное развитие кислых пород. В этом отношении особое место занимает лишь район плато Тибести, где до 29% пород представлено толеитами, а 37% — кислыми породами [Vincent, 1970]. Часто отмечается неоднократное возобновление вулканической деятельности, связанное с периодическим подновлением разломов.

Импульсный характер такого магматизма хорошо иллюстрируется фанерозойской историей Аравийско-Нубийского щита. Как известно, в пределах последнего размещается большое количество интрузивных, реже экструзивных центров, имеющих щелочной состав и кольцевое строение [Разваляев, Шахов, 1978; Vail, 1976]. В некоторых случаях группы таких центров ориентированы вдоль разломов меридионального или север-северо-западного простирания, параллельных бортовым разрывам Красноморского рифта. Другие комплексы контролируются разломами северо-восточной ориентировки, поперечными к Красноморскому рифту [Garson, Shalabi, 1976].

Анализируя данные по абсолютному возрасту кольцевых комплексов Красноморского региона, Дж. Вейл [Veil, 1976] показал, что эти образования принадлежат по крайней мере к девяти возрастным группам. Первые четыре группы относятся к позднему докембрию и раннему палеозою и характеризуются, преимущественным развитием гранитных и габбровых кольцевых интрузий с подчиненными сиенитовыми разностями. Пять более поздних возрастных групп:  $230 \pm 15$ ,  $145 \pm 25$ ,  $80 \pm 10$ ;  $45 \pm 5$  и  $33 \pm 3$  млн лет отличаются более отчетливо выраженным щелочным составом. По мере дальнейшего изучения число возрастных групп, по-видимому, увеличится, на что указывает, например, обнаружение в Судане сиенитовой интрузии с возрастом 121 млн лет [Разваляев, Шахов, 1978].

Нетрудно видеть, что некоторые наиболее четко выраженные возрастные группы близко совпадают с эпохами тектонической активности в сопредельных океанских рифтовых зонах или в Красноморском рифте. Эпоха  $230 \pm 15$  млн лет близка к началу раскрытия Альпийского Тетиса. Как показано в главе I, с этой и последующей эпохами связано формирование структур растяжения в пределах Аравии и Северо-Восточной Африки. Эпохи 120 и 80 млн лет отвечают эпохам структурных перестроек в Тетисе и западной части Индийского

океана. Внедрение интрузий с возрастом 45 и 30 млн лет близко к первым фазам раскрытия Красноморского рифта (40 и 22 млн лет). Таким образом, вспышки магматизма в зонах разломов растяжения, расположенных зачастую далеко от главных рифтовых зон, близко совпадают с эпохами рифтогенеза в последних. Это, в свою очередь, говорит о связи внутриплитового магматизма с региональными растяжениями, подчеркивает его сходство с вулканизмом континентальных рифтов.

Если в зонах трансформных разломов континентальных рифтов имеется небольшая раздвиговая составляющая, то в отношении проницаемости они оказываются сходными с медленно раскрывающимися рифтами. Соответственно наблюдаются сходные проявления магматизма. Так, в трансформной зоне Танганьика—Ньяса единственное поле вулканических пород расположено на участке пересечения трансформной зоны и древних активизированных разломов северо-восточного направления (см. рис. 97). Вулканиды ранней группы (поздний миоцен? — ранний плиоцен) представлены лавами базальт-трахит-фонолитовой ассоциации в несколько десятков метров мощностью. На более поздних этапах (ранний плейстоцен и плейстоцен—голоцен) преобладали трахиты и фонолиты в ассоциации с пирокластами—продуктами извержений вулканов центрального типа [Логачев, 1977]. Небольшие поля щелочных базальтов и базальтоидов известны в Западно-Аравийской трансформной зоне, в районе Галилеи, а также на восточном борту грабена Эль-Габ в Сирии [Казьмин и др., 1964].

Более крупными раздвижениями характеризуются Эфиопский и Кенийский рифты. В Кенийском рифте общее раздвижение составляет 10—15 км [Fairhead, 1980]. При этом суммарное раздвижение за счет смещения по сбросам равно приблизительно 5 км, а ширина интрузии габбро в осевой зоне оценивается в 10 км. В Эфиопском рифте реальные раздвижения в 20—40 км (см. главу III), а скорость раскрытия в северной части составляет 0,3—0,6 см/год [Mohr, 1977; Казьмин и др., 1984]. Близкими скоростями и масштабом раздвижения характеризовались, по-видимому, Красноморский и Аденский рифты в олигоцене—раннем миоцене. Несмотря на сходство геодинамической обстановки, объемы и состав вулканидов в перечисленных рифтовых зонах неодинаковы. В Красноморском рифте и на его плечах известны олигоценые и миоценовые базальты, сравнительно небольшого объема. Среди них есть как щелочные, так и толеитовые разности. Последние особенно характерны для заключительных фаз раннего этапа (25—22 млн лет), когда общее раздвижение было уже весьма значительным. Именно в это время произошло внедрение толеитовых даек в краевые и опирающие разломы рифта [Wrown, 1972].

В Аденском рифте известны среднемиоценовые толеитовые базальты [Initial Rep..., 1974b]. Более ранние вулканопоявления не установлены. Так же как и в Красноморском рифте, здесь преобладало накопление осадочных пород, а вулканизм до начала спрединга имел подчиненное значение. В главе I было показано, что такая же обстановка была характерна для рифтовой системы Центральной Гондваны.

Иная картина наблюдается в Эфиопском и Кенийском рифтах, где преобладание вулканидов в рифтовом выполнении является подавляющим. Среди базальтов доминируют щелочные или слабощелочные разности, причем щелочность пород явно выше в Кенийском рифте с его меньшим масштабом раскрытия. Начальный этап формирования Кенийского рифта (заложение грабена около 5 млн лет назад) сопровождался излиянием на дне рифтовой впадины больших масс щелочных базальтов, трахибазальтов, трахитов [Логачев, 1977]. Со временем происходило некоторое снижение щелочности вулканических продуктов [Truckle, Williams, 1979].

В Эфиопском рифте и Афаре начальная стадия погружения (15—10 млн лет) сопровождалась излиянием гораздо больших, чем в Кении, объемов базальтов (базальты Анчар, Фурса и др.), имеющих к тому же менее щелочной характер. Отмечается в то же время, что данные базальты ближе к щелочным разностям, чем более древние олигоцен-миоценовые ("ранние") базальты Эфиопского и Сомалийского плато [Müller, Raschka, 1975; Brotzu et al., 1980]. Одновременно по краям рифтовой впадины формировались центры щелочного риолитового вулканизма ("силициты" Арба Гурача). Кислый магматизм достиг максимума на следующих этапах развития Эфиопского рифта (10—5 и 5—0 млн лет), когда подавляющее большинство вулканитов в рифтовой долине было представлено щелочными риолитами (пантелеритами и коммендитами) серий Назрет и Вонджи. Область максимальной концентрации этих пород в средней части Эфиопского рифта совпадает с центром сводового поднятия (см. рис. 32). Если последнее, как в случае Рейнского грабена, расположено над выступом мантии, то вероятно, что район риолитового вулканизма совпадает с пиком геозотерм. Последнее в какой-то мере подтверждается высоким температурным градиентом, установленным в озерном районе рифта в процессе поисков термальных вод.

В Кенийском рифте с его меньшей скоростью расширения и, следовательно, с меньшим подъемом геозотерм риолитовые породы пользуются ограниченным распространением и появляются позже, чем в Эфиопском рифте — в последние 0,7 млн лет. С другой стороны в Афаре, раскрывающемся значительно быстрее Эфиопского рифта, большие объемы щелочных риолитов (риолиты Мабла) широко распространены только на раннем этапе развития (5—10 млн лет).

Вопрос о генезисе щелочных риолитов очень важен для понимания развития рифтов. Если принять точку зрения о коровом происхождении этих пород, то их появление можно поставить в связь с двумя условиями: подъемом геозотерм в нижней части коры и мощностью коры. Первое условие осуществляется лишь при достаточно большой скорости раздвижения в рифтовой зоне и внедрении в нее больших объемов горячего мантийного материала. В медленно расширяющихся рифтах (менее или около 1 мм/год) щелочные риолиты пользуются ограниченным распространением или отсутствуют. С другой стороны, значительные объемы этих пород могут образоваться очевидно, лишь при наличии мощной континентальной коры. Если раскрытие рифта идет слишком быстро, происходит быстрое утонение коры и риолитовый магматизм резко сокращается по объему или не реализуется вовсе. Изложенное можно проиллюстрировать ярким примером. Как уже отмечалось, в период 10—0 млн лет, в Эфиопском рифте накапливались мощные толщи риолитов. В тот же временной интервал в Афаре доминировали излияния базальтов переходного типа, а щелочные риолиты играли второстепенную роль (соотношение объемов риолитов и базальтов в Афаре 1:3 или 1:4). При этом средняя скорость раскрытия в Афаре за последние 10 млн лет составляет примерно 1,4 см/год, тогда как в Эфиопском рифте она не превышает 3—6 мм/год. В результате кора в Афаре в настоящее время значительно тоньше, чем в Эфиопском рифте, хотя развитие этих структур было синхронным. Приведенные данные позволяют считать, что оптимальной скоростью расширения для образования больших объемов щелочных риолитов является скорость порядка от 1 до 5 мм/год.

Дальнейшее расширение рифтовой зоны сопровождается переходом к излияниям толеитовых базальтов. Начало этой стадии развития наблюдается в Афаре, где переходные по типу базальты обнаруживают слабощелочную или толеитовую тенденцию. Окончательно подобный вулканический режим утверждается на стадии Красного моря, т.е. с началом развития океана.

Аналогичные соотношения между масштабом раздвижения и типом вулканизма наблюдается и во многих палеорифтах. Так, в трог Бэнуэ по ширине близкому к Эфиопскому рифту (80—90 км) ранние магматические проявления (стадия заложения рифтовых разломов) представлены нижнемеловыми щелочными интрузиями, за которыми последовали излияния щелочных базальтов и риолитов [Burke, Dewey, 1974; Olade, 1975] в период максимального раскрытия рифта. Характерно развитие щелочных базальтов даже на поздних стадиях развития (турон) непосредственно перед сменой растяжения сжатием, что соответствует сравнительно небольшому общему расширению трога Бэнуэ.

Система триасовых палеорифтов Западной Сибири, сходная по размерам и структуре с Восточно-Африканской [Куликов и др., 1972; Афанасьев, 1977], также характеризуется излияниями щелочных и толеитовых базальтов, пирокластов и кислых лав. Для базальтов и кислых лав предполагаются независимые очаги в мантии и коре [Милановский, 1972]. В приведенных примерах раскрытие не пошло далее стадии Эфиопского рифта, соответственно толеиты не получили преобладающего развития.

Рассмотренные данные достаточно четко показывают, что состав и объем рифтовых вулкаников зависят от масштаба раздвижения и скорости раскрытия рифта.

Если исходить из наиболее общепринятой схемы, связывающей состав выплавки с давлением (глубиной), то можно говорить о постепенном приближении области частичного плавления к поверхности [Грин, Рингвуд, 1972; Green, 1970; 1973; Горшков, 1974; Gass, 1970a, b]. Предполагается, что на глубинах 35—70 км, в зависимости от объема частичного плавления, формируется спектр магм от щелочного оливинового базальта до обогащенного оливином толеита (стадия Эфиопского и Кенийского рифтов с переходом к Афару), на глубинах 35—15 км образуется расплав, отвечающий оливиновому толеиту с высоким содержанием глинозема (Красноморский рифт), а на глубинах менее 15 км происходит выплавка пересыщенных толеитов (по-видимому, в природе редкий случай).

В соответствии с моделью, рассмотренной в главе VI, приближение области плавления (линзы аномальной мантии) к поверхности связано с постепенным утонением коры в условиях растяжения. Если в ходе континентального рифтогенеза кора, как было показано, утоняется в 2—2,5 раза, то глубина залегания кровли линзы аномальной мантии должна меняться от 30—40 до 20—15 км, что примерно соответствует приведенной схеме образования базальтовых выплавов различного состава.

Следует подчеркнуть, что по мере приближения области плавления к поверхности и увеличения проницаемости рифтовой зоны роль процессов кристаллизационной дифференциации снижается и к поверхности поступают расплавы все более близкие к первичным выплавкам.

Исключение составляют меланократовые выплавки повышенной щелочности, как калиевого, так и натриевого рядов, образование которых происходит, по-видимому, на глубинах около 100 или более километров [Грин, Рингвуд, 1972]. Очевидно, в этом случае мы имеем дело с непосредственным поступлением небольших порций расплава из кровли выступа астеносферы, а не из линзы аномальной мантии в основании коры. Выход таких расплавов на поверхность — довольно редкое явление — обусловлен наличием в литосфере древних зон слабости, например, древних зон разломов, пронизывавших литосферу на всю ее мощность. Излияния ультращелочных пород по предложенной схеме возможно только до образования линзы аномальной мантии (см. рис. 94), т.е. на самой начальной стадии рифтогенеза.

Рассмотренная выше схема эволюции рифтового магматизма является, разумеется, идеализированной. В реальности последовательность магматических

Т а б л и ц а 6. Характеристика трапповых провинций

Трапповая провинция	Площадь, км <sup>2</sup>	Объем магматических пород, км <sup>3</sup>	Состав	Периоды магматической активности (абс. возраст млн лет)	Тектонический режим перед началом и во время вулканизма
Эфиопская	500 000	500 000	Толелиты, базальты переходного типа, на заключительной стадии — щелочные базальты. Большие объемы риолитов	55—50 40—20 (главный)	Выравнивание, образование пенеппена, погружение
Карру	Около 2 000 000	400 000 (возможно более)	Толелиты, на поздних стадиях — щелочные базальты и базальтоиды. Большие объемы риолитов	200—160 160—140	Погружения, формирование структур типа синеклиз
Бассейн р. Парана	1 200 000	600 000	Толелиты с подчиненными щелочными базальтами и базальтоидами. Малые объемы риолитов	150—120	Выравнивание, образование пенеппена, погружение
Декан, Индия, Мадагаскар, Сейшельские острова	512 000	780 000	Толелиты с подчиненными щелочными базальтами и базальтоидами. Малые объемы риолитов	105—95 60—40 (главный)	Выравнивание, образование пенеппена, погружение
Тунгусский Бассейн	Около 1 000 000 (Только лавовые поля. Площадь развития интрузивных траппов в 2—2,5 раза больше)		Толелиты. Малые объемы щелочных пород ("дифференцированные траппы")	240—230 230—215 (главный)	Погружение, формирование структур типа синеклиз

проявлений может быть неполной, а иногда и обратной. Наибольшие трудности представляет объяснение условий образования платобазальтов (траппов).

Как известно, траппы приурочены к внутренним частям континентов и принадлежат к наиболее мощным проявлениям внутриплитового магматизма. В трапповых полях сосредоточены огромные объемы вулканических и субвулканических пород, преимущественно базальтов и долеритов. Характеристики различных трапповых провинций приведены в табл. 6. Все они характеризуются объемами вулкаников от 400 000 до 1 000 000 км<sup>3</sup> и более или менее изометричной формой ареалов вулканизма. Обычно доминируют толелитовые базальты, а процессы дифференциации проявлены слабо и локально. Таковы траппы Сибири и Декана. В других трапповых провинциях очень существенную роль играют щелочные базальты и дифференциаты повышенной щелочности, появляющиеся на ранних и в основном на заключительных стадиях магматической активности. Такова, например, ситуация в трапповой провинции Карру [Cleverly, Bristow, 1979], наиболее близко напоминающей Эфиопскую. В некоторых случаях щелочные породы тяготеют к периферии ареала, тогда как в центральной его части доминируют толелиты [бассейн р. Парана — Луичский, 1978]. Также неравномерно распределены кислые породы — преимущественно щелочные риолиты. Наиболее развиты они в трапповой провинции Карру, более редко встречаются риолиты в бассейне Параны и в Декане, а в сибирских траппах и траппах Феррар Антарктиды они практически отсут-

ствуют. Несмотря на существенные петрологические различия [Кутолин, 1972], несомненным остается общность всех трапповых провинций, заключающаяся в массовом распространении толеитовых базальтов континентального типа.

В прошлом платобазальты Восточной Африки и Йемена рассматривались как специфические образования, присущие зонам "активизации" или рифтовым зонам и отличающиеся от траппов щелочным составом [Gass, 1970a, b; Mohr, 1971b]. В то же время уже в прошлом веке отмечалось их сходство с траппами, в частности с траппами Декана [Blanford, 1870]. Это сходство стало очевидным после установления толеитовой (или переходной) природы большей части базальтов Эфиопского плато. Наиболее близкое сходство с Эфиопскими обнаруживают платобазальты Карру, что подчеркивается также их ассоциацией с ограниченными объемами щелочных риолитов.

Нетрудно установить также историко-геологическую общность условий образования ареалов траппового магматизма. Во всех случаях их формирование совпадает с эпохами раскола континентальных массивов. При этом максимального развития вулканизм достигает во время ранних стадий последнего.

Так, в Эфиопском ареале вулканизм начался по крайней мере за 50 млн лет до отделения Аравии от Африки, а широкая экспансия вулканизма совпадает с ранней фазой континентального рифтогенеза (конец эоцена — начало миоцена). В ареале Карру базальты начали изливаться около 200 млн лет назад (см. рис. 10), вулканизм продолжался и распространялся во время первоначального образования рифтов между Африкой и Антарктидой и Южной Америкой в эпоху 160—140 млн лет. Разделение Мадагаскара и Индии 80 млн лет назад предварялось изолиниями щелочных базальтов с возрастом 95—105 млн лет, известных как на острове, так и на субконтиненте [траппы Раджмахал — McDougal, McElhinny, 1970]. Главная фаза вулканизма приходится на период, последовавший за разделением Индии с Сейшельско-Маскаренским микроконтинентом около 65 млн лет назад (см. рис. 12).

В Восточной Сибири трапповый магматизм начался в перми, а наиболее мощное его развитие приходится на ранний триас [Лебедев, 1974], то есть на время образования триасовой системы рифтов в Западной Сибири. Относительно последней поле траппов занимает краевое положение.

Очевидно, и это особенно ясно из истории Эфиопского ареала, что излияния траппов связаны с ранними стадиями растяжения, предшествовавшими образованию линейных рифтовых систем и разъединению континентальных блоков. Вместе с тем по составу базальты трапповых ареалов относятся к толеитовому или переходному типу, а таким образом, не "вписываются" в установленную выше эволюционную схему (от щелочных разностей к толеитам). Другой важной особенностью является изометрическая (в плане) конфигурация трапповых ареалов, чередующихся по простиранию с участками почти лишенными вулканитов.

Делались попытки объяснить особенности траппового вулканизма связью с термальными аномалиями в мантии, а последние, в свою очередь, связать с восходящими мантийными потоками ("плюмажами"). [Morgan, 1972; Wilson, 1973]. Поскольку термальное воздействие плюмажа на быстро движущуюся плиту с мощной континентальной литосферой слабое [Birch, 1975; Parmentier et al., 1975], развитие вулканических ареалов и поднятий происходит в периоды замедления движения литосферной плиты [Burke, Dewey, 1973; Briden, Gass, 1974, и др.]. Такие замедления должны, очевидно, в первую очередь возникать в эпохи столкновения континентов. Ранее автором была предложена схема, согласно которой образование платовулканитов Кении и Эфиопии связывалось с двумя периодами замедления Африканской плиты над термальной аномалией в эоцене и раннем миоцене (рис. 99) [Kazmin, 1980a]. Согласно этой точке зрения, рифты, связанные с обширными полями платобазальтов,

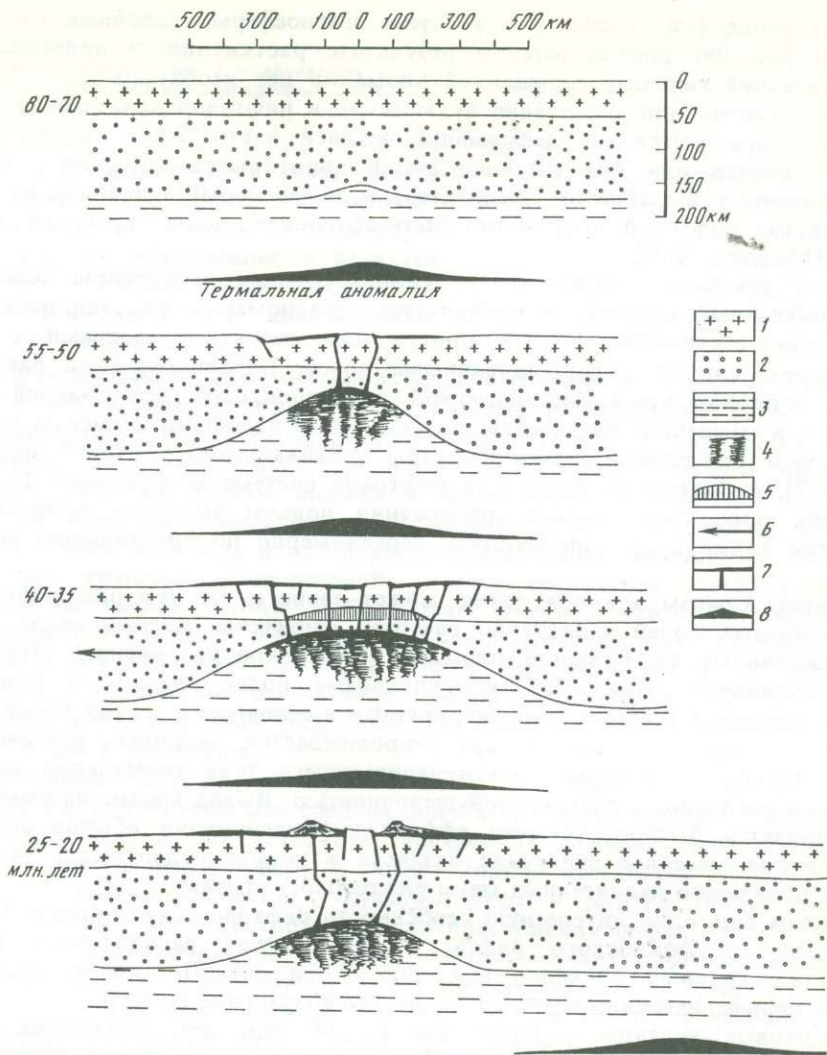


Рис. 99. Схема развития Эфиопского ареала платобазальтов в соответствии с гипотезой "горячей точки" [Kazmin, 1980a]. Замедление движения Африканской плиты началось 80 млн лет назад (начало столкновения Африки с Евразией). В это время сформировался крупный выступ астеносферы и начались излияния базальтов. По мере отодвигания плиты от термальной аномалии вулканизм затухает

1 — континентальная кора; 2 — мантия; 3 — астеносфера; 4 — область накопления аномальной мантии; 5 — область частичного плавления коры; 6 — направление движения плиты; 7 — дайки, покровы базальтов; 8 — термальная аномалия

развиваются в поле активности термальной аномалии, а остальные (большинство) являются результатом регионального растяжения.

Ясно, что такое деление является условным. Среди проявлений рифтового вулканизма можно выделить всю гамму переходов от обширных трапповых ареалов до малых полей. Рифты со слабым вулканизмом и явно "внешней" причиной растяжения (Байкал) по морфологии и глубинному строению идентичны рифтам, для которых предполагается связь с термальной аномалией, плюмажем (Кения, Эфиопия).

Можно предполагать, что специфические особенности траппового вулканизма обусловлены особенностями деформации континентальной литосферы. Как было

показано выше (см. главу VI), выступы астеносферы, подобные изображенному на рис. 99, формируются в результате растяжения, и привлекать для их образования гипотезу термальной аномалии нет необходимости. С другой стороны, наличие или отсутствие вулканизма в рифтовой зоне зависит скорее всего от того имеет ли деформация нижней части коры только пластический характер или она сопровождается приоткрытием трещин (например, вдоль древних зон слабости). Следовательно, интенсивный вулканизм на отдельных участках рифтовой зоны может быть обусловлен чисто структурными факторами [Мирлин, 1979].

Следует учитывать также, что на ранних стадиях рифтогенеза деформация носит рассеянный характер и проявляется неравномерно. Участки, испытавшие значительное растяжение, могут по простиранию сменяться участками со слабым растяжением или не деформированными вовсе. Неравномерность растяжения должна сопровождаться специфической внутриплитовой деформацией, реализующейся в смещениях по сдвигам, разделяющим отдельные сегменты рифтовой зоны. Такие поперечные сдвиги известны в Байкальской рифтовой зоне [Шерман, 1977], в Восточной Африке, в рифтовой системе Центральной Гондваны. Очевидно, при неравномерном растяжении подъем выступов астеносферы и вулканизм также будут происходить неравномерно по простиранию рифтовой зоны.

Наконец, химизм траппов также может зависеть от природы деформации. Для трапповых полей характерно развитие множества магмоподводящих трещин, рассеянных на большой площади (рассеянное растяжение). Этим трапповый вулканизм отличается от вулканизма более поздних этапов, когда магмоподводящие трещины концентрируются в основном в осевых зонах рифтов. Массовое развитие трещин в коре сопровождается, очевидно, резким снижением давления в пределах магмогенерирующего тела аномальной мантии и появлению расплавов с пониженной щелочностью. Вывод магмы на поверхность осуществляется быстро, так что эффект дифференциации обычно слабый. В то же время массовое внедрение базальта в кору в отдельных случаях приводит к появлению палингенных магм риолитового состава.

Отметим еще одну интересную особенность рифтового вулканизма. К западу и востоку от Эфиопского рифта, на его плечах располагается большое количество крупных вулканов (см. рис. 20 и 30). Последние могут быть названы периферическими и разделены на три возрастные группы:

1) щитовые вулканы с возрастом 13—14 млн лет, сложенные преимущественно щелочными базальтами. Примерами таких вулканов являются Мезез на западном и Джебель Саддале на восточном плечах рифта.

2) щитовой вулкан Арба Гугу, сложенный щелочными базальтами с возрастом 8—9 млн лет.

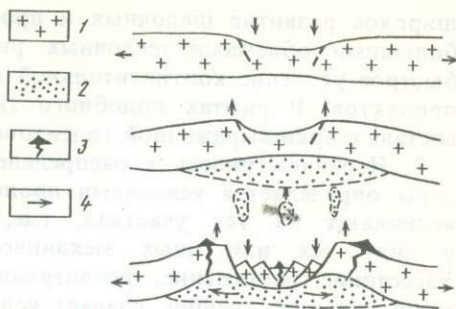
3) многочисленные щитовые вулканы, сложенные риолитами, трахитами и щелочными базальтами с возрастом 4,5—1,5 млн лет. К ним относятся вулканы Вачача, Эзер, Геш Мегал на западном и Чилало, Бада, Кака — на восточных плечах рифта. Расстояние вулканов от рифта колеблется от 10 до 60 км.

Нетрудно заметить, что периоды формирования периферических вулканов совпадают с эпохами крупных погружений дна рифта, следовавших за импульсами рифтогенеза (15, 10 и 4,5 млн лет). При этом с эпохой наибольших погружений (после 5—4,5 млн лет) совпадает максимальное развитие периферических вулканов. Аналогичная картина наблюдается и в Кенийском рифте. С погружением рифтовой долины, около 5—4,5 млн лет назад, связано заложение крупных щитовых вулканов Килиманджаро и Кения к востоку от нее [Логачев, 1977]. Впоследствии (0,7 млн лет назад) к востоку от рифта в районе Марсабита начались трещинные излияния базальтов. Продукты излияний

Рис. 100. Поднятие бортов рифта и образование периферических вулканитов

1 — континентальная кора; 2 — аномальная мантия; 3 — базальтовый вулкан и подводный канал; 4 — направление движения блоков

имеют более щелочной характер, чем в случае Эфиопского рифта, и варьируют от базальтов до фонолитов и нефелинитов. То, что образование и развитие вулканов на плечах рифта совпадает с эпохами погружения его дна, по-видимому, не случайно.



При опусканиях по сбросам происходит смыкание открытых трещин в дне рифта и его бортах, своеобразное "заклинивание" рифтовой зоны. В то же время начинается отток аномальной мантии из-под опускающегося блока и отжимание магмы в боковые трещины (рис. 100). В крупном масштабе с подобным явлением связан, возможно, миоценовый вулканизм на восточной периферии Красноморского рифта. В полосе от 100 до 350 км здесь развиты щелочные базальты и их дифференциаты, принадлежащие к нескольким возрастным группам: олигоценовой, нижнемиоценовой, среднемиоценовой, плиоцен-четвертичной [Brown, 1972]. Легко заметить, что эпохи базальтового вулканизма совпадают с эпохами погружения Красноморского рифта, причем в самом рифте вулканизм, за исключением плиоцен-четвертичной эпохи, был слабым или полностью отсутствовал. Излияния базальтов контролируются трещинами параллельными рифтовым разломам или ориентированными под острым углом к последним.

Аналогичные соотношения вулканизма и тектоники, но уже в меньшем масштабе были отмечены для грабена Эль-Габ в северо-западной Сибири [Казмин и др., 1964] и для некоторых внутренних грабенов центральной части Афара. В Центральном Афаре поражает полное отсутствие молодого вулканизма в глубоких грабенах (структуры рифт в рифте), таких, как Доби, Имунно, Гума. Грабены расположены на простирации рифта Азаль и, казалось бы, должны маркировать ось рифта с максимальным современным растяжением (см. рис. 40). На самом деле так, вероятно, и есть, но быстрые опускания по сбросам привели к закупорке разломов, в результате чего современный вулканизм идет в основном к северу от грабенов — в хребте Манда Инакир.

Одновременно с погружением дна и образованием периферических вулканов происходит воздымание плеч рифта. Это явление также можно объяснить в какой-то мере оттоком аномальной мантии в стороны, под бортовые уступы (см. рис. 100).

Заканчивая раздел, сформулируем наиболее существенные выводы.

1. В рифтовых структурах намечается направленное развитие вулканизма от ультращелочных продуктов к толеитовым базальтам (ультращелочные породы — щелочные базальты — слабощелочные базальты и щелочные риолиты — базальты переходного типа с более выраженным толеитовым характером — толеиты). Эта идеальная последовательность отвечает приближению к поверхности магмагенерирующей аномальной мантии и по мере утонения континентальной коры. Последнее, в свою очередь, зависит от общей величины и скорости раскрытия рифта — ведущих геодинамических факторов, определяющих характер эволюции рифтового вулканизма.

Для скоростей раскрытия менее 0,1 см/год характерно либо отсутствие вулканизма, либо ограниченные по объему излияния щелочных (до ультращелочных) основных лав. При скоростях от 0,1 до 0,5 см/год наблюдается

широкое развитие щелочных и промежуточных базальтов, сопровождающихся большими объемами щелочных риолитов. При скоростях более 1,0 см/год быстрое утонение континентальной коры ведет к снижению объема риолитовых продуктов. В рифтах подобного типа доминируют базальты промежуточного состава с ярко выраженной толеитовой тенденцией.

2. Неравномерность в распределении вулканитов по простиранию рифтовой зоны определяется условиями проницаемости. Ареалы траппового магматизма возникают на тех участках, где, помимо пластической деформации, кора в силу тех или иных механических причин интенсивно растрескивается. Рассеянное растяжение, реализующееся в образовании многочисленных магмоподводящих трещин, создает условия для появления магм толеитового типа уже на начальной стадии рифтогенеза.

Нельзя, однако, исключать и более сложную схему образования трапповых полей. Отмечено, в частности, что излияния траппов Деккана совпадают с двумя событиями: расколом между Индией и Сейшельским блоком и прохождением Индийского субконтинента над Маскаренской горячей точкой. Возможно, активность мантийного плюмажа с одной стороны способствовала расколу, с другой — вызвала исключительно мощное проявление базальтового вулканизма. Хотя природа горячих точек во многом остается не выясненной, само их существование представляется реальным: гипотеза горячих точек по-прежнему наилучшим образом объясняет происхождение вулканических цепей, типа Гавайско-Императорской, в океане.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### Общие закономерности эволюции континентальных рифтов

В главах I и II было показано, как происходит постепенное преобразование континентального рифта в океанский. От появления первых структур растяжения в земной коре до начала спрединга, т.е. до полного разрыва литосферы, рифтовые структуры проходят через несколько стадий, отражающих постепенное утонение континентальной коры и литосферы в целом. К ним относятся:

1. Образование неглубоких впадин с флексурными ограничениями или отдельных односторонних, реже двухсторонних грабенов. Раздвижение на этом этапе не превышает сотен метров или первых километров, континентальная кора почти не утонена.

2. Зарождение осевой зоны, ее усложнение и развитие. Раздвижение составляет 20—40 км, кора утоняется в 1,3—1,5 раза. Амплитуда вертикальных движений (воздымание бортов, погружение дна грабена) составляет 2—3 км.

3. Значительное (в два раза и более) утонение коры с образованием локальных раздвигов и структур рифт в рифте. Раздвижение достигает 80—100 км и более, амплитуда вертикальных движений — 4—5 км, в основном за счет погружения дна рифта. При дальнейшем утонении континентальной коры наступает ее разрыв и начинается разрастание новой океанской коры.

Практически всеми исследователями признается ведущая роль растяжения в формировании рифтов. Ранее обычно принималось, что величина растяжения или раздвижения в континентальных рифтах очень мала и не превышает первых километров [Белоусов и др., 1974; Милановский, 1976]. Такая трактовка позволяет считать раздвижение в рифтовых зонах чисто локальным явлением, протекающим по существу только в коре. Отсутствие сопряженных деформаций сжатия по соседству с рифтовыми зонами объясняется тем, что такие деформации просто слишком малы, чтобы быть заметными. Легко понять, какое значение приобретает оценка горизонтальных раздвижений в континентальных рифтах для выявления ведущего механизма их образования.

Как было показано в работе, раздвижения в рифтовых зонах достигают величины в десятки, сто, а в некоторых случаях и более километров. Совершенно ясно, что такие раздвижения уже не могут быть локальными с локальной же компенсацией растяжения сжатием, а должны связываться с относительными перемещениями крупных блоков литосферы, литосферных плит.

Было бы, очевидно, бессмысленно говорить о значительных относительных перемещениях литосферных плит и соответствующих раздвижениях в континентальных рифтовых зонах без объяснения того, как происходит утонение, вытягивание континентальной литосферы. В плане решения этой проблемы изучение таких структур, как Эфиопский рифт, Афар, Красное море, является ключевым. Именно наблюдения в этих рифтах привели к мысли о том, что утонение, по крайней мере верхней хрупкой части коры, осуществляется путем комбинации нескольких механизмов: смещения по крутопадающим сбросам,

вращения блоков, ограниченных сбросами, заполнения раздвиговых трещин базальтовым материалом [Morton, Black, 1975; Казьмин, 1975a]. Впоследствии было установлено, что тем же путем происходило утонение коры на начальных стадиях развития Аденского залива и Атлантического океана [Le Pichon, Sibuet, 1981; Cochran, 1981].

Как показали Кс. Ле Пишон и Ж.-К. Сибуэ, степень утонения хрупкой части коры и всей литосферы, по-видимому, одинакова. После "мгновенного" растяжения литосферы растянутый утоненный участок испытывает погружение, величина которого зависит от мощности и плотности коры, верхней мантии и астеносферы и ряда других величин.

Становится понятной природа больших опусканий в континентальных рифтовых зонах — они связаны со значительным утонением континентальной литосферы в процессе раздвижения литосферных плит.

Конечно, отмеченные механизмы утонения характерны только для верхней — хрупкой и тонкой части коры. На глубине свыше 8—10 км существование сбросов едва ли возможно. Происходит, очевидно, постепенная смена хрупкой деформации пластической с преобладанием вытягивания. Такое вытягивание стимулируется разогреванием вещества в результате интенсивного выноса тепла в рифтовой зоне.

Следует подчеркнуть, что в континентальных рифтовых зонах происходит вытягивание, утонение, но отнюдь не уничтожение континентальной литосферы. В этом плане неудачным представляется термин "деструкция коры", который часто употребляется в последнее время в применении к континентальным рифтам. Такой термин оставляет место для предположения, что в противоположность конструктивному процессу (наращивание литосферы) в континентальных рифтах происходит нечто обратное — деструктивный процесс или уничтожение континентальной литосферы. Очевидно, под "деструкцией" можно понимать только механическое разрушение — вытягивание, растрескивание континентальной литосферы, что соответствует английскому значению термина.

Эмпирические данные по Красному морю и Аденскому заливу показывают, что обычно разрыв континентальной коры наступает при ее вытягивании и соответственно утонении в два раза или несколько больше. При начальной ширине рифтов в 50—100 км полоса растянутой утоненной коры не должна превышать 100—200 км, а полосы такой коры в краевых частях океанов 50—100 км. В некоторых случаях за счет многократного образования сбросов и вращения блоков растяжение может быть, по-видимому, и большим, а ширина зон с утоненной корой может достигать 180—200 км.

Процесс протекает по иному на участках рифтовых зон с интенсивным вулканизмом. Как показывает пример Эфиопского рифта и Афара, раздвижение в таких участках компенсируется заполнением раздвиговых трещин базальтовым материалом, а сами раздвиги возникают в различных частях рифтового дна и не образуют единой зоны спрединга. По мере заполнения дайками такие раздвиги могут, очевидно, отмирать, новые раздвиги образуются в других местах и т.д. В целом, несомненно, идет уже процесс наращивания коры (конструктивный процесс), но в отличие от упорядоченного, симметричного спрединга срединно-океанских хребтов здесь следует говорить о диффузном или рассеянном спрединге. В настоящее время трудно сказать, до каких пределов может продолжаться рассеянный спрединг и при какой конечной ширине рифта наступает полный разрыв коры и разделение литосферных плит по всей длине рифтовой зоны. Можно лишь предполагать, что этот процесс играл значительную, если не ведущую роль в образовании окраинных зон молодых океанов.

Механизм рассеянного спрединга хорошо объясняет "океанские" геофизические характеристики коры в краевых частях океанских бассейнов. Еще в 1974—

1975 г. автором было высказано предположение, что насыщение континентальной коры базитовым материалом в условиях интенсивного растяжения приводит к изменению ее геофизических характеристик в сторону их сближения с океанскими. Материал, приведенный в работе, полностью подтверждает это предположение. В то же время становится ясным, насколько осторожно следует подходить к интерпретации магнитных аномалий в красевых зонах океанических бассейнов. Пример Афара, Красного моря и Аденского залива показывает, что такие аномалии, отличающиеся небольшой амплитудой и невыдержанностью по простиранию, связаны с процессом рассеянного спрединга и не могут коррелироваться со стандартной шкалой инверсий геомагнитного поля.

Процесс утонения континентальной литосферы до ее полного разрыва охватывает значительный промежуток времени. В случае Красного моря и Аденского залива от заложения континентальных рифтов до начала спрединга прошло соответственно 35 и 30 млн лет. Сходные и даже несколько большие интервалы времени протекли и от начала рифтообразования до начала спрединга в Атлантике. Скорости раздвижения в периоды, предшествовавшие разрыву, не превышают 0,3—0,5 см/год, что, по-видимому, отражает предельную скорость растягивания континентальной литосферы, обычно же скорости значительно меньше. Лишь в рифтах с интенсивным рассеянным спредингом (Афар) возможны большие, сравнимые с океанскими скорости раздвижения.

На самой ранней стадии рифтогенеза поверхностная деформация выражается в образовании простейших структур растяжения (сбросы, элементарные грабены), не связанных друг с другом и образующих как бы отдельные звенья будущей рифтовой системы. В Восточной Африке такого рода структуры наблюдаются в Эфиопии на северном продолжении рифтовой зоны озера Туркана. Цепочка разрозненных грабенов и сбросов (рифт Тана и др.) образует здесь как бы зародыш будущей крупной рифтовой зоны. Сходная картина наблюдается в Центральной Европе (система грабенов, включающая Рейнские) и в Байкальском регионе. На следующей стадии развития происходит объединение разрозненных сегментов в единую систему, и важную роль в этом играют поперечные нарушения — трансформные разломы. На примере Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем видно, как отдельные рифтовые зоны соединяются трансформными разломами, наследующими древние нарушения в фундаменте рифта.

Постоянная приуроченность трансформных разломов в континентальных рифтах к древним трещинам (ТР первого типа) связана, очевидно, с тем, что образование сколовых трещин в мощной континентальной литосфере крайне затруднено и происходит только по наиболее "удобно" ориентированным зонам слабости. При изменении направления относительного перемещения литосферных плит происходит не перестройка системы ТР, а образование вдоль них небольших раздвигов и зон сжатия.

В континентальных рифтах с корой, утоненной на 25% и более (Эфиопский рифт), происходит образование осевой зоны — прообраза будущего спредингового центра. Так же как в океанах, геометрия осевых зон определяется кинематикой относительного движения плит, в первую очередь направлением раздвижения по отношению к геометрической оси рифта. При косом направлении раздвижения возникает кулисное строение осевой зоны, причем упорядоченное расположение кулис только с левым или только с правым смещением определяется сдвиговой компонентой в относительном перемещении плит. Это позволяет рассматривать кулисные отрезки осевой зоны как Риделевы трещины.

Образование кулисной осевой зоны приводит к возникновению новообразованных трансформных разломов (ТР второго типа). Последние получают

достаточно четкое выражение лишь в океанской или сильно утоненной континентальной литосфере, тогда как в мощной континентальной литосфере их образование, по-видимому, невозможно. Изучение трансформных разломов и осевых зон показывает, что основные элементы будущего океанского рифта зарождаются еще на континентальной стадии развития.

### Пространственные и временные особенности развития рифтовых структур

При взгляде на карту Африкано-Аравийской рифтовой системы бросается в глаза широкое площадное распространение различно ориентированных рифтовых структур. Область их развития охватывает восточную часть африканского континента. Если добавить к этому, что очаги сейсмичности расположены зачастую далеко за пределами четко выраженных рифтовых зон, то станет ясно, что процессом рифтообразования охвачена значительная часть Африки. Помимо сейсмичности, этот процесс находит четкое выражение в широком развитии щелочного вулканизма, особенно характерного для северной части континента. Поля молодых вулканитов контролируются зонами древних разломов, претерпевших омоложение в условиях растяжения и поэтому ставших проницаемыми для магматических расплавов.

Раздробление африканского континента началось еще в позднем палеозое и является частью и продолжением более грандиозного процесса — раскола суперконтинента Гондваны. Раскол начался с образования систем континентальных рифтов, крупнейшие из которых превратились затем в молодые океаны. Хорошим примером служит рифтовая система Центральной Гондваны, реконструкции которой посвящена первая глава работы. В раннем мезозое рифтообразование охватило и Лавразию. Можно говорить, таким образом, об одновременном или почти одновременном проявлении процесса раскалывания и раздробления континентальной литосферы на огромной площади. Сам по себе этот факт наводит на мысль о региональной, возможно глобальной причине рифтогенеза. Иными словами, можно обоснованно предположить, что рифтогенез не связан с какими-то местными причинами, а обусловлен растяжением обширных областей земной поверхности.

Высказанное предположение существенно отличается от традиционной точки зрения, по которой рифтообразование обусловлено действием локального глубинного механизма: подъемом астенолита или мантийного диапира, восходящей ветви конвекции и т.д. Аргументы в пользу таких представлений в основном сводятся к следующему:

1. Образованию рифтов предшествует развитие сводового поднятия, отражающее подъем глубинного материала или разуплотнение этого материала на участке повышенного теплового потока. Крупные мантийные неоднородности, выявленные под рифтовыми зонами, главным образом по сейсмологическим данным, являются результатом всплывания плюмажа, диапира и т.д.

2. Неоднократное проявление магматизма, главным образом щелочного в области будущего рифтообразования, говорит о длительном глубинном воздействии на данный участок литосферы.

Е.Е. Милановским было доказано существование рифтов, не связанных со сводами (щелевые рифты) [Милановский, 1970, 1972, и др.]. В настоящей работе была сделана попытка показать, что в большинстве случаев сводовые поднятия возникают не до, а во время развития рифтов. Рифтовые зоны Красного моря и Аденского залива в момент своего возникновения представляли собой неглубокие впадины, располагавшиеся практически на уровне моря, а интенсивное воздымание бортовых уступов с образованием "полусводов" началось 10—15 млн лет спустя. Поднятие Эфиопского свода также происходило одновременно с погружением рифтовой впадины. Логично связы-

вать рост свода с образованием линзы, сложенной породами аномальной мантии. В свою очередь, такая линза и выступ астеносферы ("мантийная неоднородность") образуются, как это было показано в главе VI, в результате растяжения континентальной литосферы, а не являются причиной последнего.

Наличие или отсутствие поднятий в рифтовой зоне зависит, скорее всего, от условий ее раскрытия. При свободном раздвижении континентальных фрагментов (распад Пангеи в раннем мезозое) утонение континентальной литосферы не сопровождается образованием поднятий. Последние, наоборот, характерны для рифтов, развивающихся в условиях столкновения континентов (кайнозойские рифты). При этом раздвижения осуществляются в виде редких импульсов, а в промежутках между ними накопление аномальной мантии в подошве коры приводит к изостатическому поднятию.

Можно, по-видимому, говорить о пространственной связи рифтогенеза с областями устойчивого длительного поднятия континентального масштаба (хороший пример — высокое стояние всего африканского континента в кайнозое), но такие поднятия вряд ли могут иметь прямое отношение к развитию индивидуальных рифтовых зон.

Второй аргумент также не является убедительным. Любое подновление, приоткрытие глубинных разломов в областях регионального растяжения должно сопровождаться проявлениями "рифтового" вулканизма, обусловленного подъемом мантийного вещества в зону разлома. В этом плане особенно показательна связь эпох магматизма в зонах внутриплитовых разломов с эпохами образования крупных рифтовых систем. Приходится признать, что убедительных свидетельств связи рифтов с локальными глубинными структурами в мантии нет.

Не менее важны для правильного понимания проблемы данные о соотношениях рифтовых структур с дорифтовым основанием. В главе V было показано, что существует лишь очень общая приуроченность молодых рифтов к зонам "слабости" в литосфере — древним зонам конвергенции и трансформным границам литосферных плит. Значительно более тесная связь существует между рифтовыми и в особенности трансформными разломами и сеткой древних разрывных нарушений. В этом случае, как правило, наблюдается прямое наследование.

Совокупность приведенных доводов позволяет рассматривать рифты как линейные зоны деформации в литосфере, возникающие в поле региональных растягивающих напряжений. При этом положение отдельных зон определяется не глубинными причинами, а неоднородностью субстрата.

Что же может являться причиной растяжений, вызывающих образование рифтов? В настоящее время существует, пожалуй, два возможных ответа на этот вопрос: глобальная конвекция в мантии или расширение Земли.

Гипотеза расширения Земли, скорее всего в форме пульсаций, обсуждалась в 1981 г. на Всесоюзном совещании, посвященном этой проблеме. Как показали результаты дискуссии, крупное расширение Земли маловероятно в силу ряда физических причин и конкретные доказательства такого расширения практически отсутствуют. Небольшое расширение (увеличение радиуса Земли на 6—10% на 250—300 млн лет) за счет фазовых переходов в мантии или некоторого разуплотнения мантийного материала, вероятно, возможно, но оно совершенно недостаточно для объяснения такого явления, как мезозойское—кайнозойское расширение океанского дна [Van Diggelen, 1976]. Гипотезы расширения или пульсаций [Милановский, 1980] не объясняют хорошо установленной одновременности расширения рифтовых зон с поглощением литосферы и сжатием. Не раз отмечалось, что фазы раскрытия рифтов Африкано-Аравийской системы за последние 40 млн лет совпадают с фазами сокращения поверхности и сжатия в Альпийском поясе Евразии. Как показывают палеогеодинамичес-

кие реконструкции [Зоненшайн и др., 1979; Зоненшайн и др., 1984], раскол Пангеи и образование молодых океанов сопровождалось "закрытием" океана Тетис. Также сопряженными были явления спрединга и субдукции в палеозое. Сопряженность "расширения" и "сокращения" подтверждается практически всеми данными по современной и палеогеодинамике [Ле Пишон и др., 1977, Minster, Jordan, 1978, и др.].

С другой стороны, большинство геофизиков признает реальность конвективных течений в мантии. Только конвекция, очевидно, способна приводить в движение литосферные плиты. Хотя о форме мантийной конвекции существуют различные, иногда взаимоисключающие мнения, общепризнанным является, пожалуй, то, что горизонтальный поток вещества (горизонтальная ветвь или ветви конвективных ячеек) приурочены к астеносфере, обладающей пониженной вязкостью. При этом напряжения, создаваемые в литосфере астеносферными течениями за счет вязкого трения, превосходят на порядок прочность литосферы [соответственно  $5 \times 10^8$  и  $5 \times 10^7$  дин/см<sup>2</sup> — Сорохтин, 1973б, 1974]. Следовательно, раскол литосферы (образование рифтов) может быть обусловлен конвективными потоками в мантии. В этом плане интересно отметить, что область наиболее интенсивного кайнозойского рифтогенеза на континентах (Восточная Африка) совпадает, по О.Г. Сорохтину, с одной из двух существующих в настоящее время восходящих ветвей конвективных течений. С этим, вероятно, связано не только интенсивное растрескивание Африканского континента, но и его поднятое (в сравнении со средними высотами других континентов) положение.

Очень важно понять, как протекает процесс рифтообразования. Данные, приведенные в работе, свидетельствуют об импульсном характере рифтогенеза в кайнозойских рифтах. Образование открытых трещин с большой амплитудой раздвига и вспышки трещинного вулканизма носят эпизодический характер с интервалами между эпизодами порядка первых сотен лет. Так, последняя вспышка трещинообразования и вулканизма произошла в Эфиопском рифте около 150 лет назад. В рифте Азаль в течение катастрофического землетрясения 1978 г. суммарное раздвижение составило 2,4 м. При средних скоростях раздвижения порядка 1,6 см/год (скорости для западной оконечности Аденского рифта; см.: Laughton et al. [1970]) следует предполагать, что во время землетрясения реализовалась амплитуда раздвижения, соответствующая 150 годам "непрерывного" спрединга! Скорее всего, подобные "вспышки" отвечают моментам релаксации напряжений, накапливавшихся в течение "спокойной" эпохи.

Периоды или эпохи импульсного (непрерывно-прерывистого) развития чередовались в Африкано-Аравийской рифтовой системе с более продолжительными периодами относительного покоя. Образование сбросов, воздымание бортов грабенов, проседание их дна, вспышки вулканизма как внутри рифта, так и на его плечах, происходили синхронно во всей рифтовой системе. Движения в течение таких эпох запечатлены в геологической летописи в виде угловых несогласий, резкой смене осадочных формаций, экспансии вулканизма и т.д. В Эфиопском, Красноморском и Аденском рифтах эпохи рифтогенеза надежно фиксируются на уровнях 40—35, 25—22, около 15, 10, 5—4 и 1,8—1,6 млн лет. По существу, те же импульсы с добавлением новейшего на уровне 0,7 млн лет выделяются и в других рифтах Восточной Африки [Логачев, 1977, и др.].

Импульсное развитие с большими промежутками времени между эпохами рифтогенеза характерно также для Байкальской и Рейнской рифтовых зон. В отличие от кайнозойских рифтов, мезозойские рифты раскрывались быстрее и более непрерывно, скорее всего, в ходе частых следовавших друг за другом мелких импульсов (непрерывно-прерывистый процесс). Такое раскрытие,

очевидно, характерно для распада Пангеи и свободного "расплывания" ее фрагментов.

В то же время и в мезозойских рифтовых зонах можно выделить периоды усиления тектонической активности, когда усиливался темп раздвижений, погружений или наблюдался переход к качественно новому этапу развития (например — от континентальной стадии к океанской), были обычны перестройки конфигурации рифтовых систем. Эпохи рифтогенеза с возрастом 300—290, 205—200, 190—180, 160—150 млн лет фиксируются, например, в рифтовой системе Центральной Гондваны. Анализ материалов по различным рифтовым системам, как континентальным, так и океанским показывает, что отдельные крупнейшие эпохи движений в рифтах имеют глобальный характер [Казьмин, 1975в]. За последние 300 млн лет крупнейшие эпохи датируются 300—290, 205—200, 160—150, 120—110, 80—75, 40—35 и 5—0 млн лет. Таким образом, по крайней мере для последних 200 млн лет, намечается периодическое, с интервалом в среднем около 40 млн лет, усиление тектонической активности в рифтах. Следует отметить, что эпохи усиления раздвижений в одних рифтовых зонах совпадают с замедлением или даже прекращением развития в других. Таким образом, можно говорить только о синхронности, но не об однозначности движений.

Синхронность движений в рифтовых зонах хорошо объясняется взаимосвязанностью движений в глобальной системе литосферных плит — крупнейшие перестройки в движении плит должны проявляться во всех рифтах и зонах поглощения. В грандиозном масштабе такая взаимосвязанность проявилась, например, в конце эоцена — начале олигоцена, когда после столкновения Индии с Евразией и перекрытия Восточно-Тихоокеанского поднятия континентом Северной Америки произошла существенная перестройка мировой рифтовой системы [Зоненшайн и др., 1979] и, в частности, началось развитие всех крупнейших континентальных рифтовых систем кайнозоя.

Перестройки, изменения в направлении относительных перемещений, неизбежные в сложном ансамбле литосферных плит, хорошо объясняют и различия в судьбе отдельных рифтовых зон. В то время как одни рифты проходят полный цикл от зарождения до зрелой океанской стадии (Атлантика, Аденский рифт), другие прекращают свое развитие на ранней стадии (Рейнский грабен, авлакогены Русской плиты, триасовые рифты Западной Сибири и др.), а затем иногда подновляются и возрождаются после длительного периода покоя. Обычны, наконец, случаи инверсии, смены растяжения сжатием (Дамарский и Пальмирский авлакогены и др.). Поскольку развитие рифтовой зоны целиком определяется характером относительных перемещений литосферных плит, изменение в направлении относительного перемещения может прервать развитие на любом уровне эволюции и, в некоторых случаях, вызвать инверсию.

Значительно труднее объяснить правильную периодичность эпох рифтогенеза, или, в общем, эпох тектогенеза. Из-за недостаточной точности корреляции геологических событий многое в этом вопросе остается неясным, но, по-видимому, существование периодических усилений тектонической активности каждые 35—45 млн лет — реально. Помимо событий в рифтовых зонах [Казьмин, 1975в] такая периодичность подчеркивается пиками на кривой тектонической активности, отражающей важнейшие геологические события: проявления складчатости и орогенеза, интрузивного и эффузивного магматизма, максимумы трансгрессий и регрессий [Лунгерсгаузен, 1963]. Интересно, что многие из важнейших тектонических эпох сопровождались резкими изменениями климата, обычно в сторону его похолодания, быстрыми изменениями состава флоры и фауны. Что заставляет литосферные плиты убыстрять свое движение или изменять его направление через правильные промежутки времени,

остается неясным. Во всяком случае, нельзя пока исключить возможность наложения какого-то ритмичного механизма (например, периодического ускорения или замедления вращения Земли) на движение плит под действием конвективных потоков.

### Проблемы рифтового и внутриплитового магматизма

Анализ материалов по континентальным рифтовым зонам и в первую очередь по рифтовым зонам Африкано-Аравийской системы подтверждает давно установленную [Gass, 1970a, b и др.] общую направленность эволюции рифтового магматизма от пород повышенной щелочности к толеитовым базальтам. Новые данные позволяют уточнить характер связи между структурной и магматической эволюцией. В первом приближении можно утверждать, что развитие рифтового магматизма зависит от скорости раскрытия рифтов и общей величины раздвижения в рифтовой зоне. Эмпирические данные позволяют разделить континентальные рифты на три группы со скоростями раздвижения менее 0,1; от 0,1 до 0,5 и более 0,5 см/год. Соответственно, для первой группы характерно либо отсутствие магматических проявлений, либо небольшие объемы пород повышенной щелочности. Вторая группа характеризуется развитием щелочных базальтов и трахитов, с переходами к слабощелочным разновидностям. Наконец, в рифтах третьей группы преобладают базальты переходного типа с уклоном в сторону толеитовых разновидностей. На следующей стадии развития происходит разделение литосферных плит, начинается образование новой коры, сложенной в основном низкокальциевыми "океанскими" толеитами.

Снижение щелочности базальтов по мере нарастания раздвижения в рифтовой зоне хорошо объясняется моделью, согласно которой глубина залегания линзы аномальной мантии (источника расплава) постепенно уменьшается в ходе растягивания и утонения континентальной коры.

Отделение расплава на разной глубине при постепенно снижающемся давлении ведет к появлению все более обедненных щелочами магм. При этом скорость и величина подъема магмагенерирующего тела, а следовательно, и состав магм регулируются, соответственно, общей величиной и скоростью раздвижения. Это же факторы определяют степень проницаемости верхней части литосферы для образовавшихся магм.

Весьма важной и пока не решенной остается проблема происхождения щелочных риолитов. Геологические данные говорят о коровом происхождении этих пород. Об этом говорят обычно наблюдаемое отсутствие переходов между базальтами и риолитами, приуроченность риолитов к рифтам со значительной мощностью континентальной коры (около 30 км) и в то же время с относительно высокой скоростью раздвижения (0,3—0,5 см/год), концентрация риолитов в области вероятного термального пика над апикальной частью мантийного выступа, последовательность извержений, по которой основной объем риолитов изливается после массовой интрузии и экструзии базальтов. В то же время изотопные соотношения и прежде всего отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также другие геохимические параметры указывают, скорее, на мантийный источник риолитов.

К рассмотренным проблемам близка проблема внутриплитового магматизма. Магматические проявления, относящиеся к различным эпохам фанерозоя и широко распространенные в Африке и на других континентах, сходны по составу с вулканитами медленно расширяющихся континентальных рифтов и, скорее всего, имеют с ними одинаковую природу. При региональных растяжениях древние глубинные разломы периодически приоткрываются, и геодинамические условия в них оказываются сходными с рифтовыми. Поскольку величина раздвижения очень мала, происходит лишь небольшое внедрение мантийного

материала в зону раздвига, притом на больших глубинах. Плавление на большой глубине определяет преобладающий щелочной состав вулканитов.

Особой разновидностью вулканитов, связанных с начальными стадиями раскола континентов, являются траппы. Хотя в момент излияния платобазальтов континентальная кора остается слабо утоненной, базальты характеризуются толеитовым или "промежуточным" составом. В рифтовых зонах такие базальты появляются лишь после значительного (двухкратного и более) утонения коры, накануне ее разрыва. На заключительных стадиях вулканической деятельности в платобазальтовых ареалах распространены щелочные породы, иногда в значительном объеме. Громадный объем магматических пород в платобазальтовых ареалах (сотни тысяч кубических километров) несоизмерим с объемом внутририфтовых вулканитов (тысячи, первые десятки тысяч кубических километров).

Специфика траппового вулканизма объясняется, вероятно, характером деформаций, возникающих при растяжении континентальной литосферы. На ранних этапах растяжение носит рассеянный характер с рассредоточением деформации в зонах шириной в сотни километров. Лишь позднее растяжение концентрируется в отдельных грабенах.

Если растяжение в коре реализуется только в виде пластической деформации (вытягивание, образование "шейки"), то подкоровая магмагенерирующая область (линза аномальной мантии) оказывается экранированной и вулканизм в таких рифтовых зонах отсутствует.

Чаще, однако, картина бывает иной: растяжение сопровождается приоткрытием зон проницаемости, соответствующих, скорее всего, древним разрывам. При этом, в зависимости от количества и степени проницаемости таких зон, на поверхности будут наблюдаться вулканопоявления различного масштаба. Трапповые ареалы по такой схеме приурочены к участкам рассеянного растяжения с большим количеством подводющих трещин, пересекающих кору на всю ее мощность.

В предшествующих разделах было показано, что на ранней стадии рифтогенеза деформация проявляется неравномерно вдоль рифтовой зоны. Участки с широким площадным развитием растяжения сменяются по простиранию слабо нарушенными участками или такими, где растяжение концентрируется в отдельных грабенах. Участки с различной по масштабу деформацией разделены зонами поперечных сдвигов.

Поскольку растяжение определяет пассивный подъем астеносферы, неравномерность деформации приводит к неравномерности такого подъема, локализации отдельных выступов, а следовательно, и к неравномерному распределению вулканитов по простиранию рифтовой зоны.

Раскрытие многочисленных магмоподводящих трещин, характерное для трапповых ареалов, приводит к снижению давления в подкоровой магмагенерирующей области, что, в свою очередь, обуславливает появление большого объема толеитового расплава.

## ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. N 4. С. 58—73.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Афанасьев Ю.Т. Система рифтов Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 101 с.
- Баженова Г.Н. Особенности внутриконтинентального базитового магматизма//Основные этапы тектонического развития и эффузивный трапповый магматизм Тунгусской синеклизы. М., 1980. С. 141—165.
- Бедерке Е. Развитие европейских рифтов// Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 128—131.
- Белоусов В.В., Шейнманн Ю.М. Мировая система больших грабенов//Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 7—39.
- Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. В 3 т. М.: Наука, 1974.
- Берк К. Эволюция континентальных рифтовых систем в свете тектоники плит//Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 185—205.
- Божко Н.А. Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 33—40.
- Бурек П. Влияние процессов раздвигания морского дна в Аденском заливе и Красном море на структуру Аравийского щита//Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 26—37.
- Буртман В.С. Проблема формирования Памир-Пенджабского синтаксиса//Геотектоника, 1982. N 5. С. 56—63.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Ружнецев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения//Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Валеев Р.Н. Восточно-Европейская платформа//Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 48—67.
- Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводимость океанов и континентов. М.: Наука, 1983. 88 с.
- Вишневский А.Н., Кривцов А.И., Развалев А.В. Тектоника докембрия обрамления Красного моря//Геотектоника, 1975. N 1. С. 73—86.
- Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 413 с.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм//Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
- Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозое//Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР. 1981. С. 134—176.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм//Земная кора и верхняя мантия/Под ред. П. Харта. М.: Мир, 1972. С. 427—434.
- Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М.: Изд-во иностр. лит. 1959. 123 с.
- Долгинов Е.А. Главные черты строения и развития Красноморско-Мозамбикского пояса//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, N 1. С. 101—116.
- Долгинов Е.А. Докембрийская история материков и глобальный тектогенез//Итоги науки и тех. Сер. общ. геол. М., 1982. Т. 15. 134 с.
- Долгинов Е.А., Поникаров В.П., Развалев А.В. Ранние стадии развития зон рифтогенеза: (На примере Африкано-Аравийского рифтового пояса)//Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 84—85.
- Долгинов Е.А., Поникаров В.П. О древних структурных связях Мадагаскара с Африкой//Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. N 2. С. 77—84.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии//Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 157—203.
- Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш.//Геотектоника. 1981. N 2. С. 3—22.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В., Городницкий А.М. Палеозойские океаны — попытка абсолютных реконструкций//27-й Межд. Геол. Конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 35—45.
- Зорин Ю.А. Механизм образования Байкаль-

ской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 36—41.

*Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А.* Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.

*Иванов С.Н.* Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов//Междунар. геол. конгр., Париж, 1980. 26-я сес.: Докл. сов. геологов. Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980. С. 45—52.

*Исаев Е.Н., Развалев А.В.* О соотношении рифтогенного и дорифтового структурных планов: (На примере Краснояр. рифта)//Геотектоника. 1977. N 2. С. 39—52.

*Казьмин В.Г.* О некоторых особенностях рифтогенеза: (На примере развития Краснояр., Аден. и Эфиоп. рифтов)//Там же. 1974. N 6. С. 3—14.

*Казьмин В.Г.* Структурная эволюция рифтов Красноярско-Аденского региона//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975а. Т. 50(3). С. 116—128.

*Казьмин В.Г.* Особенности геодинамического развития Африкано-Аравийской рифтовой системы//Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975б. С. 81—84.

*Казьмин В.Г.* Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур//Геология и геофизика. 1975в. N 9. С. 3—12.

*Казьмин В.Г.* О пермо-триасовой рифтовой системе Центральной Гондваны//Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, 1976а. С. 121—145.

*Казьмин В.Г.* Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы//Геотектоника, 1976б. N 6. С. 58—71.

*Казьмин В.Г.* О ранних стадиях развития трансформных разломов//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. N 6. С. 41—50.

*Казьмин В.Г.* Два типа раскола континента//Геотектоника. 1984. N 2. С. 23—36.

*Казьмин В.Г., Михайлов И.А., Шатский В.Н.* Рифтовые структуры Северо-Западной Сибири//Сов. геология. 1964. N 6. С. 38—48.

*Казьмин В.Г., Кочемасов Г.Г.* Верхнеплиоценовые щелочные интрузии Эфиопии//Вопросы геологии и металлогении Восточной Африки. М., 1976. С. 155—162.

*Казьмин В.Г., Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вержбицкая А.И.* Мгновенная кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы//27-й Межд. геол. конгр.: Тез. докл. М., 1984. Т. 9, ч. 1. С. 69.

*Казьмин В.Г., Сухоруков Ю.Т.* Щелочной магматизм Эфиопского плато//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 1. С. 47—58.

*Карасик А.М., Рождественский С.С., Донец Е.Г.* Структуры аномального магнитного поля и геометрия разрастания гребня хребта Мона в Норвежско-Гренландском море//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. N 2. С. 60—74.

*Книппер А.Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса//Геотектоника. 1978. N 2. С. 50—66.

*Козеренко В.Н., Ларцев В.С.* Геология и полезные ископаемые Сомалийской Демократической Республики//Вопросы геологии и металлогении Восточной Африки. М., 1976. С. 6—117.

*Козеренко В.Н., Ларцев В.С.* Происхождение и развитие Аденской рифтовой зоны в свете данных о строении ее южного борта//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. N 5. С. 30—41.

*Кочемасов Г.Г., Казьмин В.Г.* Верхнеплиоценовские интрузии Западной и Южной Эфиопии и их связь с тектонической активизацией//Вопросы геологии и металлогении Восточной Африки. М., 1976. С. 146—154.

*Кропоткин П.Н.* Механизм движения земной коры//Геотектоника. 1967. N 5. С. 25—40.

*Куликов П.К., Белоусов А.П., Татынов А.А.* Западно-Сибирская триасовая рифтовая система//Там же. 1972. N 6. С. 79—87.

*Куно Х.* Платобазальты//Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 434—441.

*Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 189).

*Лаутон А.С.* Аденский залив: Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. С. 17.

*Лебедева В.М.* К вопросу о формировании трапповых впадин//Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск: Наука, 1974. С. 150—160. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 52).

*Ле Пишон К., Франшето Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 228 с.

*Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М., Зоненшайн Л.П.* Подводные геологические исследования в Индийском океане//Вестн. АН СССР. 1984. N 12. С. 89—98.

*Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны//Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72—101.

*Логачев Н.А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 182 с.

*Логачев Н.А., Флоренцов Н.А.* Байкальская система рифтовых долин//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19—29.

*Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Шерман С.И.* Геодинамика континентальных рифтов//Геология и геофизика. 1982. N 12. С. 13—21.

*Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Рогожина В.А.* Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации: (На примере Кенийс. и Байкал. рифтовых зон)//Геотектоника. 1983. N 2. С. 3—15.

*Лунгерсгаузен Г.Ф.* О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох//Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 132—165.

*Лучицкий И.В.* Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. 295 с.

*Лысак С.В., Дучков А.Д., Голубев В.А. и др.* Глубинный тепловой поток и температура земной коры Байкальского рифта//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 54—62.

- Мазарович О.А.* Геология девонских моласс. М.: Недра, 1976. 207 с.
- Милановский Е.Е.* Основные типы рифтовых зон материков//Вестн. МГУ. Сер. геол. 1970. N 2. С. 13—35.
- Милановский Е.Е.* Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития//Междунар. геол. конгр. 24-я сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 3. Тектоника. М.: Наука, 1972. С. 59—70.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. N 5. С. 51—71; 1975. N 5. С. 54—84.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 278 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 5—10.
- Милановский Е.Е.* Разломы рифтовых зон//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, N 1. С. 5—21.
- Милановский Е.Е.* Тектоническое развитие Земли в фанерозе в свете представлений о ее пульсациях и расширениях//Междунар. геол. конгр., Париж, 1980. 26-я сес.: Докл. сов. геологов. Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М., 1980. С. 15—25.
- Милановский Е.Е.* Эволюция рифтогенеза в истории Земли. 27-й Междунар. геол. конгр.: Доклады. М., 1984. Т. 7. С. 109—134.
- Мирлин Е.Г.* О природе "горячих точек"//Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, N 1. С. 181—185.
- Монин А.С., Мирлин Е.Г.* Океанологическая экспедиция на Байкале//Геолого-геофизические и подводные исследования озера "Байкал". М., 1979. С. 5—20.
- Монин А.С., Зоненшайн Л.П., Литвин В.М., Сорохтин О.Г.* О структуре Красноморского рифта//Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, N 5. С. 1198—1202.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—39.
- Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта//Там же. 1975. N 5. С. 3—17.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В.* и др. Сирия: Геология и полезные ископаемые. М.: Недра, 1969. 216 с.
- Пузырев Н.П., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П.* и др. Глубинное строение Байкальской и других континентальных рифтовых зон по сейсмическим данным//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 30—36.
- Развалев А.В.* Эндемические режимы, предшествующие рифтогенезу//Геотектоника, 1979. N 6. С. 32—41.
- Развалев А.В., Шахов Г.П.* Тектонические особенности размещения кольцевых интрузий Красноморской рифтовой зоны//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 52, N 2. С. 56—66.
- Рамберг И.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
- Рогожина В.А.* Область пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии//Очерки
- глубинной структуры Байкальского рифта/Под ред. Н.А. Флоренсова. Новосибирск: Наука, 1977. С. 29—48.
- Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
- Саид Р.* Геология Египта. М.: Мир, 1965. 275 с.
- Сорохтин О.Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит//Докл. АН СССР. 1973а. Т. 202, N 6. С. 1338—1341.
- Сорохтин О.Г.* Напряженное состояние и тектонические разломы в литосфере Земли//Там же. 1973б. Т. 212, N 4. С. 856—859.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В.* Западно-Сибирская плита//Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 133—141.
- Сурков В.С., Жеро О.Г.* Рифтовые системы Западной Сибири//Междунар. геол. конгр., Париж, 1980. 26-я сес.: Докл. сов. геологов. Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М., 1980. С. 134—138.
- Тарлинг Д., Тарлинг М.* Движущиеся материка. М.: Мир, 1973.
- Ушаков С.А.* Строение и развитие Земли//Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т. 1. М., 1974. 268 с.
- Флоренсов Н.А.* Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения//Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40—56.
- Шеменда А.И.* Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (По результатам физ. моделирования)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, N 2. С. 346—349.
- Шерман С.И.* Количественные параметры разломов как отражение общей закономерности деформации земной коры при рифтогенезе//Проблемы рифтогенеза. Иркутск. 1975а. С. 19—20.
- Шерман С.И.* Динамика развития разломов Байкальской рифтовой зоны//Там же. 1975б. С. 36—37.
- Шерман С.И.* Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и ее структурный анализ//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 89—99.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В.* и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 134 с.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7—18.
- Abbate E., Sagri M.* Dati e considerazioni sul margine orientale dell'altopiano etiopico nelle province del Tigris e del Wollo//Boll. Soc. geol. ital. 1969. Vol. 88. P. 489—497.
- Abbate E., Sagri M.* Structural control of the distribution of the volcanites of the Ethiopian and Somali plateaus//Geodynamics of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 1—2.
- Abdel-Gawad M.* Interpretation of satellite photo-

- graphs of the Red Sea and Gulf of Aden//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 23—40.
- Adami S., Bergouhan H., Fourquin C.* et al. The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses//Mém. Bur. rech. géol. et minières. 1980. N 115. P. 122—136.
- Aherner L.* Focal mechanism of earthquakes in the Rhine graben system//Geodynamics project. Progress report. Bonn, 1975. P. 21—23.
- Allan T.D.* Magnetic and gravity fields over the Red Sea//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 153—180.
- Almond D.C.* Structure and metamorphism of the basement complex of North-East Uganda//Overseas Geol. and Miner. Resour. 1969. Vol. 10. P. 146—163.
- Aronson J.L., Schmidt T.J., Walter R.C.* et al. New geochronologic and paleomagnetic data for the hominid-bearing Hadar formation of Ethiopia//Nature. 1977. Vol. 267. P. 323—327.
- Austin J.A. (jun.), Uchupi E.* Continental-oceanic crustal transition of Southwest Africa//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 9. P. 1328—1347.
- Azzaroli A.* On the evolution of the Gulf of Aden//Proc. 23rd Intern. Geol. Congr. Praha, 1968. Vol. 1. P. 125—134.
- Azzaroli A., Fois V.de.* Geological outlines of the northern end of the Horn of Africa//Intern. Geol. Congr. Rep. 22nd Sess. India, 1964. New Delhi, 1964. Pt 2. P. 293—313.
- Baker B.H.* The structural pattern of the Afro-Arabian rift system in relation to plate tectonics//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 383—391.
- Baker B.H., Mohr P.A., Williams L.A.* Geology of the eastern rift system of Africa//Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1972. Vol. 136. 67 p.
- Baker H., Lange K., Richter H.* Morphology of the Red Sea central graben between Subair Islands and Abul Kizaan//Geol. Jb. D. 1975. Bd. 13. S. 79—123.
- Baker P.E., Brosset R., Gass I.G., Neary C.R.* Jebel Al Abyad: A recent alkalic volcanic complex in Western Saudi Arabia//Lithos. 1973. Vol. 6. P. 291—313.
- Bakor A.R., Gass I.G., Neary C.R.* Jabal Al Wask, North-Western Saudi Arabia: an Eocambrian back-arc ophiolite//Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 30. P. 1—9.
- Bannert D.von, Brinckmann J., Käding K.Ch.* et al. Zur Geologie der Danakil-Senke (Nördliches Afar-Gebiet, NE-Athiopien)//Geol. Rdsch. 1970. Bd. 59, N 2. S. 409—443.
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G.* et al. Relations between tectonics and magmatology in the Northern Danakil Depression (Ethiopia)//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 293—311.
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G.* et al. Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations//J. Geol. 1972. Vol. 80. P. 720—729.
- Barberi F., Brotzu P., Morbidelli L.* et al. Trace elements and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the basic stratoid volcanism in the South-Eastern Ethiopian Plateau//Period. miner. 1976. N 1/3. P. 129—145.
- Barberi F., Capaldi G., Gasparini P.* et al. Miocene to Quaternary basalts of Jordan: a paleomagnetic geochronological and petrological study//Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 5.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Varet J.* Structural evolution of the Afar triple junction//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975a. N 1. P. 38—54.
- Barberi F., Santacroce R., Varet J.* Silicic peralkaline volcanic rocks of the Afar Depression (Ethiopia)//Bull. Volcanol. 1974. Vol. 28. P. 1—23.
- Barberi F., Santacroce R., Ferrara G.* et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia)//J. Petrol. 1975b. Vol. 16. P. 22—55.
- Barberi F., Varet J.* Recent volcanic units of Afar and their structural significance//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975a. P. 174—175.
- Barberi F., Varet J.* Nature of the Afar crust: a discussion//Ibid, 1975b. P. 375—378.
- Barron E.J., Harrison C.G., Hay W.W.* A revised reconstruction of the southern continents//Trans. Amer. Geophys. Union. 1978. Vol. 59, N 5. P. 436—449.
- Basahel A.N., Bahafzallah A., Jux U.* Age and structural setting of a Proto-Red Sea embayment//Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1982. N 8. S. 456—468.
- Beauchamp J.* La série sédimentaire en Ethiopie Centrale et Orientale//Rech. géol. Afr. 1977/1978. Vol. 4. P. 79—81.
- Beaumont Ch., Boutilier R., Keen Ch.E.* On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 70, N 3. P. 667—715.
- Beck R.H., Lehner P.* Oceans, new frontier in exploration//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975. Vol. 53. P. 376.
- Behle A., Makris J., Baier B., Delibasis N.* Salt thickness near Dallol (Ethiopia) from seismic reflection measurements and gravity data//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 156—167.
- Bellon H., Pouclet A.* Datations K—Ar des quelques laves du Rift-Quest de l'Afrique Centrale; implications sur l'évolution magmatique et structurale//Geol. Rdsch. 1980. Bd. 69. S. 49—62.
- Beltrandi M.D., Pyre A.* Geological evolution of Southwest Somalia//Sedimentary basins of the African coasts. Pt 2: South and East coast/Ed. G. Blant. Paris: Assoc. Serv. géol. Afr., 1972. P. 151—178.
- Berckhemer H., Baier B., Bartelsen H.* et al. Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 89—107.
- Bergerat F., Geysant J.* La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord: résultat de la collision Afrique-Europe//C. r. Acad. sci. D. 1980. Vol. 290, N 24. P. 1521—1524.
- Bergh H.W.* Mesozoic sea-floor off Dronning Maud Land, Antarctica//Nature. 1977. Vol. 269. P. 686—687.
- Berkhold A., Haak V., Angenheister G.* Magneto-telluric measurements in the Afar area//Afar Depres-

- sion of Ethiopia//Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 66—80.
- Beyth M.* Paleozoic-Mesozoic sedimentary basin of Mekele outlier, Northern Ethiopia//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56. P. 2426—2439.
- Beyth M.* Correlation of Paleozoic-Mesozoic sediments in Northern Yemen and Tigre, Northern Ethiopia//Ibid. 1973. Vol. 57. P. 2440—2443.
- Birch F.S.* Conductive heat flow anomalies over hot spot in a moving medium//J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 35. P. 4825—4827.
- Black R., Morton W.H., Rex D.C., Shakleton R.M.* Sur la découverte en Afar (Ethiopia) d'un granite hyperalcalin miocène: le massif de Limmo//C. r. Acad. sci. D. 1972a. Vol. 27. P. 1453—1456.
- Black R., Morton W.H., Varet J.* New data of Afar tectonics//Nature. Phys. Sci. 1972b. Vol. 240. P. 170—173.
- Black R., Morton W.H., Rex D.C.* Block faulting and volcanism within the Afar in the light of recent K/Ar Age data//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 296—300.
- Blanford W.T.* Observations on the geology and zoology of Abyssinia made during the progress of the British expedition to that country in 1867—68. L.: Macmillan, 1870. 487 p.
- Bloomfield K.* Geological map of Malawi. L., 1966.
- Bonatti E., Emiliani C., Ostlund G., Rydell H.* Final desiccations of the Afar Rift, Ethiopia//Science. 1971. Vol. 172. P. 468—469.
- Bott M.H.P.* Evolution of young continental margins and formation of shelf basins//Tectonophysics. 1971. Vol. 11. P. 319—327.
- Bott M.H.P.* The mechanism of continental splitting//Ibid. 1982. Vol. 81, N 3/4. P. 301—309.
- Boucaruf M., Burri M., Chessex R.* et al. Stratigraphie des formations volcaniques et sédimentaires de la République de Djibouti//Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 14—16.
- Briden J.C., Gass I.G.* Plate movements and continental magmatism//Nature. 1974. Vol. 248. P. 650—653.
- Brinkmann J., Kürsten M.* Stratigraphie und Tektonik der Danaki-Senke (NE-Athiopien)//Beih. Geol. Jb. 1971. N 116. S. 5—86.
- Brotzu P., Kazmin V., Morbidelli L.* et al. Petrochemistry of the volcanics in the northern part of the Main Ethiopian Rift//Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system//Ed. B. Zanettin. Roma, 1980. P. 142—167.
- Brotzu P., Morbidelli L., Piccirillo E.M., Traversa G.* Petrographical and chemical researches on the stratoid volcanics of the Main Ethiopian Rift//Mem. Mus. Tridentino. Sci. Natur. 1974. Vol. 20. P. 104—122.
- Brown C., Girdler R.W.* Interpretation of African gravity and its implication for the breakup of continents//J. Geophys. Res. B. 1980. Vol. 85. P. 6443—6455.
- Brown F.M., Carmichael I.S.F.* Quaternary volcanoes of Lake Rudolf region. I: The basanite-tephrite series of the Korath Range//Lithos. 1969. Vol. 2. P. 239—260.
- Brown F.M., Carmichael I.S.F.* Quaternary volcanoes of the Lake Rudolf region. II: The lavas of North Island, South Island and the Barrier//Ibid. 1971. Vol. 4. P. 305—323.
- Brown G.F.* Eastern margin of the Red Sea and the coastal structures in Saudi Arabia//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 75—87.
- Brown G.F.* Tectonic map of the Arabian Peninsula, Jiddah, Saudi Arabia. 1972.
- Brown G.F., Coleman R.G.* The tectonic framework of the Arabian Peninsula//Intern. Geol. Congr. 24 Session, Canada. 1972. Section 3: Tectonics. P. 300—305.
- Bunce E.T., Molnar P.* Seismic reflection profiling and basement topography in the Somali Basin: possible fracture zones between Madagascar and Africa//J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 5305—5311.
- Burke K., Dewey J.* Orography in Africa//African geology/Ed. T.F.J. Dessauvage, A.J. Whiteman. Ibadan: Univ. press, 1972. P. 538—608.
- Burke K., Dewey J.F.* Plume generated triple junctions: key indications in applying plate tectonics to old rocks//J. Geol. 1973. Vol. 81. P. 406—433.
- Burke K., Dewey J.F.* Two plates in Africa during the Cretaceous?//Nature. 1974. Vol. 249. P. 313—316.
- Burke K., Dewey J., Kidd W.S.F.* Precambrian paleomagnetic results compatible with contemporary operation of the Wilson cycle//Tectonophysics. 1976. Vol. 33. P. 287—300.
- Butzer K.W.* The Lower Omo Basin: geology, fauna and hominids of Plio-Pleistocene formations//Naturwissenschaften. 1971. Bd. 58. S. 7—16.
- Butzer K.W.* The Mursi, Nkalabong and Kibish formations, Lower Omo Basin, Ethiopia//Earliest man and environments in the Lake Rudolf basin/Ed. Y. Coppens et al. Chicago: Univ. Chicago press, 1976. P. 12—23.
- Cannon R.T., Simyu Siambi W.M.N., Karanja F.M.* The Proto-Indian Ocean and a probable Paleozoic-Mesozoic triradial rift system in East Africa//Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P. 419—426.
- Carella R., Scarpa M.* Geological results of exploration in Sudan by Agip Mineraria//Proc. Fourth Arab. Petrol. Congr. Beirut, 1962. Roma, 1962. 23 p.
- Chase R.L.* Basalt from the axial trough of the Red Sea//Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea/Ed. E.T. Degens, D.A. Ross. N.Y.: Springer, 1969. P. 122—128.
- Chavaillon J.* Stratigraphie du site archéologique de Melka-Kunture (Ethiopie)//Bull. Soc. géol. France. 1979. Vol. 21, N 3. P. 227—232.
- Christiansen T.B., Schaefer H.-U., Schönfeld M.* Geology of Southern and Central Afar, Ethiopia//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 259—277.
- Christie P.A.F., Sclater J.G.* An extensional origin for the Buchan and Witchground Graben in the North Sea//Nature. 1980. Vol. 283. P. 729—732.
- Civetta L., De Fino M., Gasparini P.* et al. Geology of Central-Eastern Afar//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975a. P. 201—206.
- Civetta L., De Fino M., Gasparini P.* et al. Structural meaning of East-Central Afar volcanism//J. Geol. 1975b. Vol. 83. P. 363—373.
- Cleverly R.W., Brislow J.W.* Revised volcanic

- stratigraphy of the Lebombo monocline//*Trans. Geol. Soc. South Afr.* 1979. Vol. 82. P. 227—230.
- CNR-CNRS (Afar team). Geology of the Northern Afar (Ethiopia)//*Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* 1973. Vol. 15. P. 443—490.
- Cochran J.R. Pre-sea-floor spreading development of the Gulf of Aden//*Oceanol. acta. Suppl.* 1981. Vol. 4. P. 155—165.
- Cole J.W. Gariboddi volcanic complex, Ethiopia//*Bull. Volcanol.* 1969. Vol. 33. P. 566—578.
- Coleman R.G. Geologic background of the Red Sea//*The geology of continental margins*/Ed. A. Burk, C.L. Drake. N.Y.: Springer, 1974. C. 743—751.
- Courtilot V., Caldeano A., Le Mouel J.L. Propagation of an accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjurah and Southern Afar//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 47, N 1. P. 144—160.
- Courtilot V., Tapponier P., Varet J. Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and experimental model//*Tectonophysics.* 1974. Vol. 24. P. 317—329.
- Crawford A.R. Indo-Antarctica, Gondwanaland and the distortion of a granulite belt//*Ibid.* 1974. Vol. 22. P. 141—157.
- Dainelli G. Geologia dell'Africa Orientale. Roma: Reale Acad. d'Italia. 1943. 951 p.
- Dakin F.M., Gibson I.L. Bosetti Bariccia: a Quaternary pantelleritic volcano in the Main Ethiopian rift//*Bull. Geophys. Observ. Add.-Ababa.* 1971. N 13.
- Darracott B.W. On the crustal structure of Southeastern Africa and the adjacent Indian Ocean//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 24. P. 282—290.
- Darracott B.W., Fairhead J.D., Girdler R.W. Gravity and magnetic surveys in Northern Tanzania and Southern Kenya//*Tectonophysics.* 1972. Vol. 15, N 112. P. 131—141.
- Davidson A., Mc Gregor D.C. Palynomorphs indicating Permian rocks in Ethiopia//*Nature.* 1976. Vol. 262. P. 371—373.
- Davidson A., Moore J.M., Davies J.C. et al. Preliminary report on the geology and geochemistry of parts of Gemu Gofa, Kefa and Ilubabor. Omo River. Project, International Development Agency. Toronto, Canada. 1973. Rep. N 1. 21 c; 1976. Rep. N 2. 28 c.
- Davidson A., Rex D.C. Age of volcanism and rifting in South-Western Ethiopia//*Nature.* 1980. Vol. 283. P. 657—658.
- Davies D., Tramontini C. The deep structure of the Red Sea//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 181—189.
- De Fino M., La Volpe L., Varet J. Geology and petrology of the Assab Range (Ethiopia)//*Bull. Volcanol.* 1973. Vol. 37. P. 95—110.
- Demange J., Tazieff H. L'eruption "tectonique" de l'Ardoukoba (Djibouti)//*C. r. Acad. sci. D.* 1978. Vol. 287, N 14. P. 1269—1272.
- Dietz R.S. Continental and oceanic basin evolution by spreading of the sea-floor//*Nature.* 1961. Vol. 190. P. 854—857.
- Di Paola G.M. The Ethiopian rift valley (between 7° and 8°40' lat., North)//*Bull. Volcanol.* 1972. Vol. 36. P. 517.
- Di Paola G.M. Geological map of the Tulu Moyen volcanic area//*Consiglio Naz. Ric. Pisa: Laboratorio Geochronologia e Geochimica, Isotopica.* 1976.
- Di Paola G.M., S. Berhe. The Kella Horst: a hitherto unknown occurrence of Precambrian crystalline basement in the Ethiopian Rift Valley. Ethiopian Inst. Geol. Surv. Prepr. Addis Ababa, 1979. 18 p.
- Dow D.B., Beyth M., Tsegäye H. Palaeozoic glacial rocks recently discovered in Northern Ethiopia//*Geol. Mag.* 1971. Vol. 108. P. 53—60.
- Drake C.L., Girdler R.W. A geophysical study of the Red Sea//*Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1964. Vol. 8. P. 473—495.
- Du Toit A.L. Our wandering continents. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1937. 611 p.
- Embleton B.J.J., McElhinny M.W. Paleoposition of Madagascar: paleomagnetic evidence from the Isalo Group//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 27. P. 328—341.
- Encyclopedia del petrolio e del gas naturale/Ed. C. Colombo. Roma, 1970. Vol. 8: Sudan. P. 1043—1054.
- Fairhead J.D. Crustal structure of the Gulf of Aden and the Red Sea//*Tectonophysics.* 1973. Vol. 20, N 1/4. P. 261—267.
- Fairhead J.D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern Rift, East Africa deduced from gravity studies//*Ibid.* 1976. Vol. 30, N 3/4. P. 269—298.
- Fairhead J.D. The structure of the cross-cutting volcanic chain of Northern Tanzania and its relation to the East African rift system//*Ibid.* 1980. Vol. 65, N 3/4. P. 193—208.
- Fairhead J.D., Girdler R.W. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 49—74.
- Fairhead J.D., Girdler R.W. The seismicity of Africa//*J. Roy. Astron. Soc.* 1971. Vol. 24. P. 271—301.
- Fairhead J.D., Girdler R.W. The seismicity of the East African rift system//*Tectonophysics.* 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 115—122.
- Fairhead J.D., Reeves C.V. Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the African lithosphere//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 63—76.
- Foster K. The geological history of the sedimentary basin of Southern Mozambique channel//*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1975. Vol. 17. P. 267.
- Frances T.Y.G., Davies D., Hill M.N. Crustal structure between Kenya and Seychelles//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259. P. 240—261.
- Frazier S.B. Adjacent structures of Ethiopia: that portion of the Red Sea coast including Dahlak Kebir Island and the Gulf of Zula//*Ibid.* 1970. Vol. 267. P. 131—141.
- Freund R. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa//*Nature.* 1970. Vol. 238. P. 453.
- Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults//*Tectonophysics.* 1974. Vol. 21, N 1/2. P. 93—134.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I. et al. The shear along the Dead Sea rift//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 107—130.

- Garfunkel Z.* Transcurrent and transform fault// *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 3491—3496.
- Garland C., Kazmin V.* Adigrat. Geological map. Scale 1:250000. Addis Ababa, 1979.
- Garson M.S., Shalaby I.M.* Precambrian-Lower Palaeozoic plate tectonics and metallogenesis in the Red Sea region//*Metallogeny and plate tectonics*/Ed. D.F. Strong. Toronto, 1976. P. 573—596. (Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.; N 14).
- Gass I.G.* The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rift//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970a. Vol. 267. P. 369—381.
- Gass I.G.* Tectonic and magmatic evolution of the Afro-Arabian dome//*African magmatism and tectonics*/Ed. T.N. Clifford, I.G. Gass. Edinburgh, 1970b. P. 285—300.
- Gass I.G.* Magmatic and tectonic process in the development of the Afro-Arabian dome//*Afar Depression of Ethiopia*/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 10—18.
- Gass I.G., Chapman D.S., Pollack H.N., Thorpe R.S.* Geological and geophysical parameters of mid-plate volcanism//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1978. Vol. 288. P. 581—597.
- Gass I.G., Mallick D.I., Cox R.G.* Volcanic islands of the Red Sea//*J. Geol. Soc.* 1973. Vol. 129. P. 275—310.
- Geologic map of the Arabian Peninsula. Scale 1/2000000. USGS, 1963.
- Ghosh P.K., Bandyopadhyaya S.K.* Palaeogeography of India during the Lower Gondwana times//*Gondwana stratigraphy*: IUGS Symp. Buenos Aires, 1967. P. 523—536.
- Gibson I.L.* Quaternary pantelleritic volcanism in the Main Ethiopian rift//*Annu. Rep. Res. Inst. Afr. Geol. (Univ. Leeds)*, 1970. Vol. 14. P. 35—38.
- Gibson I.L., Tazieff H.* The structure of Afar and the northern part of the Ethiopian rift//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 331—338.
- Ginzburg A., Makris J., Fuchs K., Prodehl C.* The structure of the crust and upper mantle in the Dead Sea rift//*Tectonophysics.* 1981. Vol. 80. P. 109—119.
- Girdler R.W.* An aeromagnetic survey of the junction of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts: A preliminary report//*Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 359—368.
- Girdler R.W., Erickson A.J., Herzen R.von.* Down-hole temperature and shipboard thermal conductivity measurements aboard D/V Glomar Challenger in the Red Sea//*Init. Rep. DSDP.* 1974. Vol. 23. P. 879—886.
- Girdler R.W., Styles P.* Two-stage Red Sea-floor spreading//*Nature.* 1974. Vol. 247. P. 7—11.
- Girdler R.W., Styles P.* Sea-floor spreading in the Western Gulf of Aden//*Ibid.* 1978. Vol. 271. P. 615—617.
- Girdler R.W., Whitmarsh R.B.* Miocene evaporites in Red Sea cores, their relevance to the problem of the width and age of oceanic crust beneath the Red Sea//*Init. Rep. DSDP.* 1974. Vol. 23. P. 913—921.
- Girod M.* Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara Algerien)//*Etude pétrographique, structurale et volcanologique.* P.: CNRS, 1971. 157 p.
- Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Huges Clarke M.W.* et al. Geology of the Oman Mountains//*Koninkl. Ned. Geol. Minijnbow. Genoot. Verh.* 1974. Bd. 31. 423 S.
- Gortani M., Bianchi A.* Note illustrative sulla carta geologica degli altipiani hararini e della Danka meridionale//*Mem. Acad. sci. Ist. Bologna.* 1941. Vol. 8. P. 3—18.
- Gouin P.* Seismic zoning in Ethiopia//*Bull. Geophys. Observ. Addis-Ababa.* 1976. N 17. 46 p.
- Gouin P.* Earthquake history of Ethiopia and the horn of Africa//*Intern. Development Research. Cent. Canada.* 1979. 258 p.
- Gouin P., Mohr P.A.* Cravity traverses in Ethiopia (interim report)//*Bull. Geophys. Observ. Addis-Ababa* 1964. N 3. P. 185—239.
- Grasty R., Miller J.A., Mohr P.A.* Preliminary results of Potassium-Argon age determinations on some Ethiopian trap series basalts//*Ibid.* 1963. N 6. P. 97—101.
- Green D.H.* A review of experimental evidence of the origin of basaltic and nephelinitic magmas//*Phys. Earth and Planet. Intern.* 1970. Vol. 3. P. 221—235.
- Green D.H.* Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water under-saturated conditions//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. P. 37—53.
- Gregnanin A., Piccirillo E.M.* Considerazioni sulle serie vulcaniche e sulla struttura dell'Altopiano Etiopra Centrale//*Mem. Mus. Tridentino Sci. Natur.* 1974. Vol. 20. P. 79—100.
- Gregory J.W.* The rift valleys and geology of East Africa. L.: Seeley Serv., 1896. 479 p.
- Gregory J.W.* The great rift valley. L.: Murray, 1921. 424 p.
- Greiner G.* In-situ stress measurements in the region of the Rhine graben rift system//*Geodynamics project. Progress report.* Bonn, 1975. P. 26—28.
- Griffiths D.H.* Some comments on the results of a seismic refraction experiment in the Kenya Rift//*Tectonophysics.* 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 151—156.
- Griffiths D.H., King R.F., Khan M.A., Blundell D.Z.* Seismic refraction line in the Gregory Rift//*Nature. Phys. Sci.* 1971. Vol. 229. P. 69—71.
- Harper C.I., Weintraub G.S., Leggo P.J., Shackleton R.M.* Potassium-Argon retention ages from the basement complex and associated Precambrian metasedimentary rocks of Uganda//*Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 3449—3456.
- Harrison C.G.A., Bonatti E., Stieltjes L.* Tectonism of axial valleys in spreading centres: data from the Afar Rift//*Afar Depression of Ethiopia*/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 178—198.
- Heirtzler J.R., Burroughs R.H.* Madagascar's paleoposition: new data from the Mozambique Channel//*Science.* 1971. Vol. 174. P. 488—490.
- Hess H.H.* History of the ocean basins//*Petrologic studies (Buddington, Memorial Vol.)*. N.Y.: Geol. Soc. Amer., 1962. P. 599—620.
- Heybroek F.* The Red Sea Miocene evaporite

- basin//Salt basins around Africa. L.: Inst. Petrol., 1965. P. 105—121.
- Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin//UN ESCAP. CCOP Techn. Bull. 1976. Vol. 10. P. 1—19.
- Holwerda J.G., Hutchinson R.W. Potash-bearing evaporites in the Danakil area Ethiopia//Econ. Geol. 1968. Vol. 63. P. 124—150.
- Hsü K.J., Cita M.B., Ryan W.B.F. The origin of the Mediterranean evaporites//Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 13. P. 1203—1231.
- Hutchinson R.W., Engels G.G. Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in Northeastern Ethiopia//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 313—329.
- Hutchinson R.W., Gass I.G. Mafic and ultramafic inclusions associated with undersaturated basalts on Kod Ali Island, Southern Red Sea//Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 31. P. 94—101.
- Illies J.H. The Rhine graben system-plate tectonics and transform faulting//Geophys. Surv. 1972. Vol. 1, N 1. P. 27—60.
- Illies J.H. Taphrogenesis and plate tectonics//Sci. Rep. Intern. Union Commis. Geodyn. 1974. N 8. P. 433—460.
- Illies J.H. Intra-plate rifting and the Alpine system//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 1—10.
- Illies J.H., Baumann H. Crustal dynamics and morphodynamics of the Western European rift system//Ztschr. Geomorphol. N.F. Suppl. 1982. Bd. 42. S. 135—165.
- Initial Reports of DSDP. 1974a. Vol. 23. 1180 p. Ibid. 1974b. Vol. 24. 1183 p. Ibid. 1974c. Vol. 25. 884 p.
- Jepsen D., Athearn M. General geology map of the Blue Nile River basin, Ethiopia, 1:000000. US Dep. State. Agency Intern. Develop. Washington D.C., 1961.
- Johanson D.C., Taieb M. Plio-Pleistocene hominid discoveries in Hadar, Ethiopia//Nature. 1976. Vol. 260. P. 293—297.
- Jones P.W. Surface-wave dispersion and crustal structure between the Gulf of Aden and Addis Ababa//Bull. Geophys. Observ. Add.-Ababa 1968. N 12.
- Jones P.W. Age of the lower flood basalts of the Ethiopian plateau//Nature. 1976. Vol. 261. P. 567—569.
- Jones P.W., Rex D.C. New dates from the Ethiopian plateau volcanics//Ibid. 1974. Vol. 252. P. 218—219.
- Juch D. Geology of the South-Eastern escarpment of Ethiopia between 39° and 42° long East//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 310—316.
- Juch D. Geologie des Äthiopischen Südost-Escarpments zwischen 39° und 42° östlicher Länge//Claus-thal. Geol. Abh. 1978. Bd. 29. 139 S.
- Justin-Visentin E., Nicoletti M., Tolomeo L., Zanettin B. Miocene and Pliocene volcanic rocks of the Addis-Ababa-Debre Berhan area (Ethiopia): Geopetrographic and radiometric study//Bull. Volcanol. 1974. Vol. 38. P. 2—17.
- Juteau T. Petrogenese des ophiolites d'Antalya (Turquie): Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur//Sci. Terre. 1970. Vol. 15, N 3. P. 265—288.
- Kabbani F.K. Geophysical and structural aspects of the Central Red Sea rift valley//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 89—97.
- Kalb J.E. Miocene to Pleistocene deposits in the Afar Depression, Ethiopia//Sinet: Ethiop. J. Sci. 1979. Vol. 1, N 2. P. 87—97.
- Karpof J.R. Sur l'existence du Maestrichtien au nord de Djeddah (Arabie Saoudite)//C. r. Acad. sci. 1957. Vol. 245. P. 1322—1324.
- Katz M.B. Paired metamorphic belts of the Gondwanaland. Precambrian and Plate tectonics//Nature. 1972. Vol. 239. P. 271—273.
- Kazmin V. Geological map of Ethiopia (and explanatory note). Addis Ababa, 1973.
- Kazmin V. Stratigraphy and correlation of volcanic rocks in Ethiopia//Ethiop. Inst. Geol. Surv. Notes. 1979. N 106. 26 p.
- Kazmin V. Geodynamic control of rift volcanism//Geol. Rdsch. 1980a. Bd. 69. S. 757—769.
- Kazmin V. Transform faults in the Afro-Arabian rift system//Geodynamic evolution on the Afro-Arabian rift system/Ed. B. Zanettin. Roma, 1980b. P. 65—73.
- Kazmin V., Berhe S. Geology and development of the Nazret area, Northern Ethiopian Rift//Ethiop. Inst. Geol. Surv. Notes. 1978. N 100. 26 p.
- Kazmin V., Berhe S., Morbidelli L. et al. Evolution of the northern part of the Ethiopian Rift//Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system/Ed. B. Zanettin. Roma, 1980a. P. 93—107.
- Kazmin V., Berhe S., Teferra M. Basement structure of Western Ethiopia and its bearing on the pre-upper Proterozoic tectonic plan in East Africa//Sinet: Ethiop. J. Sci. 1980b. Vol. 2, N 2. P. 129—136.
- Kazmin V., Berhe S., Walsh J. Geological map of the Ethiopian Rift and explanatory note//Ethiop. Inst. Geol. Surv. 1980c. 37 p.
- Kazmin V., Garland Ch. Evidence of Precambrian block faulting in the western margin of the Afar Depression, Ethiopia//Geol. Mag. 1973. Vol. 110. P. 55—57.
- Kazmin V., Shifferaw A., Balcha T. The Ethiopian basement: stratigraphy and possible manner of evolution//Geol. Rdsch. 1978. Bd. 67. S. 531—546.
- Kent P.E. Continental margin of East Africa — region of vertical movements//The geology of continental margins/Ed. A. Burk, C.L. Drake. N.Y.: Springer, 1974. P. 313—320.
- Khan M.A. Gravity and seismic refraction studies of the rift valley in Central Kenya//IX Colloq. Afr. Geol.: Abstr. Göttingen, 1977. P. 110—111.
- Khan M.A., Mansfield J. Gravity measurements in the Gregory rift//Nature. Phys. Sci. 1971. Vol. 229. P. 72—75.
- Kreuzer H., Müller P., Harre W., Lenz H. Radiometrische Alterbestimmungen an Gesteinen der Danakil-Senke und ihrer Umgebung (Nordäthiopien)//Geol. j. 1969. Bd. 88. S. 83—86.
- Kröner A. Precambrian mobile belts of Southern and Eastern Africa — ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics//Tectonophysics. 1977a. Vol. 40. P. 101—135.

- Kröner A. The precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction// *Precamb. Res.* 1977b. Vol. 4. P. 163—213.
- Kunz K., Kreuser H., Müller P. Potassium-Argon age determinations of the Trap basalt of the south-eastern part of the Afar rift// *Afar Depression of Ethiopia*/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 370—374.
- Kürsten M.O.C. Stratigraphic units of Northern Afar// *Ibid.* 1975. P. 168—170.
- Lalou C., Nguyen H.V., Faure H., Moreira L. Datation par la méthode U/Th des hauts niveaux des coraux de la dépression de l'Afar// *Rev. géogr. phys. et géol. dyn. Sér. 2.* 1970. Vol. 12, fasc. 1. P. 3—8.
- Laughton A.S. The Gulf of Aden, in relation to the Red Sea and the Afar Depression of Ethiopia// *The world rift system: UMC Symp. Canada. Toronto, 1966.* P. 78—97. (*Geol. Surv. Pap.*; N 66-14).
- Laughton A.S., Whitmarsh R.B., Johnes M.T. The evolution of the Gulf of Aden// *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1970. Vol. 267. P. 227—266.
- Laury R.L., Albritton C.C. (*jun.*). Geology of Middle Stone age sites in rift valley of Central Ethiopia// *Geol. Soc. Amer.: Abstr. Progr.*, 1973. Vol. 5, N 7. P. 209.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift// *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 12. P. 3661—3697.
- Le Pichon X., Angelier J., Sibuet J.-C. Plate boundaries and extensional tectonics// *Tectonophysics.* 1982. Vol. 81, N 3/4. P. 239—256.
- Le Pichon X., Blanchet R. Where are the passive margins of the Western Tethys Ocean?// *Geology.* 1978. Vol. 6. P. 597—600.
- Le Pichon X., Francheteau J. A plate-tectonic analysis of the Red-Sea-Gulf of Aden area// *Tectonophysics.* 1978. Vol. 46. P. 369—406.
- Le Pichon X., Sibuet J.-C. Passive margins: a model of formation// *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, N 5. P. 3708—3720.
- Levitte D., Columba J., Mohr P. Reconnaissance geology of the Amaro Horst, Southern Ethiopian rift// *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85, N 3. P. 417—422.
- Liebling G., Nowak E. Geologische Forschungen in Tschertscher-Gebiete Ostabessiniens// *Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paläontol.* 1939. Bd. 81. S. 1—22.
- Logatchev N.A., Belousov V.V., Milanovsky E.E. East African rift development// *Tectonophysics.* 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 71—81.
- Long R.E., Backhouse R.W., Maguire P.K.H., Sundarlingham K. The structure of East Africa using surface-wave dispersion and Durham seismic array data// *Ibid.* 1972. P. 165—178.
- Long R.F., Sundarlingham K., Maguire P.K.H. Crustal structure of the East African rift zone// *Ibid.* 1973. Vol. 20, N 1/4. P. 269—281.
- Lowell J.D., Genik G.J. Sea-floor spreading and structural evolution of Southern Red Sea// *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56. P. 247—259.
- Lucchitta J. Early history of the Colorado River in the basin and range province// *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 1933—1948.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas// *J. Petrol.* 1964. Vol. 5. P. 82—133.
- Maguire P.K.H., Khan M.A. The deep structure and dynamics of East African plateau, the Kenya Dome and the Gregory rift// *Proc. Geol. Assoc.* 1980. Vol. 91, N 1/2. P. 25—31.
- Makris J., Menzel H., Zimmermann J. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, Northeast Ethiopia// *Tectonophysics.* 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 30—39.
- Makris J., Menzel H., Zimmermann L., Gouin P. Gravity field and crustal structure of North Ethiopia// *Afar Depression of Ethiopia*/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 135—144.
- McCall G.J.H. Geology of the Nakuru-Thomson's Falls-Lake Hunnington area// *Rep. Geol. Surv. Kenya.* 1967. N 76. 83 p.
- McConnell R.B. Outline of the geology of Ufipa and Ubende// *Bull. Geol. Surv. Tanganyika.* 1950. N 19. 48 p.
- McConnell R.B. Rift and shield structure in East Africa// *Rep. 18 Sess. Intern. Geol. Congr. London, 1948. L., 1951. Pt 14. P. 199—207.*
- McConnell R.B. The East African rift system// *Nature.* 1967. Vol. 215, N 5101, P. 578—581.
- McConnell R.B. Geological development of the rift system of Eastern Africa// *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 2549—2572.
- McConnell R.B. Taphrogenic lineaments and plate tectonics// *Sci. Rep. Intern. Union Commis. Geodyn.* 1974. N 8. P. 43—52.
- McConnell R.B. A resurgent taphrogenic lineament of Precambrian origin in Eastern Africa// *J. Geol. Soc.* 1980. Vol. 137. P. 483—484.
- McDougall J., McElhinny M.W. The rajmahal Traps of India: K/Ar ages and paleomagnetism// *Earth. and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9. P. 371—378.
- McElhinny M.W. Formation of the Indian Ocean// *Nature.* 1970. Vol. 228. P. 977—979.
- McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins// *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 25—32.
- McKenzie D.P., Davies D., Molnar P. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa// *Nature.* 1970. Vol. 226. P. 243—248.
- Mergue G.H., Norton E., Strangway D.W. Tectonic history of the Ethiopian rift as deduced by K/Ar ages and paleomagnetic measurements of basaltic dykes// *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77. P. 5744—5754.
- Merla G., Abbate E., Azzaroli A. et al. A geological map of Ethiopia and Somalia (1973) and comment. Firenze, 1979. 95 p.
- Meyer W., Pilger A., Rosler A., Stets J. Tectonic evolution of the northern part of the main Ethiopian rift in Southern Ethiopia// *Afar Depression of Ethiopia*/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 352—362.
- Milanovsky E.E. Continental rift zones: their arrangement and development// *Tectonophysics.* 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 65—70.
- Miller J.A., Mohr P.A. Age of the Wachacha trachyte-carbonatite centre// *Bull. Geophys. Observ.* 1966. Addis-Ababa N 9. P. 1—5.
- Minster J.B., Jordan T.H. Present-day plate motions// *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 5331—5354.
- Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic

- setting//Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1975. Vol. 3. P. 251—269.
- Mohr P.A. The geology of Ethiopia. Addis Ababa: Univ. Coll., 1962. 268 p.
- Mohr P. Occurrence of Karroo system sediments in Ethiopia//Nature. 1963. Vol. 199. P. 1086.
- Mohr P.A. The Ethiopia rift system//Bull. Geophys. Observ. Addis-Ababa 1967a. N 11. P. 1—65.
- Mohr P.A. Review of the geology of the Simien Mountains//Ibid. 1967b. N 10. P. 79—93.
- Mohr P.A. Transcurrent faulting in the Ethiopian rift system//Nature. 1968a. Vol. 218. P. 938—940.
- Mohr P.A. Annular faulting in the Ethiopian rift system//Bull. Geophys. Observ. Addis-Ababa 1968b. N 12. P. 1—9.
- Mohr P. Ethiopian Tertiary dike swarms//Smithsonian Inst. Astrophys. Observ. Spec. Rep. 1971a. N 339. 53 p.
- Mohr P.A. Ethiopian rifts and plateaus: some volcanic petrochemical differences//J. Geophys. Res. 1971b. Vol. 76. P. 1967—1984.
- Mohr P.A. Surface structure and plate tectonics of Afar//Tectonophysics. 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 3—18.
- Mohr P.A. 1973 Ethiopian geodimeter survey//Smithsonian Inst. Astrophys. Observ. Spec. Rep. 1974a. N 358. 110 p.
- Mohr P.A. Mapping of major structures of the African rift system//Ibid. 1974b. N 361. 85 p.
- Mohr P.A. Pliocene K/Ar age for the Observatory Basalt//Bull. Geophys. Observ. Add.-Ababa 1975a. N 15. P. 155.
- Mohr P.A. Structural setting and evolution of Afar//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975b. P. 27—37.
- Mohr P.A. A new terminology for the Ethiopian volcanics, with especial reference to transitional basaltic and intermediate lavas and dykes: Cent. Astrophys. Prepr. Ser. N 368. 1976. 39 p.
- Mohr P.A. Ethiopian rift geodimeter survey, 1974//Smithsonian Inst. Astrophys. Observ. Spec. Rep. 1977. N 367. 111 p.
- Mohr P.A., Potter E.C. The Sagatu ridge dike swarms, Ethiopian rift margin//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1976. Vol. 1. P. 126—144.
- Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision//Science. 1975. Vol. 189. P. 419—426.
- Montadert L., Roberts D.G., Charpal O.De., Guenoc P. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay//Init. Rep. DSDP. 1979. Vol. 48. P. 1025—1060.
- Morbidelli L., Nicoletti M., Petrucci C., Piccirillo E.M. Ethiopian south-eastern plateau and related escarpment K/Ar ages of the main volcanic events. (Main Ethiopian rift from 8°10' to 9°00' lat. North.)//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 362—369.
- Morbidelli L., Piccirillo E.M. Tectonics and volcanism in the main Ethiopian rift (preliminary report)//Boll. Soc. geol. ital. 1973. Vol. 92. P. 273—286.
- Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks//J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 6. P. 1959—1982.
- Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56, N 2. P. 203—213.
- Morton W.H. Geological map of the Addis Ababa region. Addis Ababa: Univ. Addis Ababa, 1976.
- Morton W.H., Black R. Crustal attenuation in Afar//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 55—65.
- Morton W.H., Rex D.C., Mitchel J.G., Mohr P. Riftward younging of volcanic units in the Addis Ababa region, Ethiopian rift valley//Nature. 1979. Vol. 280. P. 284—288.
- Murriss R.J. Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1980. Vol. 64. P. 597—618.
- Mühlen H. von zur. Zur Geologie der Gegend von Harar und Deder in Ost Abessinien//Ztschr. Dt. geol. Ges. 1931. Bd. 83. S. 625—634.
- Müller P., Kunz K., Raschka H. Contribution to the petrology of the Afar Depression, Ethiopia//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 325—334.
- Nassief A.O., Gazzaz M.A., Baker A.Y. et al. Recent volcanism within the Arabian plate: preliminary data from Harrats Hadan and Nawasiff-Al Buqum//Geodynamics of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 76—77.
- Nazret: Geological map. Scale: 1:250000/Compiled by S. Berhe, supervised by V. Kazmin. Addis Ababa, 1978.
- Neary C.R., Gass I.G., Cavannagh B.J. Granitic association of Northeastern Sudan//Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87. P. 1501—1512.
- Needham H.D., Choukroune P., Cheminee J.L. et al. The accreting plate boundary: Ardoukoba rift (North-East Africa) and the oceanic rift valley//Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28. P. 439—453.
- Needham H.D., Francheteau J. Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48' N//Ibid. 1974. Vol. 22. P. 29—43.
- Nolet G., Müller S. A model for the deep structure of the East African rift system from simultaneous inversion of teleseismic data//Tectonophysics. 1982. Vol. 84, N 2/4. P. 151—178.
- Norton J.O., Sclater J.G. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland//J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 12. P. 6803—6830.
- Olade M.A. Evolution of Nigeria's Benue Trough (Aulacogen): a tectonic model//Geol. Mag. 1975. Vol. 112, N 6. P. 575—583.
- Ollard P., Tazieff H., Dajlevic D. Observations of sea-floor spreading in Afar during the November 1978 fissure eruption//Nature. 1979. Vol. 279, N 5708. P. 30—33.
- Ottone G., Piccardo G.B. Nature of the deep crust and uppermost mantle under the Asab region (Ethiopia): inferences from petrology and geochemistry of mafic-ultramafic inclusions//Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 79—80.
- Ottone G., Vannucci R., Bezzi A., Piccardo G.B. Genetic relationships between ultramafic xenoliths and enclosing alkali basalts in the Asab region (Afar, Ethiopia) based on their trace elements geochemistry//Afar Depression of Ethiopia/Ed.

- A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 206—214.
- Oxburg E.R., Turcotte D.L.* Membrane tectonics and the East African rift//Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 22. P. 133—140.
- Parmentier E.M., Turcotte D.L., Torrance K.E.* Numerical experiments on the structure of mantle plumes//J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, N 32. P. 4417—4424.
- Peter G., De Wald O.E.* Geophysical reconnaissance in the Gulf of Tadjoura//Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 2313—2316.
- Phillips J.D.* Magnetic anomalies in the Red Sea//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970a. Vol. 267. P. 205—217.
- Phillips J.D., Ross D.A.* Continuous seismic reflection profiles in the Red Sea//Ibid. 1970b. P. 143—152.
- Plaumann S.* Some results of a detailed gravimetric survey of the Southern Red Sea//Geol. Jb. D. 1975. Bd. 13. S. 155—166.
- Pouclot A.* Histoire du rift de l'Afrique Centrale, partie Nord. État des données actuelles//Rech. géol. Afr. 1977/1978. N 4. P. 111—114.
- Prodehl C.* Structure of the crust and upper mantle beneath the Central European rift system//Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 255—269.
- Purcell P.G.* A review of the geology and petroleum prospects of the Ogaden basin, Ethiopia//Ethiop. Inst. Geol. Surv. Prepr. 1977. 69 p.
- Purcell P.G.* Predrift sediments on rifted continental margins//Proc. Afr. Geol. Soc. Conf.: Abstr. Sudan, 1976. Khartoum, 1978. P. 89—90.
- Quennel A.M.* The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift//Quart. J. Geol. Soc. London. 1958. Vol. 114, pt 1. P. 1—24.
- Radelli L.* Geology and oil of Sakamena basin, Malagasy Republic (Madagascar)//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. Vol. 59, N 1. P. 97—114.
- Ramberg I.* Gravity, deformation and the Earth's crust. Second ed. L.: Acad. press, 1981. 452 p.
- Ranalli G.* Tectonic role of oceanic fracture zone//Mar. Geol. 1974. Vol. 17. P. 27—34.
- Raschka H., Müller P.* Contributions to the geochemistry of volcanic rocks, Afar region, Ethiopia//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 341—352.
- Rex D., Gibson I.L., Dakin F.* Age of the Ethiopian flood basalt succession//Nature. Phys. Sci. 1971. Vol. 230. P. 131—132.
- Richter-Bernburg G.* The Oberrhein graben in its European and global setting//Sci. Rep. Intern. Union Commis. Geodyn. 1974. N 8, P. 13—43.
- Riedel W.* Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen//Zentr.-Bl. Mineral., Geol., Paläontol. Abt. B. 1929. S. 354—369.
- Roberts D.G.* A discussion mainly concerning the contributions by Hutchinson and by Baker//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 399—405.
- Robertson A.H.F., Woodcock N.* Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, South-Western Turkey//Ecol. geol. helv. 1982. Vol. 75, N 3. P. 517—562.
- Roeser H.A.* A detailed magnetic survey of the Southern Red Sea//Geol. Jb. D. 1975. Bd. 13. S. 131—153.
- Roger F., Thibault C., Weidmann M.* Sur la stratigraphie du Pleistocene dans le centre et le sud du T.F.A.I.//Sci. Rep. Intern. Union Comis. Geodyn. 1975. N 14. P. 232—238.
- Ross D., Schlee J.* Shallow structure and geologic development of the Southern Red Sea//Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84. P. 3827—3848.
- Ross D.A., Whitmarsh R.B., Ali Syed A. et al.* Red Sea drillings//Science. 1973. Vol. 179. P. 377—380.
- Ruegg J.G.* Main results about the crustal and upper-mantle structure of the Djibouti region (T.F.A.I.)//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 120—135.
- Scheuch J.* Preliminary heat flow map of the Red Sea and an attempt to provide a geological-geophysical interpretation//Ibid. 1976. Vol. 2. P. 202—209.
- Schilling J.G.* Red Sea floor origin: rare-earth evidence//Science. 1969. Vol. 165. P. 1357—1360.
- Schneider W., Wachendorf H.* Vulkanismus und Graben-Bildung im Roten Meer//Geol. Rdsch. 1973. Bd. 42, N 3. S. 754—773.
- Schönfeld M., Günther R., Kronberg P.* Regionale Bruchtektonik und Rift-Entwicklung im Bereich des Roten Meers — neue Daten und Interpretation//Geotektonische Forsch. 1977. Bd. 53. S. 122—133.
- Scrutton R.A.* The age relationships of igneous activity and continental break-up//Geol. Mag. 1973. Vol. 110. P. 227—234.
- Searle R.C., Gouin P.* An analysis of some local earthquake phases originating near the Afar triple-junction//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1971. Vol. 61. P. 1061—1071.
- Searle R., Gouin P.* A gravity survey in the Ethiopian rift//Tectonophysics. 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 41—52.
- Searle R.C., Ross D.A.* A geophysical study of the Red Sea axial trough between 20,5° and 22°N//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1975. Vol. 43. P. 555—572.
- Segoufin J.* Anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin de Mozambique//C. r. Acad. sci. D. 1978. Vol. 287. P. 109—112.
- Segoufin J., Patriat P.* Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie: Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar//C. r. Acad. sci. B. 1980. Vol. 291. P. 85—88.
- Sengör A.M.C., Monod O.* Oceans sialiques et collisions continentales//C. r. Acad. sci. D. 1980. Vol. 290, N 23. P. 1459—1462.
- Sestini J.* Cenozoic stratigraphy and depositional history, Red Sea coast, Sudan//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1965. Vol. 49. P. 1453—1472.
- Shackleton R.M.* Displacement within continents//Time and place in orogeny/Ed. P.E. Kent et al. L.: Geol. Soc. London, 1969. P. 213—227.
- Sichler B.* La bielle Danakile: un modèle pour l'évolution déodynamique de l'Afar//Bull. Soc. géol. France. 1980. Vol. 22, N 7. P. 925—933.
- Sickenberg O., Schönfeld M.* The Chorora formation — Lower Pliocene limnical sediments in the Southern Afar (Ethiopia)//Afar Depression of Ethio-

- pia//Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. P. 277—284.
- Smith A.G., Hallam A. The fit of the southern continents//Nature. 1970. Vol. 225. P. 139—144.
- Sowerbutts W.T.C. Rifting in Eastern Africa and the fragmentation of Gondwanaland//Ibid. 1972. Vol. 235. P. 435—436.
- Spohn T., Schubert G. Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting//J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 6. P. 4669—4681.
- Stoffers P., Kühn R. Red Sea evaporites: A petrographic and geochemical study//Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 23. P. 821—847.
- Stoffers P., Ross D.A. Sedimentary history of the Red Sea//Ibid. 1974. P. 849—866.
- Styles P. Sea-floor spreading in Western Gulf of Aden//Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 85—87.
- Syed Ali A. Geology and petroleum prospects in Eastern Red Sea//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56/4. P. 1034—1051.
- Taieb M., Coppens Y., Johanson D.C., Kalb J. Dépôts sédimentaires et faunes du Pliopleistocene de la basse vallée de l'Awash (Afar Central, Ephiopie)//C.r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 275. P. 819—822.
- Taieb M., Tiercelin J.J., Faure H. Continental sedimentary basins in East Africa (Afar) in regard to the structural evolution//Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 88—91.
- Talwani M., Langseth M. Ocean crustal dynamics//Science. 1981. Vol. 213. P. 22—31.
- Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions//J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 7. P. 3425—3459.
- Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y. et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine//Geology. 1982. Vol. 10. P. 611—616.
- Tapponnier P., Varet J. La zone de Mak'arrasou en Afar: un équivalent émergé des "failles transformates" océaniques//C. r. Acad. sci. D. 1974. Vol. 278, N 2. P. 209—212.
- Tarantola A., Ruegg J.C., Lepine J.P. Geodetic evidence for rifting in Afar. 2: Vertical displacements//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48, N 2. P. 363—370.
- Tarling D.H. Gondwanaland: Paleomagnetism and continental drift//Nature. 1971. Vol. 229. P. 17.
- Tarling D.H., Kent P.E. The Madagascar controversy still lives//Ibid. 1976. Vol. 261. P. 304—305.
- Tazieff H., Varet J., Barberi F., Giglia G. Tectonic significance of the Afar (or Danakil) Depression//Ibid. 1972. Vol. 235. P. 114—147.
- Thrall R. Gadamsa caldera, Ethiopia. Cent. Astrophys. Prepr. Ser. N 280. 1973. 15 p.
- Tiercelin J.J., Faure H. Rates of sedimentation and vertical subsidence in neorifts and paleorifts//Tectonics and geophysics of continental rifts/Ed. J.B. Ramberg, E.R. Neumann. Oslo, 1978. P. 41—47.
- Truckle P.H., Williams L.A.J. Variations of basic magma petrology of the Kenya rift valley//Geodynamics of the Afro-Arabian rift system: Abstr. Roma, 1979. P. 101—102.
- UNDP. Geology, geochemistry and hydrology of hot springs of the East African rift system within Ethiopia. Techn. Rep. DP/SF/UN/116. 1973.
- Vail J.R. Location and geochronology of igneous ring complexes and related rocks in North-East Africa//Geol. Jb. B. 1976. Bd. 20. S. 97—114.
- Van Digenen. Is the Earth expanding?//Nature. 1976. Vol. 262. P. 675.
- Varet J. Sur l'activité récente de l'Erta'Alé (Dankalie, Ethiopie)//C. r. Acad. sci. 1971. Vol. 272. P. 1964—1967.
- Varet J. Introduction: accretion de la nouvelle croûte en domaine subaérien: exemple de l'Afar//Bull. Soc. géol. France. 1976. Vol. 18, N 4. P. 825—828.
- Veevers J.J., Johns J.G., Talent J.A. Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland//Nature. 1971. Vol. 229. P. 383—388.
- Veevers J.J., Powell C.M.A., Johnson B.D. Sea-floor constraints on the reconstruction of Gondwanaland//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51. P. 435—444.
- Vening-Meinesz F.A. Les grabens africains, résultants de compression ou de tension dans la croûte terrestre//Koninkl. Belg. Kol. Inst. Bull. 1950. Vol. 21. P. 539—552.
- Vincent P.M. The evolution of the Tibesti volcanic province, Eastern Sahara//African magmatism and tectonics/Ed. T.N. Clifford, I.G. Gass. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1970. P. 301.
- Wernicke B. Low-angle normal faults in the basin and range province: nappe tectonics in an extending orogen//Nature. 1981. Vol. 291, N 5817. P. 645—648.
- Whiteman A.J. Formation of the Red Sea Depression//Geol. Mag. 1968. Vol. 105. P. 231—246.
- Wiedemann J. Grundzüge der kretazischen Subsidenz-Entwicklung in Sudatlantic, in Morokko, Nordspanien und im Helvetikum//Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1983. Bd. 165, N 1. S. 5—31.
- Wilson J.T. Evidence from island on the spreading of ocean floors//Nature. 1963. Vol. 197. P. 536.
- Wilson J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift//Ibid. 1965. Vol. 207. P. 343—347.
- Wilson J.T. Mantle plumes and plate motions//Tectonophysics. 1973. Vol. 19. P. 149—164.
- Wohlenberg J., Bhatt N.V. Report on aeromagnetic surveys of two areas in the Kenya rift valley//Ibid. 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 143—149.
- Yairi K. Preliminary account of the lake-floor topography of Lake Malawi in relation to the formation of the Malawi rift Valley//Second preliminary report. Assoc. Afr. Stud./Ed. K. Suwa. Nagoya: Nagoya Univ., 1977. P. 51—69.
- Zanettin B., Gregnanin A., Justin-Visentin E. et al. Petrochemistry of the volcanic series of the Central-Eastern Ethiopian plateau and relationships between tectonics and magmatology//Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova 1974a. Vol. 31. P. 1—35.
- Zanettin B., Gregnanin A., Justin-Visentin E. et al. Migration of the Oligocene-Miocene ignimbritic volcanism in the Central Ethiopian plateau//Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1974b. Bd. 9, S. 567—574.

Zanettin B., Justin-Visentin E. Serie di vulcaniti etiopiche. I: La serie dell'altipiano etiopico Centro-Oriental//Boll. Soc. geol. ital. 1973. Vol. 92. P. 313—327.

Zanettin B., Justin-Visentin E. Evoluzione, tettonica e vulcanologica della scarpata Dancale (Ethiopia). Padova: Cons. Naz. ric. 1974a. 19 p.

Zanettin B., Justin-Visentin E. Rapporti fra andamento delle direttrici tettoniche e vulcanismo nell'Ethiopia Centrale. Padova: Cons. Naz. ric. Cent. stud. geol. e petrol. formaz. crist., 1974b. 15 p.

Zanettin B., Justin-Visentin E. The volcanic succession in Central Ethiopia//The volcanics of the Western Afar and Ethiopian rift margins. Padova, 1974c. 20 p. (Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova; Vol. 31).

Zanettin B., Justin-Visentin E. Tectonical and

volcanological evolution of the Western Afar margin (Ethiopia)//Afar Depression of Ethiopia/Ed. A. Pilger, A. Rösler. Stuttgart: Schweizerbart. Verl., 1975. S. 300—309.

Zanettin B., Justin-Visentin E., Nicoletti M., Petruccini C. The evolution of the Chenchia escarpment and the Ganjuli graben (Lake Abaya) in the Southern Ethiopian rift//Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1978a. Bd. 8. S. 473—490.

Zanettin B., Justin-Visentin E., Piccirillo E.M. Volcanic succession, tectonics and magmatology in Central Ethiopia//Mem. Acad. Patavina Sci. Lett. et Arti. 1978b. Vol. 40, pt 2. P. 1—19.

Ziegler P.A. Triassic rifts and facies pattern in Western and Central Europe//Geol. Rdsch. 1982. Bd. 71, H. 3. S. 747—772.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
Глава I. Позднепалеозойская — раннемезозойская рифтовая система Центральной Гондваны ..	8
Позднепалеозойские структуры Северо-Восточной Африки .....	9
Позднепалеозойская рифтовая система Центральной Гондваны .....	15
Развитие рифтовой системы Центральной Гондваны в мезозое .....	19
Глава II. Кайнозойская рифтовая система Северо-Восточной Африки .....	25
Стратиграфия вулканических и осадочных комплексов .....	26
Ранние вулканические комплексы .....	26
Поздние вулканические комплексы .....	34
Осадочные комплексы континентальных рифтов .....	51
Осадочные и вулканогенные комплексы Красноморского и Аденского рифтов .....	57
Сравнительная тектоника рифтовых структур Северо-Восточной Африки .....	63
Континентальные рифты начальной стадии развития .....	63
Континентальные рифты зрелой стадии развития .....	67
Переход от континентального рифта к океанскому .....	82
Начало развития океана .....	95
Дальнейшее развитие океана .....	103
Глава III. Развитие тройного сочленения Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов ..	110
Этапы развития тройного сочленения .....	111
Предрифтовая структура .....	111
Позднеэоценовый—раннеолигоценый этап .....	113
Позднеолигоценый—раннемиоценовый этап .....	115
Среднемиоценовый этап .....	117
Позднемиоценовый этап .....	121
Плиоценовый — современный этап .....	123
Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы .....	126
Мгновенная кинематика .....	128
Реконструкция на 5 и 10 млн лет .....	132
Реконструкция на 22(40) млн лет (начало раскрытия) .....	134
Глава IV. Развитие трансформных разломов и осевых зон в континентальных рифтах .....	138
Глава V. Связь рифтов со структурой дорифтового основания .....	150
Глава VI. Два типа раскола континентов .....	156
Глава VII. Развитие рифтов и вулканизм .....	170
Заключение .....	183
Общие закономерности эволюции континентальных рифтов .....	183
Пространственные и временные особенности развития рифтовых структур .....	186
Проблемы рифтового и внутрилитового магматизма .....	190
Литература .....	192

Владимир Григорьевич К а з ь м и н

**РИФОВЫЕ СТРУКТУРЫ  
ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ –  
РАСКОЛ КОНТИНЕНТА  
И ЗАРОЖДЕНИЕ ОКЕАНА**

*Утверждено к печати  
Институтом океанологии  
им. П.П. Ширшова АН СССР*

Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*  
Художник *С.А. Резников*  
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*  
Технические редакторы  
*М.К. Серегина, И.И. Джигоева*  
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 35654

Подписано к печати 13.03.87. Т – 06055  
Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 16,9 + 1,2 вкл.  
Усл.кр.-отт. 18,6. Уч.-изд.л. 21,6  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1195  
Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»**

**готовятся к печати книги:**

**Монин А.С., Гордеев В.В. Амазония. 20 л.**

Монография основана на результатах первой советской океанологической экспедиции на Амазонку (9-й рейс НИС "Профессор Штокман"). Работа представляет собой широкий обзор состояния изученности геологии, геохимии, биологии, гидрооптики и гидрохимии бассейна крупнейшей реки мира, обсуждаются также вопросы экологии и освоения Амазонки.

Для специалистов-океанологов разных специальностей, а также читателей, интересующихся проблемами изучения и освоения Амазонки и Атлантического океана.

**Мурдмаа И.О. Фации океанов. 20 л.**

В монографии обобщены результаты проведенных автором многолетних исследований современных фаций Мирового океана, которые рассматриваются как модели для анализа океанских отложений геологического прошлого. Описаны приконтинентальные и пелагические фации океанов, специфические фациальные комплексы тектонически активных поясов. Выявлена связь осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых океана с определенными фациями.

Для специалистов в области геологии океанов и морей, литологов.

**Сагалевиц А.М. Океанология и подводные обитаемые аппараты (методология исследований). 20 л.**

Монография посвящена новому направлению в изучении и освоении Мирового океана — исследованиям с применением подводных обитаемых аппаратов. В ее основу положен многолетний опыт работ, проводимых Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР с помощью аппаратов "Пайсис-VII", "Пайсис-XI" и "Аргус". В книге всесторонне освещены широкие возможности, которые открывает применение обитаемых аппаратов в различных областях современной океанологии — геологии, биологии, гидрофизике, гидрохимии, гидроакустике, гидрооптике океана. Многочисленные результаты исследований океана подтверждают высокую эффективность этих аппаратов. Книга иллюстрирована уникальными цветными фотографиями, отображающими подводный мир на глубинах океана до 2000 м.

Для специалистов, занимающихся эксплуатацией подводных обитаемых аппаратов, океанологов.

*Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":*

Магазины "Книга—почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга—почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/; 375002 Ереван, ул.Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга—почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкий обл., ул. Марата, 1 /"Книга—почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга—почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/

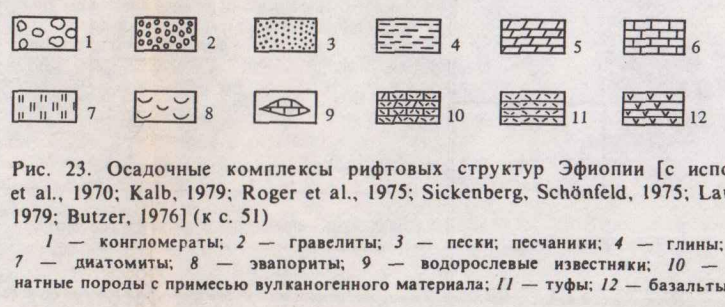
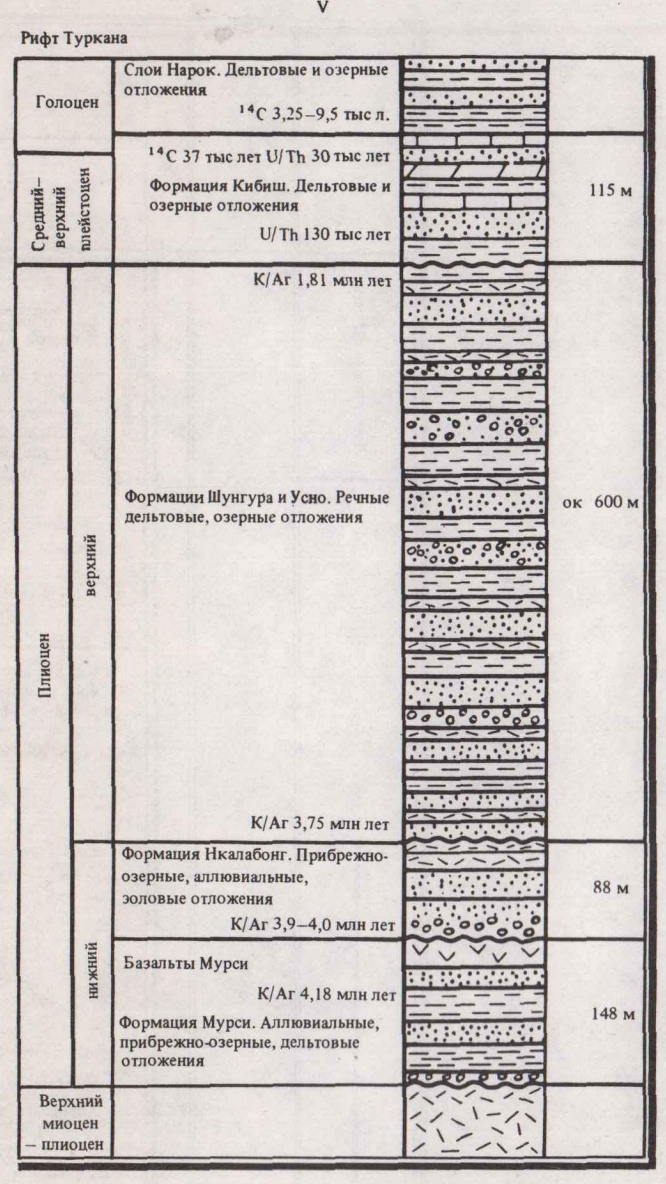
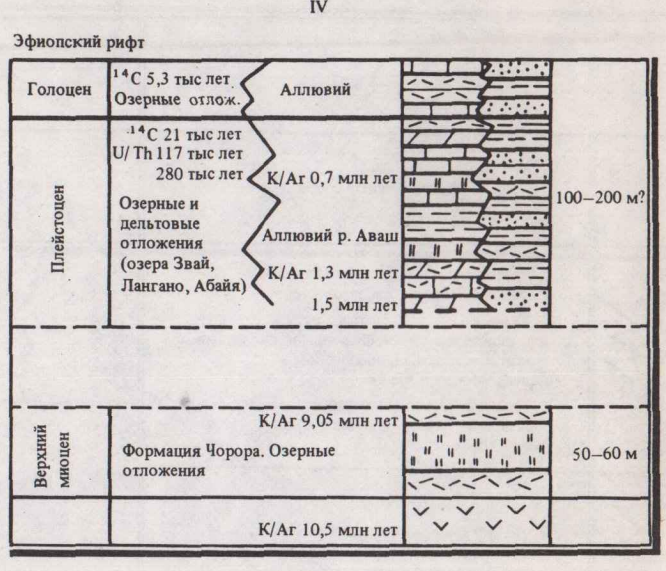
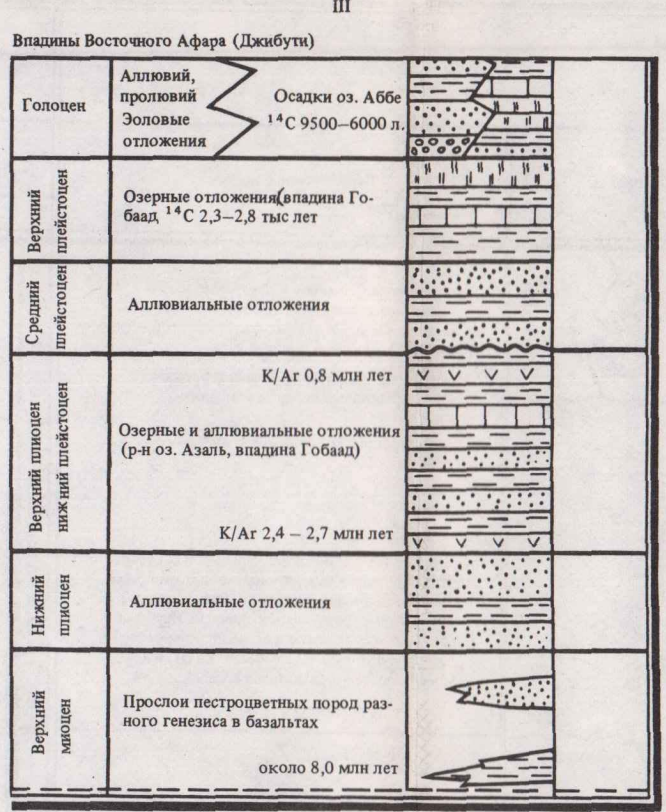
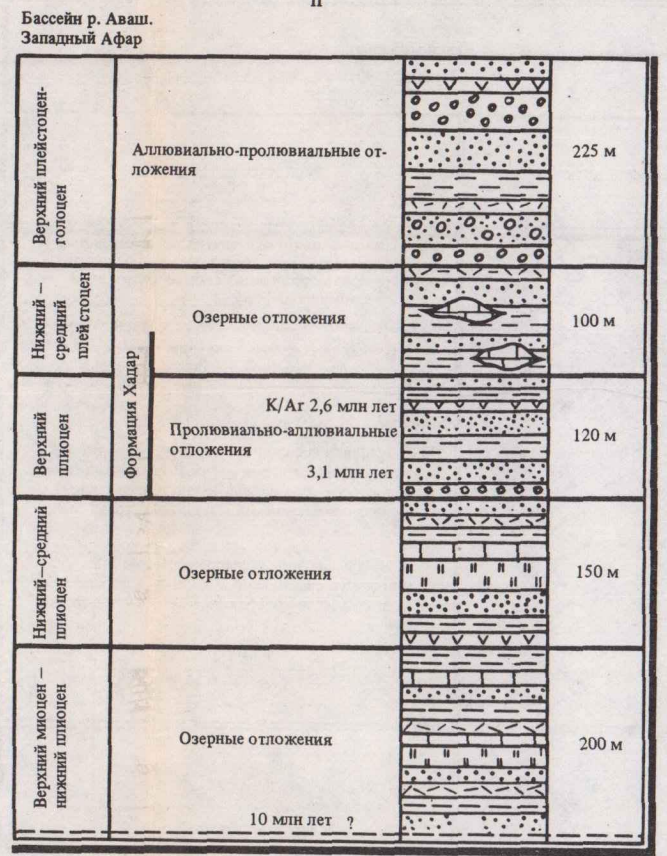
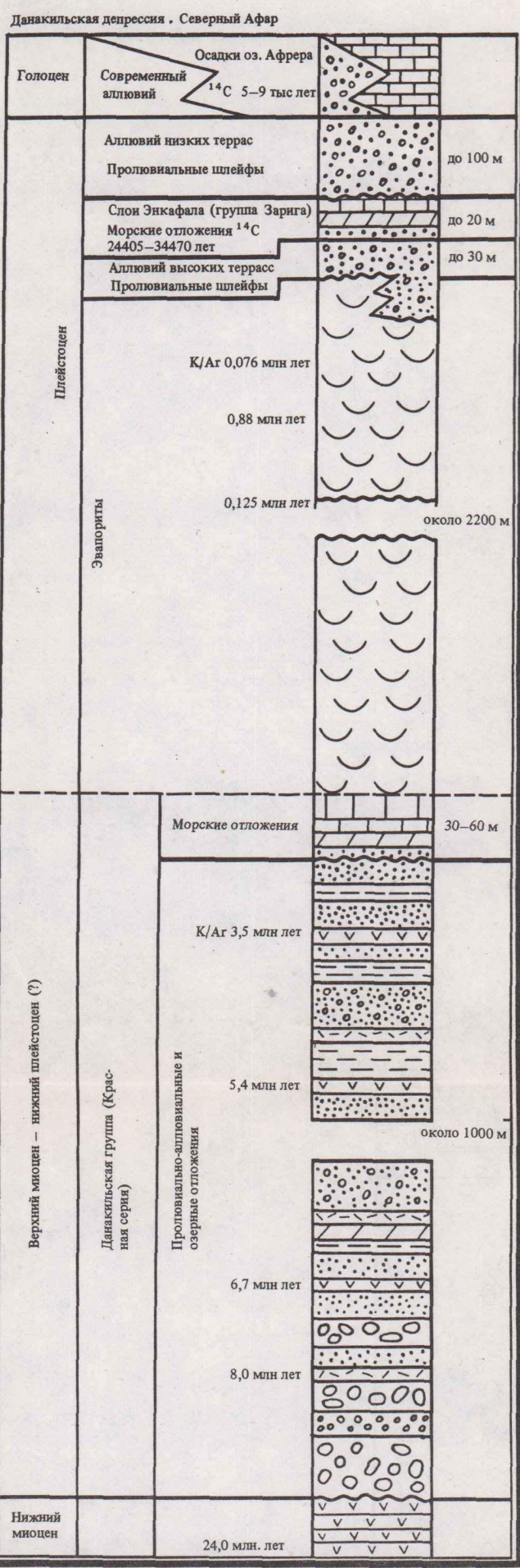


Рис. 23. Осадочные комплексы рифтовых структур Эфиопии [с использованием данных: Bannett et al., 1970; Kalb, 1979; Roger et al., 1975; Sickenberg, Schönfeld, 1975; Laury, Albritton, 1973; Chavaillon, 1979; Butzer, 1976] (к с. 51)

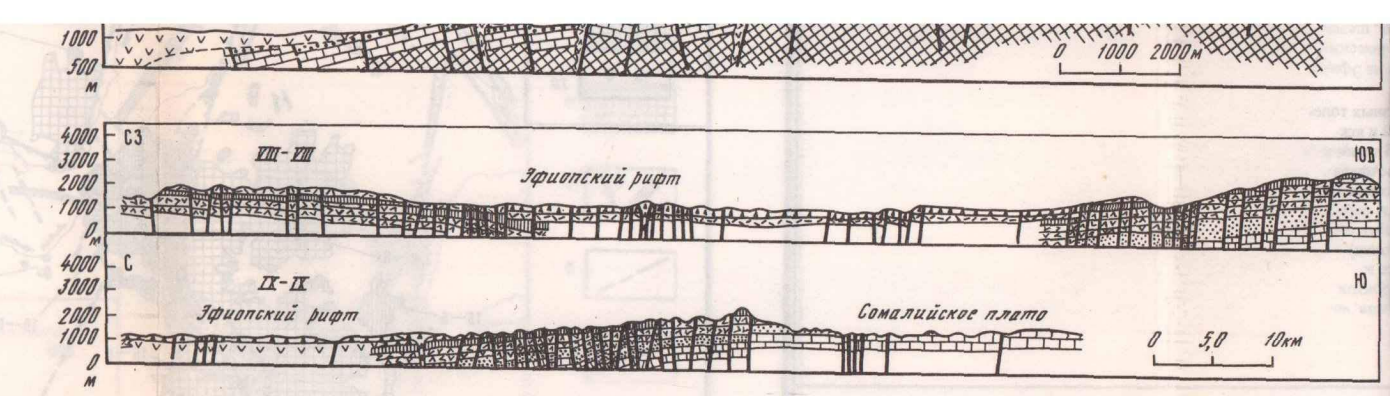
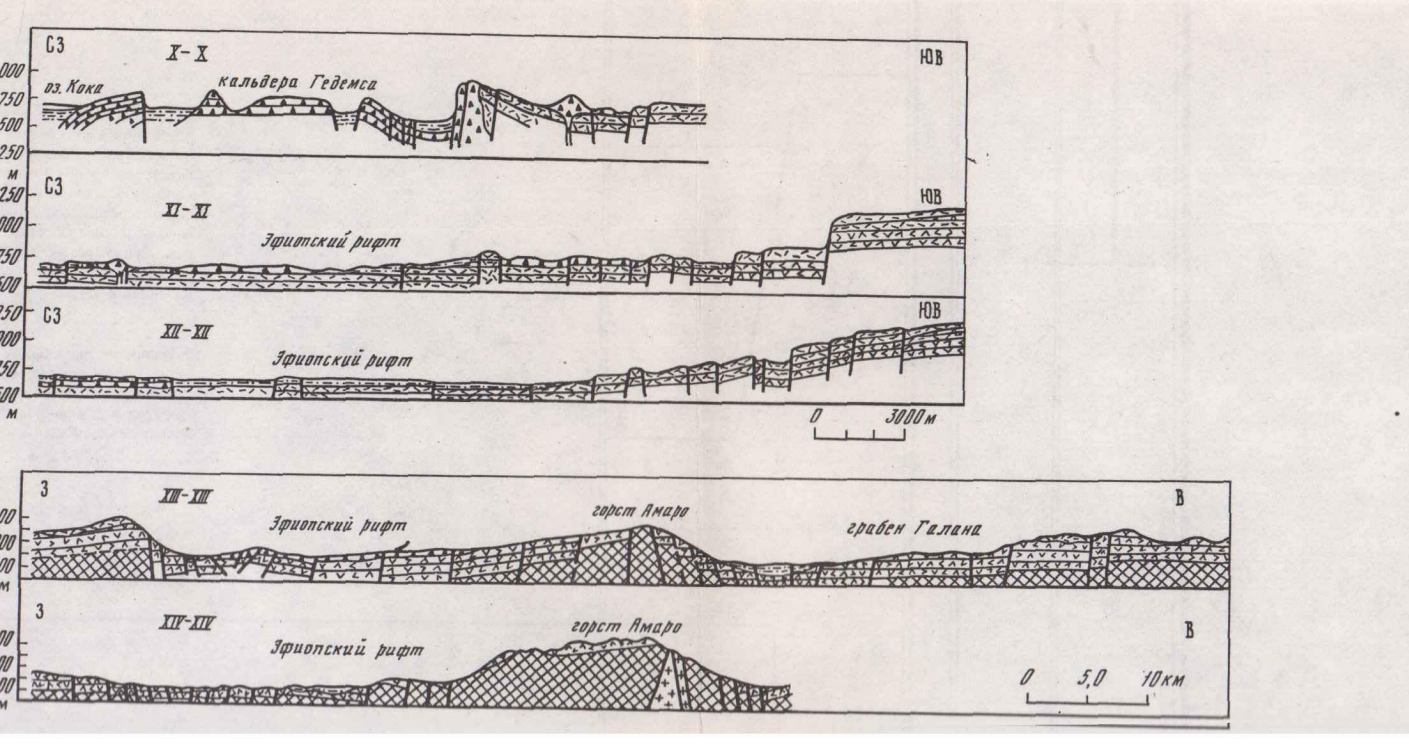
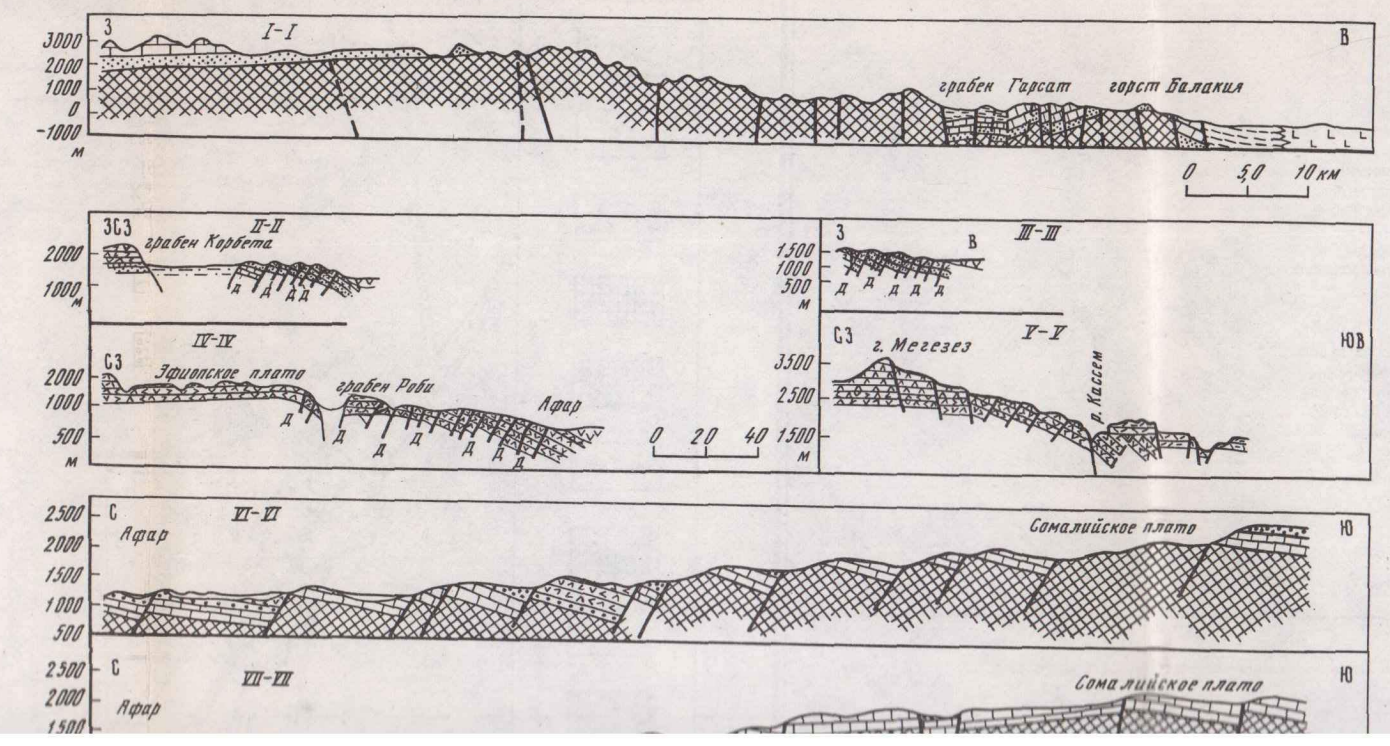


Рис. 33. Геологические разрезы бортовых уступов Эфиопского рифта и Афара [с использованием данных Garland, Kazmin, 1978; Abbate, Sagri, 1969; Di Paola, 1977; Levitte et al., 1974] (к с. 67)

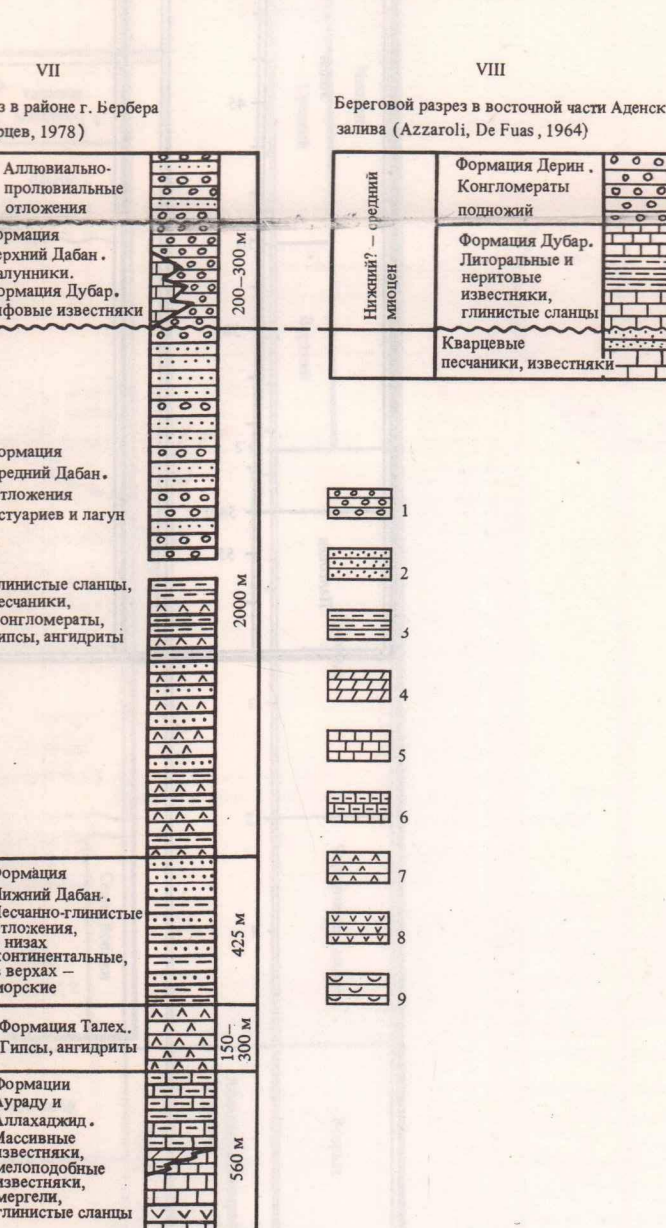
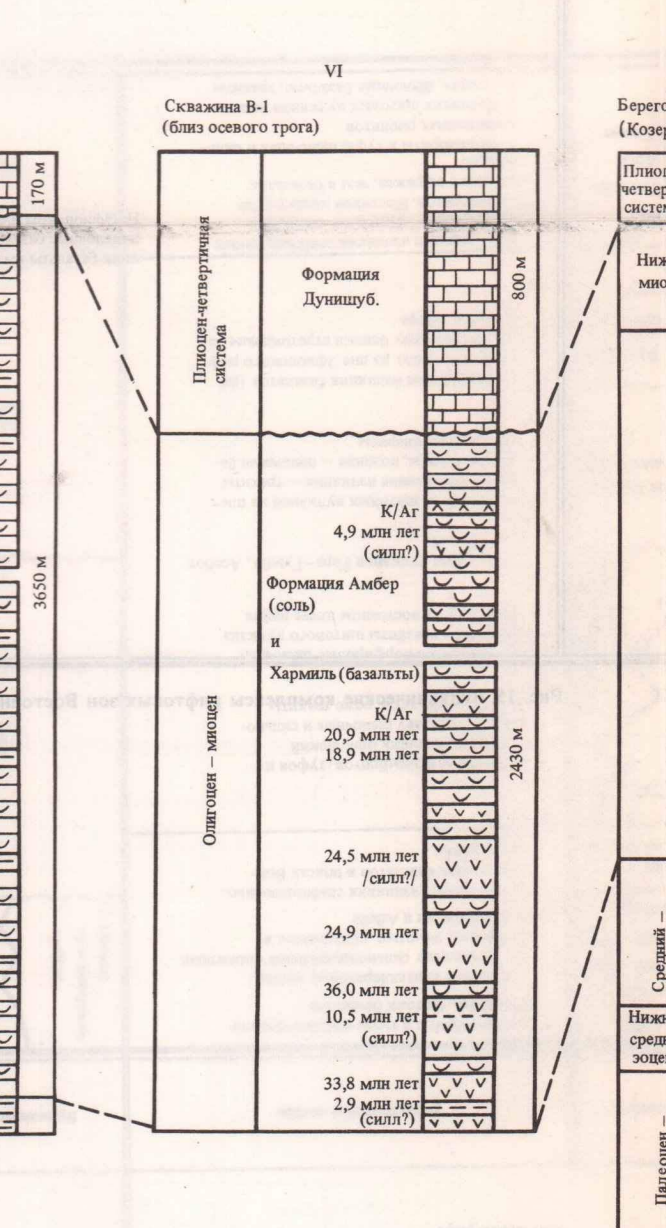
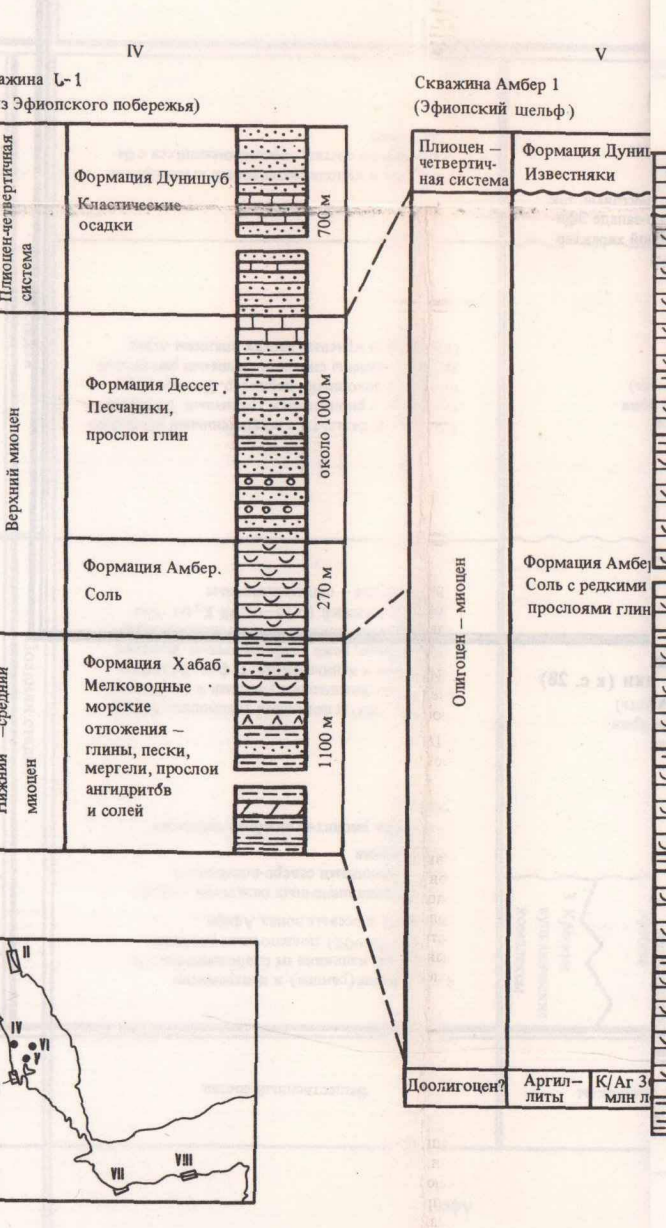
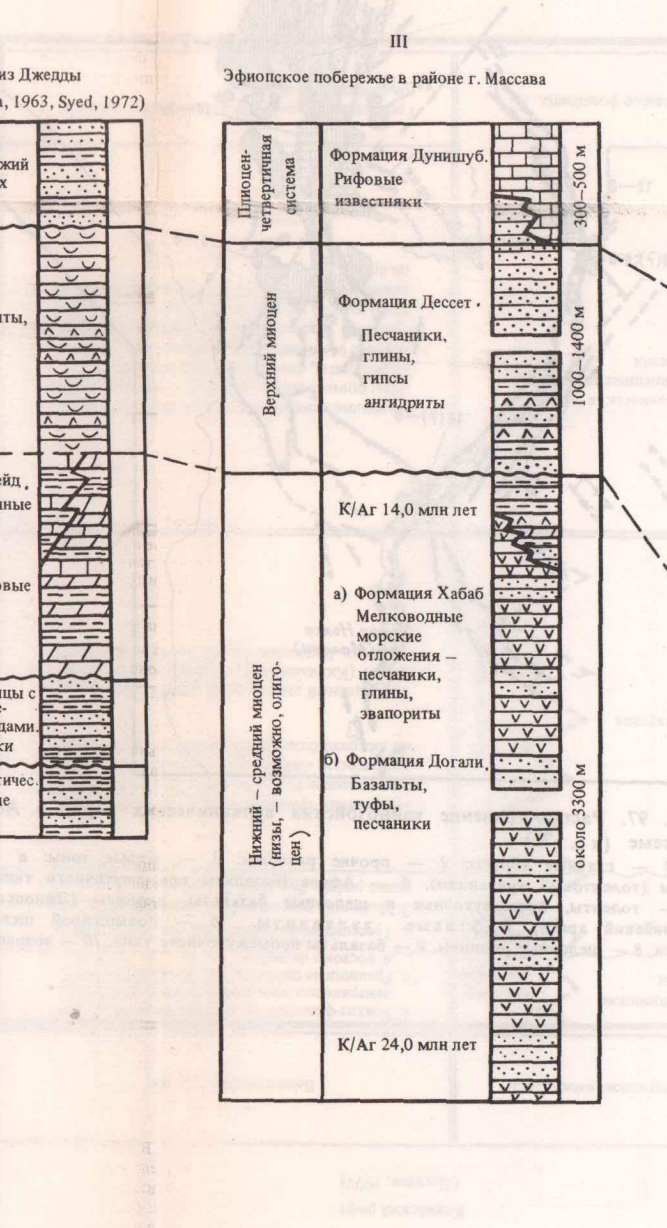
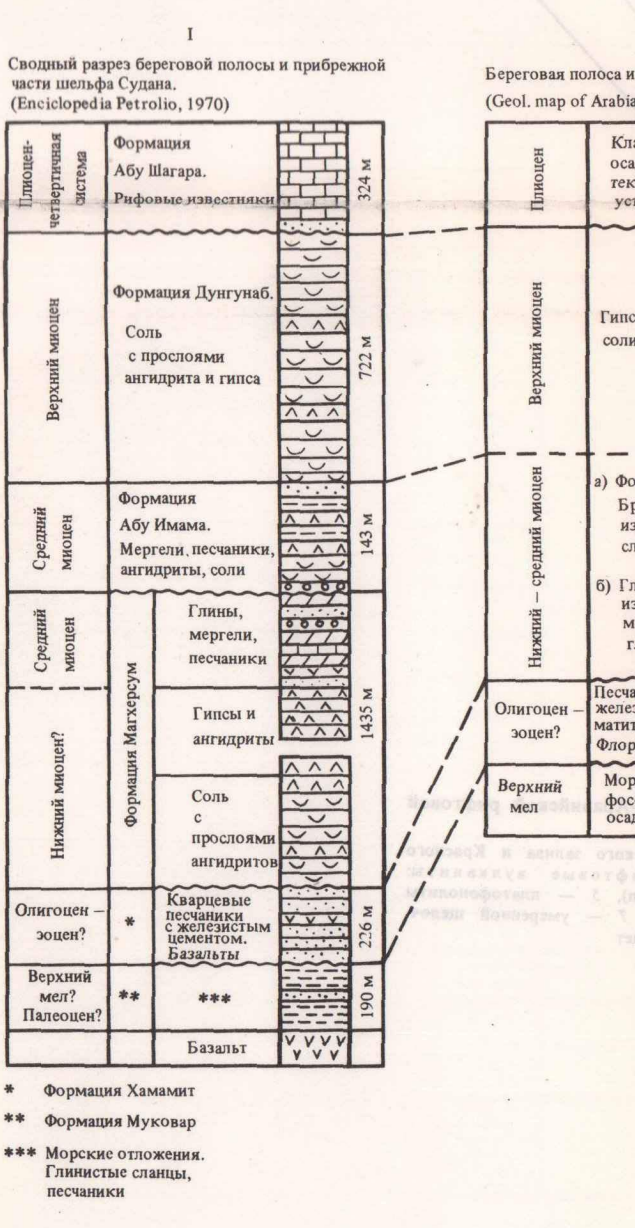


Рис. 24. Осадочные комплексы. Южная часть Красноморского рифта (I-VI), Аденский рифт (VII и VIII) (к с. 57)

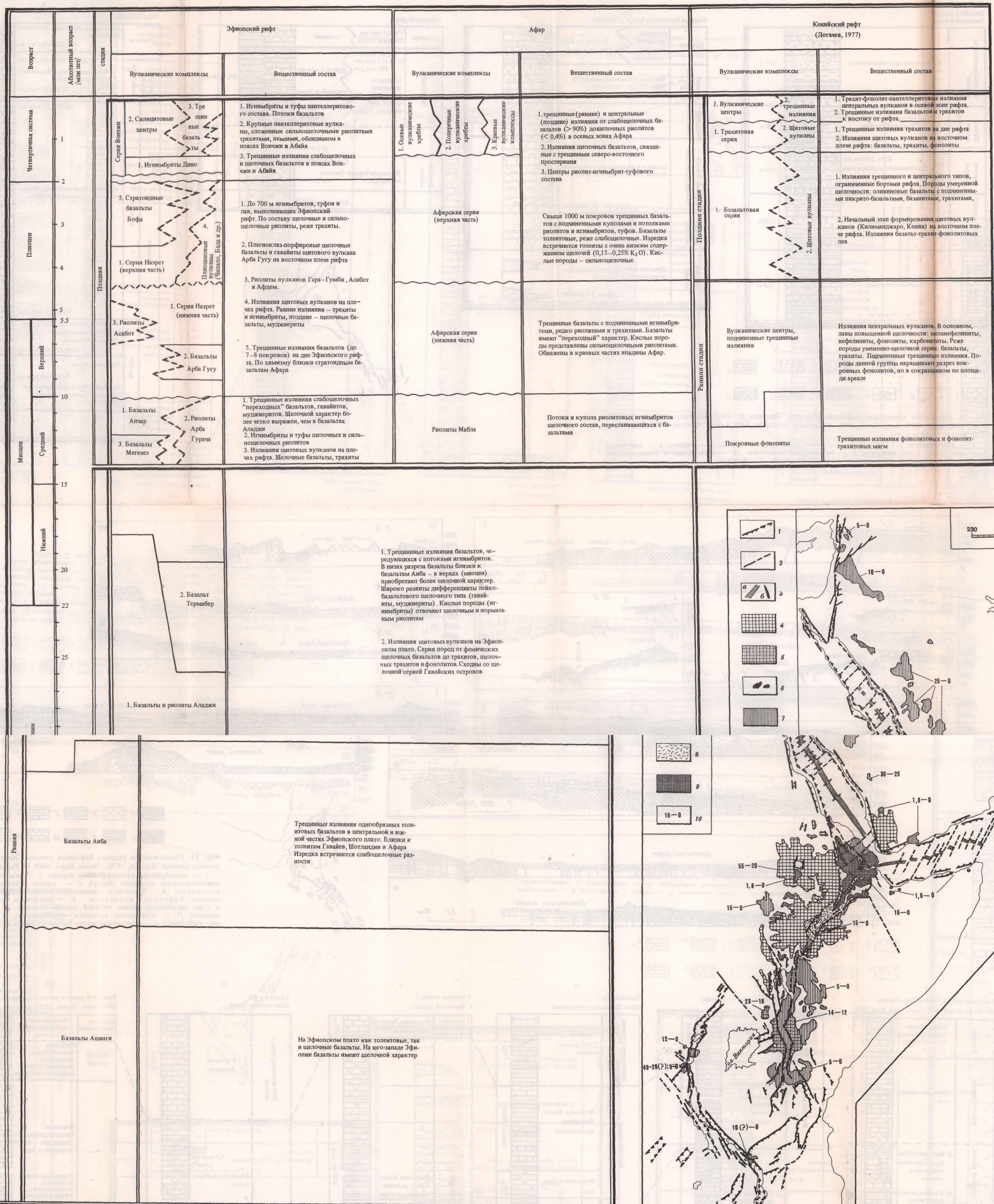


Рис. 15. Вулканические комплексы рифтовых зон Восточной Африки (к с. 28)

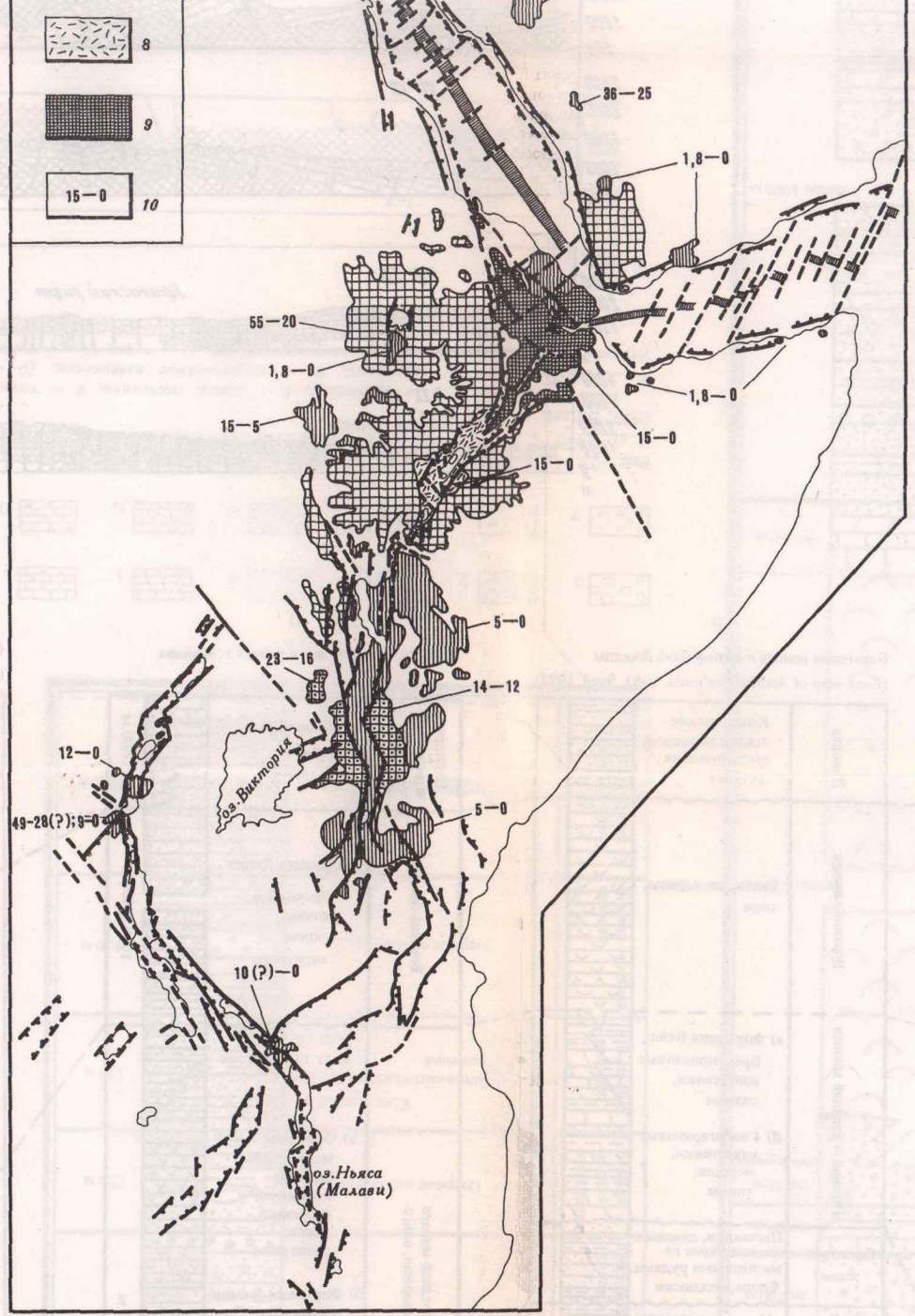
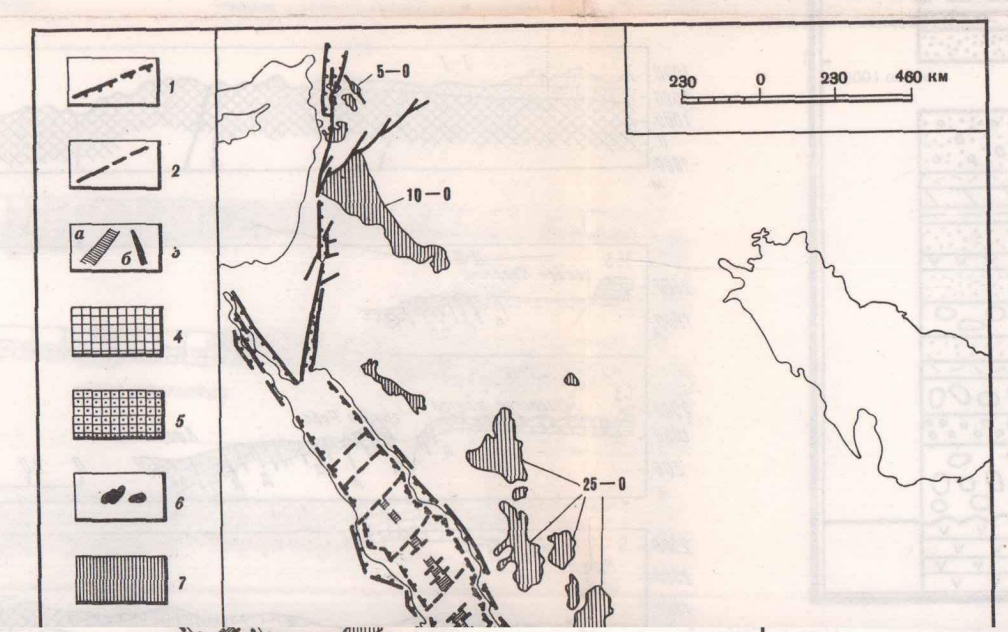


Рис. 97. Распространение кайнозойских вулканических пород в Африкано-Аравийской рифтовой системе (к с. 171)

1 — главные сбросы; 2 — прочие разломы; 3 — осевые зоны; 4 — Аденского залива и Красного моря (толитовый вулканизм); 6 — Афара (базальты промежуточного типа). Дорифтовые вулканизмы: 4 — толиты, промежуточные и щелочные базальты, риолиты (Эфиопский ареал); 5 — платофонолиты (Кенийский ареал). Рифтовые вулканизмы: 6 — повышенной щелочности; 7 — умеренной щелочности; 8 — щелочные риолиты; 9 — базальты промежуточного типа; 10 — возраст в млн лет

Трещинные излияния однообразных толитовых базальтов в центральной и южной частях Эфиопского плато. Близки к толитам Гавайев, Шотландии и Афара. Изредка встречаются слабощелочные разновидности

На Эфиопском плато как толитовые, так и щелочные базальты. На юго-западе Эфиопии базальты имеют щелочной характер

1. Трещинные излияния базальтов, чередующихся с потоками игнимбридов. В низях разреза базальты близки к базальтам Аоба — в верхах (молодые) приобретают более щелочной характер. Широко развиты дифференциаты лейкобазальтового щелочного типа (гавайиты, муджериты). Кислые породы (игнимбриды) отвечают щелочным и нормальным риолитам  
2. Излияния шитовых вулканов на Эфиопском плато. Серия пород от феррических щелочных базальтов до трахитов, щелочных трахитов и фонолитов. Сходны со щелочной серией Гавайских островов

3 p. 30 к.

4916