

*Е.Е. Милановский*

РИФТОГЕНЕЗ  
В ИСТОРИИ  
ЗЕМЛИ

Е.Е. Милановский

# РИФТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

(РИФТОГЕНЕЗ  
НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ)

4108



МОСКВА  
«НЕДРА»  
1983



Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. (рифтогенез на древних платформах). М., Недра, 1983, 280 с.

Показана роль рифтогенеза и близких к нему процессов растяжения в геологической истории Земли от архея до кайнозоя на древних платформах. Рассматриваются вопросы эволюции рифтогенеза, периодичности его проявлений, соотношений рифтогенеза с геосинклинальным процессом и формированием океанических впадин и роль рифтогенеза в формировании месторождений полезных ископаемых. Происхождение и развитие рифтовых и рифтоподобных зон интерпретируются в свете концепции пульсаций и расширения Земли. Является дальнейшим развитием исследований автора, изложенных им в книге «Рифтовые зоны континентов» (Недра, 1976).

Книга рассчитана на широкий круг геологов.  
Ил. 50, список лит.—198 назв.

Рецензент — член-корр. АН СССР проф.  
М. В. Муратов (МГРИ)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

В последнее время геотектоника, как и многие другие отрасли геологии, переживает период быстрого накопления новых данных и бурного развития теоретических представлений. Расширению сферы геотектонических исследований во времени и пространстве способствовали значительные успехи, достигнутые в изучении докембрийской истории Земли, геологии ложа океанов, глубоких частей и мантии Земли, а также поверхности других планет Солнечной системы.

Одним из существенных результатов геотектонических исследований последних десятилетий явились открытие мировой системы внутриокеанических рифтовых хребтов, установление их структурных и генетических связей с рифтовыми зонами континентов, некоторые из которых были давно известны, но считались второстепенными, «экзотическими» тектоническими образованиями, и осознание огромной роли, которую играет рифтогенез на современном этапе геологического развития Земли и которая, по-видимому, принадлежала ему и в далеком геологическом прошлом. Представления о рифтогенезе и его максимальном проявлении — расширении или раздвигании («спрединге») океанского дна — явились одним из основных исходных элементов таких современных геотектонических концепций, как гипотезы перемещения литосферных плит и расширение Земли.

Под рифтовыми зонами мы понимаем полосовидные в плане тектонические зоны протяженностью на многие сотни и даже тысячи километров, в которых происходит (или преобладает) горизонтальное расширение земной коры в направлении, приблизительно поперечном к их простираанию, сопровождаемое подъемом нагретого глубинного мантийного материала. Этот процесс, называемый рифтогенезом, проявляется в утонении земной коры и литосферы подобных зон, в возникновении в них и дальнейшем расширении и углублении рифтов, т. е. рассекающих всю кору или, по крайней мере, ее верхнюю часть, глубоких линейных грабенов, ограниченных взаимопараллельными нормальными сбросами, или раздвиговых полостей, заполненных поднимающимся снизу глубинным материалом, либо, наконец, даже в полном разрыве сплошности земной коры, ранее существовавшей в пределах рифтовой зоны, и образовании в полосе ее «раскрытия» новой коры океанического типа.

Понимание важного значения рифтогенеза как глобального геотектонического процесса определило необходимость детального и всестороннего изучения наряду с рифтовыми зонами океанов также и современных рифтовых зон в пределах суши и анализа

закономерностей их строения и развития. Результаты геологического изучения материковых рифтовых зон Земли обобщены автором в книге «Рифтовые зоны континентов» [55], в которой, помимо многочисленных литературных данных, были использованы также и материалы многолетних исследований и наблюдений автора во многих рифтовых зонах Африки, Исландии и других районов. В ней был дан также краткий обзор проявлений рифтогенеза в истории Земли. За годы, прошедшие после завершения работы над этой книгой, изучение рифтогенеза продолжало быстро развиваться как в нашей стране, так и за рубежом. Все больше внимания стали уделять проявлениям рифтообразования и близким к нему процессам в геологическом прошлом нашей планеты, рифтовым и рифтоподобным структурам палеозойского, позднепротерозойского, раннепротерозойского и даже архейского возраста. Рассмотрению результатов исследований древнего рифтогенеза на разных континентах Земли были в значительной мере посвящены международные симпозиумы, состоявшиеся в 1975 г. в Иркутске и в 1977 г. в Осло.

Естественно, что по мере изучения более ранних эпох развития Земли выявляются такие структурные формы и процессы, отнесение которых к категории рифтовых или хотя бы рифтоподобных неизбежно становится все более и более условным и спорным (а понимание терминов «рифт», «рифтовая зона» — все более расплывчатым и нечетким). Это относится, в частности, к таким образованиям, как архейские «зеленокаменные пояса», привлекая в последнее время внимание исследователей и нередко квалифицируемые в качестве древнейших структур рифтового типа.

Огромный интерес представляет обнаружение в последние годы рифтоподобных образований на некоторых планетах Солнечной системы и их спутниках и, в частности, широкое развитие своеобразных рифтовых зон на поверхности Марса. Становится очевидным, что рифтогенез является не исключительно земным явлением, а процессом, свойственным «твердым» планетным телам, причем проявляющимся на некоторых из них в достаточно далеком прошлом. Растущий интерес к рифтогенезу породил огромную, быстро увеличивающуюся и уже с трудом охватываемую литературу. К сожалению, исследователи рифтогенеза, как правило, не исходят из единых четких представлений о том, какие структуры следует называть рифтовыми, каковы их соотношения с другими категориями тектонических элементов, каковы основные признаки рифтового процесса («режима») и его место среди других важнейших геотектонических процессов (эндогенных режимов). Трудности усугубляются тем, что при изучении древних рифтовых и рифтоподобных структур и процессов как из-за фрагментарности фактического материала (особенно при попытках реконструкции «зрелых» проявлений рифтогенеза с большим масштабом раздвигания коры), так и в связи с тем, что характер рифтогенеза, как и других процессов, протекавших параллельно с ним в земной коре и запечатлевавшихся в ее структурных фор-

мах, со временем, несомненно, эволюционировал, однако пути и даже самые главные направления тектонического развития Земли остаются еще недостаточно ясными и понимаются разными исследователями весьма различно и подчас даже почти противоположно.

В ряде работ безосновательно допускается, что типы структур (в том числе рифтовые зоны) и геотектонические процессы (в том числе рифтогенез), которые протекают на Земле в настоящее время и механизм которых считается уже понятным и раскрытым, существовали и в геологическом прошлом, в том числе и в архее, претерпевая со временем лишь некоторые изменения.

Нам кажется, что обоснованные представления об истинной роли рифтогенеза в геологическом прошлом и его эволюции в истории Земли невозможно получить на основе некритического использования тех или иных «моделей», разработанных применительно к современному этапу истории Земли, либо тех или иных общих теоретических концепций о путях ее геотектонического развития (хотя значение и того и другого при анализе данных исторической геологии, конечно, нельзя отрицать), ибо мы рискуем при этом «подогнать» фактический материал под ту или иную шаблонную схему; подобные работы, создавая ложную иллюзию достоверности, в действительности не двигают науку вперед. Для выяснения реальной роли рифтовых и рифтоподобных структур и процессов в геологическом прошлом и выяснения действительных тенденций их эволюции в ходе истории нашей планеты необходимо, прежде всего, по возможности детальный, разносторонний и объективный, непредвзятый анализ имеющихся данных о геологическом строении и развитии древних линейных зон растяжения и их соотношений с другими структурами — в первую очередь, в пределах основных тектонических зон континентов, где существование можно проследить в течение наиболее длительного времени, а именно на территории древних платформ, а также в пределах позднепротерозойско-фанерозойских подвижных поясов, континентальных окраин и океанов. Такое систематическое исследование древних рифтоподобных и рифтовых структур, как нам кажется, могло бы дать достаточно надежную основу для обобщений, относящихся к выявлению общих закономерностей в эволюции рифтогенеза и других, связанных с ним процессов в течение основных этапов геологической истории Земли.

Поставив перед собой задачу проведения подобного исследования, автор вполне осознавал несовершенство своего труда, как первого опыта обобщения колоссального материала по геологии древних рифтовых и рифтоподобных зон, лишь незначительная часть которого могла быть использована в этой работе. В книге неизбежно отразилась весьма различная степень изученности этих зон на разных платформах. Основное внимание уделено их структуре и тектоническому развитию; стратиграфия же, литолого-формационный характер отложений, магматизм и особенности глубинного строения и геофизических полей освещены кратко и схема-

тично. Главный упор сделан на рассмотрение докайнозойского рифтогенеза, поскольку большинство кайнозойских рифтовых зон, в частности, Африкано-Аравийские, Байкальская и другие были детально охарактеризованы в книге «Рифтовые зоны континентов» [55]; исключение было сделано лишь в отношении нескольких кайнозойских рифтовых зон (Рио-Гранде, Камбейская). С другой стороны, выполнению задачи автору способствовали результаты его личных исследований и наблюдений во многих как новейших (Восточно-Африканские, Исландские, Рейнская, Рио-Гранде, Байкальская и др.), так и древних рифтовых зонах (грабен Осло, грабены Забайкалья, некоторые авлакогены Сибирской платформы и др.) и в ряде подвижных (геосинклинально-орогенных) областей, в пределах которых также распространены структуры рифтового типа (Средиземноморский пояс, Анды, Верхояно-Кельмская область, Камчатка и др.).

В предлагаемой вниманию читателей книге «Рифтогенез в истории Земли» (рифтогенез на древних платформах) кратко рассматриваются исторические «корни» рифтогенеза в древнейшем геологическом прошлом Земли — в архее и раннем протерозое, дается региональный обзор проявлений рифтообразования и сопряженных с ним явлений на всех древних (т. е. обладающих допозднепротерозойским фундаментом) платформах Лавразийской и Гондванской групп. В заключение анализируются характерные черты рифтогенных структур на древних платформах, их соотношений с другими типами структур платформ и обрамляющих их подвижных (геосинклинально-орогенных) поясов и океанических впадин, выявляются некоторые закономерности их эволюции в ходе геологической истории. Дальнейшие исследования автора будут посвящены рассмотрению проявлений и роли рифтогенеза в структуре и геологической истории подвижных поясов и океанических впадин.

## ИСТОРИЧЕСКИЕ «КОРНИ» РИФТОГЕНЕЗА — ЛИНЕЙНЫЕ РИФТОПОДОБНЫЕ СТРУКТУРЫ В ФУНДАМЕНТЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

---

### КАТАРХЕЙ И АРХЕЙ

Характер тектонического развития и структурного расчленения Земли на самых ранних этапах геологической истории — в катархее (ранее 3,5 млрд. лет) и архее (3,5—2,6 млрд. лет), несмотря на значительные успехи, достигнутые в последнее время в изучении раннего докембрия, остается недостаточно ясным и вызывает острые дискуссии. К числу наиболее спорных проблем относится природа «первичной» коры, возникшей к началу архея, в частности, в пределах нынешних древних платформ, а также масштаб и «стиль» горизонтальных движений, имевших место в эти наиболее ранние эпохи развития Земли. Еще недавно многие исследователи считали, а некоторые (А. Гликсон, 1980 г.) еще продолжают считать, что древнейшими образованиями в земной коре являются комплексы преимущественно основных архейских метавулканических пород, слагающие «зеленокаменные ядра» континентов (Е. В. Павловский, М. С. Марков, 1963 г.). Главной тенденцией в эволюции земной коры во всей истории Земли, согласно широко распространенному представлению, является последовательное преобразование коры океанического типа в мощную и сложно построенную кору континентов. Однако в последние годы на разных платформах обнаружены несомненно более древние, чем архейские образования «зеленокаменных поясов», катархейские комплексы так называемых «серых гнейсов» гранодиоритового (тоналитового, трондьемитового) состава, метаморфизм которых датируется 3,6—3,9 млрд. лет. Высказываются предположения, что эти «серые гнейсы» отвечают верхней части (или, вернее, средней, учитывая, что самая верхняя часть уничтожена денудацией) коры протоконтинентального типа, уже существовавшей в пределах древних платформ и частично на территориях, занятых ныне складчатыми поясами неогей, к началу архея. В связи с тем, что величина теплового потока в эту эпоху, вероятно, существенно превышала современные ее значения, а температура на поверхности Земли, окутанной очень плотной первичной атмосферой, также была более высокой и даже, возможно, достигала 300 °С (В. И. Шульдинер, 1980 г.), астеносфера, очевидно, была выражена более отчетливо, ее кровля располагалась на относительно небольшой глубине, а «прогретая» кора повсеместно характеризовалась повышенной проницаемостью для глубинных флюидов и магматических расплавов и способностью к пластическим деформациям

(пермобильностью). Разумеется, эти свойства могли несколько изменяться как во времени, так и на площади в связи с периодичностью и местными вариациями в интенсивности выделения глубинного тепла.

Типичные структуры рифтового, так же как и геосинклинального типа, в катархее и архее неизвестны, однако некоторые типы тектонических структур этого возраста имеют определенное отношение к проблеме рифтогенеза. Это — уже упомянутые «зеленокаменные пояса» архея и чарнокит-гранулитовые пояса.

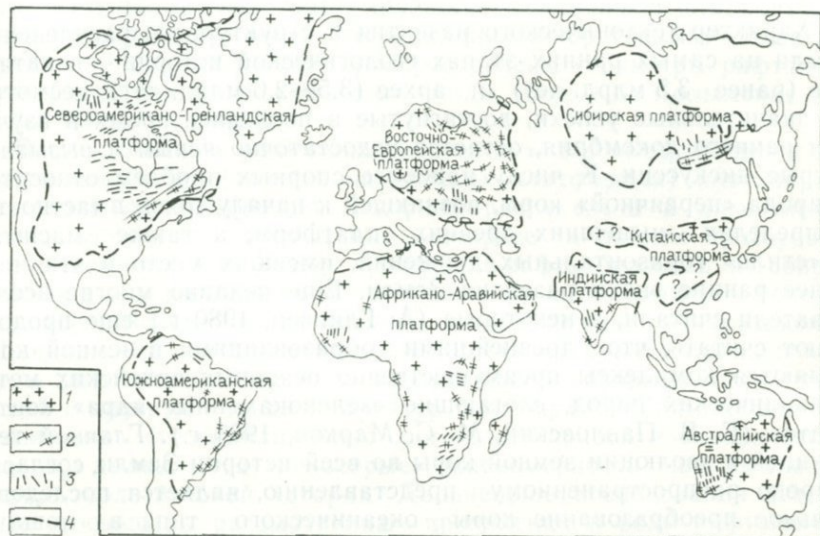


Рис. 1. Катархейско-раннеархейские (?) чарнокит-гранулитовые пояса и ранне- и позднеархейские зеленокаменные пояса на древних платформах. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

1 — нерасчлененный архейский гнейсовый фундамент древних платформ, частично переработанный в раннем и позднем протерозое; 2 — чарнокит-гранулитовые пояса; 3 — зеленокаменные «пояса»; 4 — границы древних платформ, определившиеся в позднем протерозое

В пределах щитов, а в последнее время и в фундаменте плит многих древних платформ различаются два основных типа крупных архейских тектонических структур (рис. 1). Во-первых, это приблизительно изометричные, овальные или угловатые в плане гнейсовые массивы размерами в многие сотни километров в поперечнике (складчатые овалы, «овоиды», «кратоны», «поля» и т. п.), внутренняя структура которых характеризуется широким развитием округлых и овальных в плане, куполовидных структур, сложенных гнейсами, метаморфизованными преимущественно в амфиболитовой, реже гранулитовой фации, либо чередованием последних с зонами синклинального строения, выполненными преимущественно толщами основных метавулканитов, а также метаосадочных пород

(так называемые «зеленокаменные пояса» или «зоны»). Во-вторых, это обрамляющие или разделяющие гнейсовые массивы довольно широкие и весьма протяженные линейные складчатые гранулитовые пояса («межи») [69], в строении которых принимают значительное участие разнообразные исключительно глубоко метаморфизованные (в гранулитовой фации) породы — гиперстеновые (чарнокитовые) гранулиты, образовавшиеся, по-видимому, за счет основных магматических пород, высокоглиноземистые и графитовые гнейсы, железистые кварциты, а также тела метаморфизованных гипербазитов, анортозитов, гиперстеновых гранитов (чарнокитов). Но наряду с глубоко метаморфизованными породами, для этих поясов характерно присутствие сравнительно слабо метаморфизованных образований (вплоть до зеленосланцевой фации), возникших в результате многократного наложения метаморфических преобразований диафорического типа. Радиологические исследования дают для подобных поясов большой разброс датировок — от раннего архея до протерозоя и даже фанерозоя. Длина чарнокит-гранулитовых поясов измеряется многими сотнями и даже первыми тысячами километров, ширина их составляет от нескольких десятков до 1—2 сотен километров.

Чарнокит-гранулитовые пояса весьма широко распространены в пределах континентов Гондваны [28, 29]. Они приурочиваются главным образом к периферическим зонам древних платформ, пограничным с впадинами Индийского и Атлантического океанов. Таковы, в частности, чарнокитовые пояса Иматака и Восточно-Бразильский на Южноамериканской платформе [77], Западно-Африканский, Мозамбикский и Восточно-Мадагаскарский гранулитовые пояса на Африканской платформе, додарварские чарнокитовые пояса Южной Индии, Восточных Гат и Шри Ланка [62] на Индийской платформе, гранулитовые пояса Западно-Австралийский и Олбани-Фрезер на Австралийской платформе [10, 132], эндербитовый пояс Восточной Антарктиды (Г. Э. Грикуров и др., 1980 г.). Однако некоторые, обычно более узкие пояса проникают в глубь этих платформ, разделяя архейские гнейсовые массивы (Трансгвианский и Гояс на Южноамериканской платформе, Ахагарский, Руква-Танганькинский, Угандский, Замбези, Лимпопо и другие на Африканской, Масгрейв-Аранта — на Австралийской). Краевое положение занимают крупнейшие чарнокит-гранулитовые пояса и на северных платформах — Североамериканской и Сибирской (Гренвилльский, Становой пояса), но более узкие гранулитовые пояса прослеживаются и внутри платформ Лавразийской группы. К. О. Кратцем и др. [69] установлено широкое развитие чарнокит-гранулитовых поясов («межей») в фундаменте Русской плиты и Балтийского щита (Лапландский гранулитовый пояс), где они разделяют многочисленные архейские гнейсовые массивы («поля»), образуя довольно сложную сеть. Характернейшей чертой внутренней структуры «межей», согласно К. О. Кратцу и др., является четко выраженная линейность, обусловленная неоднократной сменой режимов сжатия и растяжения.

Древнейшие меланократовые образования чарнокит-гранулитовых поясов, скорее всего, в общем отвечают наиболее глубоким «горизонтам» разреза протоконтинентальной коры древних платформ; в пределах гнейсовых массивов они обнажаются более локально, а в основном распространены вышележащие, относительно более лейкократовые, существенно парагнейсовые комплексы. Чарнокит-гранулитовые пояса, как полагают, например, Е. А. Долгинов и др. [29], К. О. Кратц и др. [69], возможно, обособились от разделяющих их блоков (гнейсовых массивов) уже в катархее или к началу раннего архея, обозначив тем самым наиболее древнюю латеральную неоднородность земной коры континентов и создав ее древнейший структурный рисунок. Можно полагать, что первоначально эти пояса, обозначились как зоны, обладающие повышенной проницаемостью для проникновения по ним магматических дериватов основного и ультраосновного состава, и что в их пределах преимущественно концентрировались деформации растяжения, связанного с некоторым общим расширением поверхности протоконтинентальной коры древних платформ или, возможно, всей поверхности Земли (?). В дальнейшем чарнокит-гранулитовые пояса, напротив, подвергались сильному сжатию, приводившему к интенсивным линейным складчатым, надвиговым и даже покровным деформациям [28], «выдавливанию» и выведению на поверхность наиболее глубоких и глубоко метаморфизованных образований\*.

Ряд исследователей [29, 93] обратили внимание на то, что чарнокит-гранулитовые пояса впоследствии, нередко неоднократно — в позднем архее, раннем и позднем протерозое, а иногда и в фанерозое — становились ареной процессов тектоно-магматической активизации, «метаморфической регенерации» [93], «диахизиса» [11, 80], «тектоно-термальной переработки» [8] и т. п. Таковы, например, Мозамбикский, Восточно-Гатский, Западно-Австралийский, Восточно-Бразильский, Гренвилльский, Становой пояса и др. Эти же пояса послужили также ложем многих позднепротерозойских и фанерозойских рифтовых зон, в основном наследующих простираения древнейших (катархейских и раннеархейских) структур их фундамента. Так, большинство рифейско-палеозойских авлакогенов Восточно-Европейской платформы в основном наследуют положение чарнокит-гранулитовых «межей» в ее субстрате [69], мезозойские и кайнозойские внутриконтинентальные грабены Восточно-Африканской рифтовой системы приурочены к Мозамбикскому поясу, а мезозойские периконтинентальные рифтовые зоны материков Гондваны, в основном определившие контуры впадин Индийского и южной части Атлантического оке-

\* Существует и другой взгляд [153], согласно которому породы гранулитовых полей также признаются древнейшими (например, возраст метаморфизма гранулитов в поясе Лимпопо — 3,8 млрд. лет) и наиболее глубинными образованиями фундамента платформ; однако предполагается, что тектонические пояса, в пределах которых эти комплексы были выведены на поверхность, возникли не ранее конца архея или даже в протерозое.

анов — к целому ряду чарнокит-гранулитовых поясов, переживающих впоследствии тектоно-магматическую активизацию.

Заложение геосинклинальных поясов неогея в позднем протерозое и их частичная регенерация в палеозое и мезозое, по-видимому, также в основном происходили вдоль рассматриваемых древних линейных зон, хотя пояса неогея, как еще более широкие и протяженные структуры, вероятно, могли захватывать и поглощать по нескольку соседних «межей» вместе с разделяющими их «полями», что отражается во внутренней гетерогенности строения фанерозойских складчатых поясов. Необычайная «живучесть» и способность к неоднократным регенерациям, в ходе которых они подвергались поперечным деформациям растяжения и сжатия, повторному прогреву и метаморфизму, наряду со значительными размерами чарнокит-гранулитовых поясов, явно свидетельствуют о большой глубине заложения этих структур, корни которых, несомненно, уходят в мантию Земли.

В отличие от чарнокит-гранулитовых поясов, древние гнейсовые массивы («овалы», «кратоны», «щиты») утратили свою тектоно-магматическую активность и приобрели значительную «жесткость» гораздо раньше — в основном, вероятно, уже в конце архея, и в последующее время выступали как относительно однородные, слабо проницаемые «консолидированные» геоблоки, лишь в редких случаях рассекавшиеся прямолинейными глубокими разломами или узкими грабенами. Однако в течение архея многие из этих массивов (хотя далеко не все и не вполне одновременно) подвергались интенсивному прогреву, дроблению и горизонтальному растяжению, сопровождавшемуся мощными извержениями преимущественно основной и отчасти ультраосновной (толеитовые базальты и коматиты), а в дальнейшем также средней и кислой магмы (андезиты, дациты и риолиты); эти процессы приводили к возникновению на их теле многочисленных так называемых «зеленокаменных поясов». Учитывая гораздо меньшие размеры этих поясов по сравнению с чарнокит-гранулитовыми, лучше было бы называть их зеленокаменными зонами. Последние представляют сравнительно короткие (первые сотни или даже десятки километров) и узкие (десятки километров или даже километры), обычно несколько изгибающиеся в плане зоны синклинального строения, выполненные относительно слабо метаморфизованными (как правило, в зеленокаменной фации) толщами лав (преимущественно субаквальных) и пирокластолитов, а также подчиненных им кремнистых (включая железистые кварциты) и терригенных образований, в том числе базальных и внутриформационных конгломератов, заключающих нередко древних гнейсов, происходящих из смежных зон. Некоторые из зеленокаменных зон относятся к раннему архею (например, на Каапваальском и Танганьикском массивах Южной и Восточной Африки) и, может быть, даже к верхам катархея (в Западной Гренландии), но большая их часть принадлежит к позднему архею (2,6—3 млрд. лет) (кватиний провинции Сьюперитор на Канадском щите, дарварский ком-

плекс Индостана, зеленокаменные зоны массивов Йилгарн Пилбара на Западно-Австралийском щите, Родезийского массива на Южно-Африканском щите). В качестве позднеархейских «зеленокаменных поясов», породы которых, однако, подверглись несколько более сильному метаморфизму (до амфиболитовой ступени), рассматриваются в последнее время как зоны развития вулканогенно-осадочных толщ лопия в Карельской зоне Балтийского щита [81], метабазитовой серии Украинского щита, михайловской серии Воронежской антеклизы на Восточно-Европейской платформе и «троговый комплекс» Алданского щита [23].

Зеленокаменные зоны в плане обычно многократно чередуются с полосами гнейсов, в значительной степени впоследствии ремобилизованных и замещенных гранито-гнейсовыми куполами и гранитоидными диапирами, нередко деформировавшими при своем внедрении зеленокаменные зоны или прорывающими их краевые части. Некоторые же массивы аналогичных гранитоидов целиком внедрялись в последние. На этом основании иногда считают «первичные» вулканогенно-осадочные формации зеленокаменных зон древнейшими образованиями подобных областей (А. Гликсон, 1980 г.). Однако присутствие в разрезах зеленокаменных зон, начиная с их базальных слоев, обломков гнейсов, а также обнаружение в пределах чередующихся с зеленокаменными зонами гранито-гнейсовых зон реликтов комплекса серых тоналитовых гнейсов с возрастом метаморфизма до 3,6—3,9 млрд. лет\* — все более убеждают в большей древности гнейсового комплекса, представляющего фундамент зеленокаменных зон [1, 91, 132 и др.].

В каждом архейском массиве зеленокаменные зоны имеют более или менее близкую, хотя и не очень выдержанную ориентировку (в связи с дугообразными, извилистыми или расщепляющимися контурами многих из них), однако на разных щитах и даже на разных массивах в пределах одного щита простираения этих зон могут существенно различаться. Заложение и формирование зеленокаменных зон многие исследователи обоснованно связывают с раздроблением и растяжением сравнительно тонкой в то время литосферы гнейсовых массивов, приводившими к образованию в их пределах многочисленных линейных рифтоподобных структур [23, 81, 195 и др.]. Этот процесс происходил, очевидно, в обстановке возрастающего прогресса верхов мантии, а затем и коры и подъема кровли астеносферы и сопровождался мощными излияниями сперва основных и ультраосновных (мантийных) расплавов, а затем — также и более кислых продуктов плавления протоконтинентальной коры и завершался гранитизацией гнейсового субстрата и подъемом гранитоидных диапиров главным образом между зеленокаменными зонами, которые в связи с этим приобрели синклиналиную или синклинорную структуру.

\* Так, например, в провинции Сьюпериор на Канадском щите древнейшие гнейсовые комплексы датируются цифрами 3,8—3,75 млрд. лет и около 3,0 млрд. лет, а вулканы зеленокаменных зон в этом же регионе — 2,8—2,7 млрд. лет [52].

Ранние стадии этого процесса, очевидно, можно рассматривать как своеобразный рассредоточенный рифтогенез, в какой-то мере сравнимый с формированием системы взаимопараллельных линейных грабенов и горстов в кайнозойской провинции Бассейнов и Хребтов в Кордильерах. Однако масштаб дальнейшего растяжения в зеленокаменных зонах архея определяется различными авторами весьма различно. По некоторым представлениям растяжение могло приводить к полному разрыву и раздвигу блоков протоконтинентальной коры и образованию между ними впадин с корой океанического типа, возможно, напоминавших современные глубоководные впадины окраинных морей в тылу островных дуг [2]. Другие полагают, что амплитуда раздвига не превышала 80—100 км, т. е. масштаба межконтинентального рифта типа Красного моря [81], или, наконец, что под зеленокаменными зонами протоконтинентальная кора подвергалась лишь утонению и раздроблению с возникновением «щелей», служивших каналами для подъема мантийных магм. По-разному трактуются также масштаб и причины последующего сжатия зеленокаменных зон и морфология возникавших при этом структур. Одни исследователи предполагают, что последние подвергались весьма значительному поперечному сокращению с возникновением систем относительно пологих чешуйчатых надвигов [2] (А. С. Новикова, 1975 г.) и сравнивают завершающие стадии развития зеленокаменных зон с эволюцией островных дуг. Согласно другому мнению, последующее сжатие приводит к формированию более или менее сильно сжатой симметричной или асимметричной синклинальной структуры, которая может осложняться надвигами, зонами меланжа и др. [81]. Наконец, некоторые авторы полагают, что зеленокаменные зоны являются древними аналогами фанерозойских рифтов и на всем протяжении своего развития формировались в условиях растяжения, а синклинальная или синклинорная структура зеленокаменных зон обусловлена не последующим общим поперечным сжатием, а их смятием, вызванным увеличением объема (как бы «разбуханием») смежных с ним гнейсовых зон вследствие поздних процессов гранитизации, подъема гранито-гнейсовых куполов и гранитоидных диапиров, затронувших гнейсовые зоны в большей степени, чем зеленокаменные «рифты» [23].

Итак, можно констатировать, что зеленокаменные зоны архея представляют собой своеобразные линейные структуры, возникшие в результате горизонтального растяжения, впоследствии сменившегося сжатием (природа которого остается спорной). Линейность зеленокаменных зон и предполагаемый кинематический режим их развития в некоторой мере сближает их с чарнокит-гранулитовыми поясами. Вместе с тем, эти типы архейских структур очень резко различаются между собой. Если чарнокит-гранулитовые пояса — сильно приподнятые и глубоко эродированные структуры, то зеленокаменные зоны, напротив, представляют глубокие (до 10 км и более) прогибы. Гранулитовые пояса на порядок величин превышают их по своим размерам, резко превосходят их по

степени метаморфизма пород и выделяются «предрасположенностью» к неоднократной последующей тектоно-магматической регенерации. Архейские зеленокаменные зоны, завершив «цикл» своего развития, напротив, в большинстве случаев крепко спаиваются со смежными гранито-гнейсовыми зонами, образуя вместе с ними «жесткие» массивы. Если последние и подвергаются впоследствии раздроблению, то оно часто происходит по новым направлениям, секущим зеленокаменные зоны (например, Великая дайка на Родезийском массиве).

Вопрос о возрастных соотношениях этих двух древнейших линейных структур континентов сложен и однозначно пока не решен, а имеющиеся фактические данные, на первый взгляд, дают основания для противоречивых выводов. Гораздо более глубокий метаморфизм пород чарнокит-гранулитовых поясов позволяет предполагать, что они являются более древними, но эти различия отчасти можно объяснить последующим поднятием и более глубоким срезом подобных поясов. Абсолютные датировки пород зеленокаменных зон достоверно свидетельствуют об их ранне- или позднеархейском возрасте, тогда как в чарнокит-гранулитовых поясах наблюдается широкий разброс датировок, и лишь единичные цифры обычно указывают на архей (и в исключительных случаях — на катархей). Однако эти радиогеологические данные интерпретируются как результат неоднократного «омоложения» чарнокитовых поясов и не исключают большей древности последних.

Структурные соотношения, на первый взгляд, казалось бы, дают некоторые основания считать зеленокаменные зоны более древними, чем чарнокит-гранулитовые пояса. Во-первых, густота сети и небольшие размеры зеленокаменных зон говорят о том, что литосфера во время их формирования была наиболее тонкой и сильно прогретой (особенно на завершающей стадии их развития), что, исходя из общей тенденции в термической эволюции Земли, может указывать на относительную древность зеленокаменных зон. Во-вторых, тот факт, что последние размещаются внутри массивов, которые обрамляются и разделяются чарнокит-гранулитовыми поясами, как будто, может указывать на наложенный характер последних по отношению к внутренней структуре гнейсовых массивов. Однако следует отметить, что термическая эволюция Земли могла носить более сложный, возвратно-поступательный характер. Тот факт, что архейские зеленокаменные зоны на разных массивах, даже в пределах одних и тех же платформ (например, на соседних Каапваальском и Родезийском массивах в Африке), разновозрастны и распространены на них далеко не равномерно, показывает, что аномально высокий термический режим недр, свойственный зеленокаменным зонам в эпохи их активного развития, существовал на древних платформах не повсеместно и одновременно, а как бы «блуждал», последовательно распространяясь на одни их области и «ущадя» другие области последних. Зеленокаменные зоны внутри ряда массивов прости-

раются либо параллельно обрамляющим их гранулитовым поясам, либо кулисообразно, как бы отщепляясь от их края под острым углом; это позволяет предположить, что «раскрытие» зеленокаменных зон могло происходить при сдвиговых деформациях вдоль обрамляющих поясов. Вполне возможно, что первоначально зеленокаменные зоны существовали не только на массивах, но и в пределах некоторых гранулитовых поясов; в последних они плохо распознаются вследствие их глубокой последующей денудации и наложенного метаморфизма.

Учитывая сказанное, кажется наиболее вероятным, что чарнокит-гранулитовые пояса по времени своего заложения древнее архейских зеленокаменных зон и обособились еще в катархее или, по крайней мере, к началу архея. Их заложение было связано с расчленением протоконтинентальной гнейсовой (тоналитовой) коры, после некоторого охлаждения и консолидации последней, системой швов (шовных зон), возникших в связи с некоторым увеличением площади нынешних древних платформ, скорее всего обусловленных наиболее ранними импульсами общего увеличения объема планеты. Пока «первичная» литосфера Земли оставалась относительно мощной, возникала сравнительно крупная, редкая сеть подобных швов или шовных зон, по которым внедрялись или достигали поверхности отдельные порции основной и ультраосновной магмы. В дальнейшем вследствие, по крайней мере, двукратного повышения термического режима во внешней оболочке Земли, в течение раннего и позднего архея, в отдельных районах нынешних континентов кровля астеносферы существенно поднималась. Растяжение в такие эпохи охватывало не только шовные зоны между массивами, но также и отдельные гнейсовые массивы, которые начинали дробиться и расплзаться, распадаясь на мелкие горсто- и грабенообразные блоки. Последние заливались потоками лав, выплавлявшихся сперва из верхней мантии, а затем и из коры, а позднее прогрев гнейсового фундамента приводил к широкому развитию гранитизации и гранитоидного плутонизма.

В дальнейшем, когда термический режим в коре вновь начал снижаться, кора гнейсовых массивов остывала и реконсолидировалась, а мелкие зеленокаменные зоны, «сцементированные» гранитоидными инъекциями, залечивались. Расширение сменялось общим сжатием, которое сперва проявлялось повсеместно, в том числе внутри гнейсовых массивов, а затем в основном сосредоточивалось в разделявших их шовных зонах (гранулитовых поясах), которые подвергались сжатию, раздавливанию, надвиганию на смежные массивы, выжиманию кверху и, как следствие — глубокой эрозии. При новом усилении разогрева недр возобновлялось растяжение шовных зон, они подвергались диафорезу и т. д. В итоге нескольких повторных циклов усиленного прогрева и охлаждения, растяжения и сжатия внешних оболочек Земли сформировалась сеть глубоких «живучих» шовных зон («межей») и разделяющих их гнейсовых массивов с изометричным структурным рисунком («полей»), которые лишь в отдельные сравнительно короткие эпохи

наибольшего прогревания коры (причем повсеместно) подвергались раздроблению и «расползанию», становясь ареной рассредоточенного рифтогенеза сперва мантийного, а потом корового магматизма, и вскоре вновь охлаждались и консолидировались.

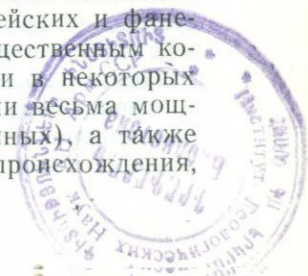
Таким образом, зеленокаменные зоны архейских гнейсовых массивов, возникшие в фазы их наибольшего растяжения и прогресса, могут рассматриваться как недолговечные проявления своеобразного рассеянного рифтообразования. Чернокит-гранулитовые пояса же, хотя и несут в своем древнем метаморфическом покое явных признаков архейских рифтоподобных структур, тем не менее, по-видимому, являлись более глубокими и долговечными линейными зонами термической и магматической проницаемости, в пределах которых неоднократно чередовались деформации растяжения и сжатия. Сохранив эти свои особенности в последующее время, они в значительной мере предопределили локализацию протерозойских и фанерозойских рифтовых и геосинклинальных структур и зон тектоно-термальной активизации.

### РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПРОТОРИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ

После отмирания позднеархейских зеленокаменных зон и исключительно широкого развития процессов гранитизации в конце архея, к началу раннего протерозоя (2,6 млрд. лет) в пределах контуров современных древних платформ сложились обширные относительно консолидированные области — протоплатформы (или «щитовые массивы», по Ч. Б. Борукаеву) [11]. Они явились ядрами будущих древних платформ, в основном обособившихся в своих современных очертаниях в позднем протерозое, в ряде случаев почти не уступали им по своему размеру, а возможно, и распространялись местами за современные границы последних. В основном протоплатформы испытывали в раннем протерозое поднятие, и лишь на отдельных их участках происходили опускания (подчас весьма значительные) и формировались древнейшие осадочно-вулканогенные платформенные чехлы, нередко весьма мощные, и, как правило, метаморфизованные [63]. Между протоплатформами в раннем протерозое развивались протогоеосинклинальные области, гораздо более широкие и протяженные, чем зеленокаменные зоны архея, но вместе с тем значительно более узкие и короткие по сравнению с такими геосинклинальными поясами рифея и фанерозоя, как Урало-Монгольский или Средиземноморский. Таковы, например, Свекофенская, Бирримская, Гудзонская и некоторые другие протогоеосинклинальные области. Они (во всяком случае, их доступные наблюдению участки) были почти целиком заложены на архейском протоконтинентальном фундаменте, о чем свидетельствует отсутствие в их разрезах, за редкими исключениями (например, Байкало-Патомская зона) типичной офиолитовой ассоциации и наличие внутри них выступов архейского основания, а также их расположение между обширными областями протоплатформ с архейским фундаментом, которые иногда почти

целиком окаймляют их (например, Свекофенскую область). На основании данных палеомагнитных исследований установлено, что отдельные архейские ядра, разделенные раннепротерозойскими протгеосинклинальными зонами в пределах древних платформ, например Африканской, сохраняли на протяжении протерозоя неизменное взаиморасположение [136]. Вулканогенные образования игранут в заполнении прогибов раннепротерозойских протгеосинклинальных областей менее значительную роль, чем в зеленокаменных поясах архея, причем в бимодальных вулканических сериях подобных областей породы кислого состава часто резко преобладают над основными [153]. Все сказанное приводит многих советских и зарубежных исследователей к выводу об энсиалической, эпикратонной природе раннепротерозойских протгеосинклинальных областей. Вполне вероятно, что при своем заложении раннепротерозойские протгеосинклинальные области использовали неоднородности архейского основания, в частности, наличие чарнокит-гранулитовых поясов. Крупнейшие геосинклинальные пояса неогея—Урало-Монгольский, Северо-Атлантический, Средиземноморский и др.— в раннем протерозое как самостоятельные тектонические элементы планетарного масштаба, по-видимому, еще не сформировались, и на их месте, возможно, существовали как протоплатформы, так и протгеосинклинальные зоны (частично, может быть, с корой океанического типа?). В середине и конце раннего протерозоя (главным образом, около 2,0 и 1,65 млрд. лет назад) протгеосинклинальные области подвергались складчатым деформациям, метаморфизму (амфиболитовой или зеленосланцевой ступени) и гранитоидному плутонизму и прекратили свое существование. Спаявшись со смежными протоплатформенными массивами, они образовали огромные консолидированные структуры, не только не уступавшие по размерам современным древним платформам, но, по-видимому, объединявшие даже по нескольку платформ, а возможно,— и все современные континенты в единый, хотя и весьма гетерогенный по своему внутреннему строению консолидированный блок (так называемая альгомская консолидация, по Г. Штилле) [108].

Тектонические деформации внутри протоплатформенных областей с относительно «жестким» архейским метаморфическим фундаментом в основном носили глыбовый характер, но в сравнительно узких шовных зонах происходили значительные погружения, и чехол в них подвергался подчас интенсивному сжатию и метаморфизму. Тепловой режим раннепротерозойских протоплатформ в целом существенно уступал таковому архейских гнейсовых массивов, но превосходил термический режим рифейских и фанерозойских платформ. Однако он был подвержен существенным колебаниям как во времени, так и на их площади, и в некоторых сильно прогретых зонах протоплатформ происходили весьма мощные излияния основных и ультраосновных (мантийных), а также более кислых вулканических продуктов корового происхождения,



а также внедрений интрузивных тел ультраосновного, основного и кислого состава, достигавших подчас огромных размеров.

В пределах протоплатформ встречаются наиболее древние раннепротерозойские рифтоподобные линейные структуры растяжения (рис. 2); чтобы подчеркнуть своеобразие этой генерации рифтоподобных структур, мы будем называть их проторифтовыми. По

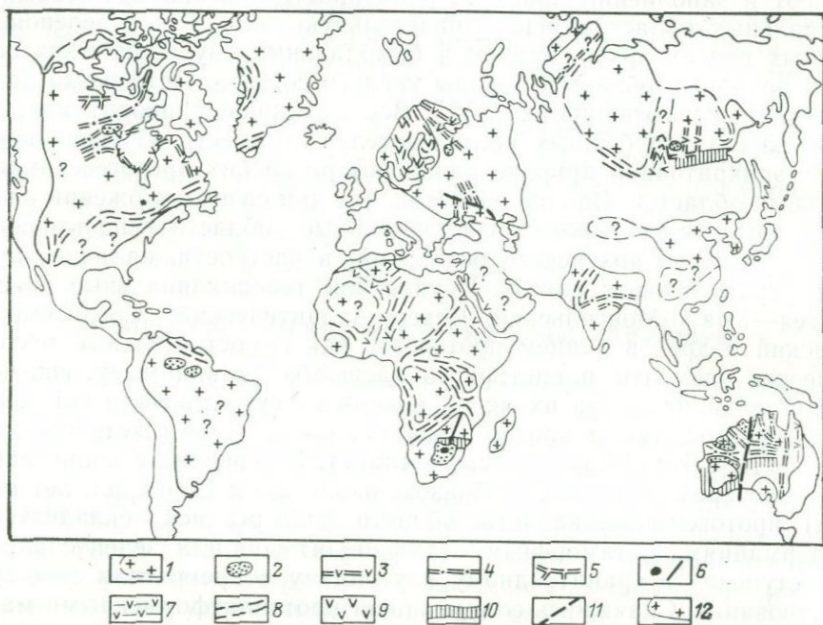


Рис. 2. Раннепротерозойские рифтоподобные зоны в структуре древних платформ. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

1 — протоплатформенные области; 2 — впадины в них (протосинеклизы), выполненные осадочно-вулканогенным чехлом; 3 — рифтоподобные зоны (авлакогессинклинали), заполненные осадочно-вулканогенными образованиями, превратившимися к концу раннего протерозоя в интракратонные складчатые зоны; 4 — то же, выполненные осадочными образованиями; 5 — авлакогены второй половины среднего протерозоя; 6 — крупнейшие базит-ультрабазитовые интрузивы; 7 — эпикратонные протогессинклинальные области, заполненные осадочно-вулканогенными образованиями, превратившимися к концу раннего протерозоя в складчатые области; 8 — то же, выполненные осадочными образованиями; 9 — протозгессинклинальные зоны на коре океанического (?) типа; 10 — зоны тектоно-магматической активизации в раннем протерозое; 11 — некоторые крупные зоны разломов, возможно, сдвигового типа; 12 — границы древних платформ, определившиеся в позднем протерозое

своей распространенности на площади древних платформ и, по-видимому, по суммарному масштабу происходившего в них растяжения, они уступают «зеленокаменным поясам» архея, но индивидуальные проторифтовые зоны обычно превосходят отдельные зеленокаменные пояса по своей протяженности. Вероятно, это указывает на возросшую толщину и степень консолидированности коры протоплатформ по сравнению с архейскими гнейсовыми массивами. Возникновение проторифтовых зон на протоплатформах приблизительно совпадало по времени с заложением протозгессинклиналь-

ных областей и генетически, вероятно, было сопряжено с ним (подобно тому, как заложение авлакогенов в позднем протерозое было связано с заложением геосинклинальных поясов неогей), представляя как бы побочное проявление единого глубинного процесса тектоно-магматической регенерации. Среди раннепротерозойских проторифтовых зон по особенностям их структуры и истории формирования можно различать две группы: первая, более «примитивная» представлена проторифтами, которые подвергались лишь некоторым деформациям растяжения и выражены в виде грабенов или узких раздвиговых зон, вторая — с более длительным и сложным развитием, горизонтальное растяжение сменялось впоследствии деформациями сжатия, приведшими в результате к формированию складчатой структуры.

К первой, относительно редкой группе принадлежит, например, так называемая «Великая Дайка» Зимбабве, прерывающая архейские зеленокаменные зоны и гнейсовый комплекс Родезийского массива и полиметаморфический пояс Лимпопо в Юго-Восточной Африке. Эта гигантская «дайка» протягивается в северо-северо-восточном направлении на 675 км при средней ширине 5—10 км приблизительно параллельно западному краю Мозамбикского гранулитового пояса, неоднократно переживавшего тектоно-магматическую регенерацию. «Дайка» представляет собой в действительности сложное псевдостратифицированное интрузивное тело, приуроченное к щелеобразной раздвиговой зоне в кристаллическом фундаменте. В поперечном сечении в современном срезе оно имеет синклиналиеобразную форму лополита. Сверху вниз он сложен габбро-норитами (с ксенолитами архейских пород), частично серпентинизированными пироксенитами и перидотитами. Книзу по геофизическим данным лополит переходит в крутое дайкообразное тело — абиссолит. Параллельно Великой Дайке простираются более мелкие дайкообразные тела базитов. По-видимому, Великая Дайка маркирует вскрытую эрозией глубокую часть линейной грабенообразной впадины, верхняя часть которой, уничтоженная эрозией, первоначально заполнялась вулканитами основного и ультраосновного состава. Возраст Великой Дайки —  $2530 \pm 30$  млн. лет (Н. Allsop, 1965). На ее простирации в 200 км южнее, уже в пределах другого — Каапваальского архейского массива — находится огромный лополит Бушвелд, сложенный породами, сходными с нею (норитами, габбро и частично гипербазитами), но более молодыми ( $1950 \pm 50$  млн. лет), а также позднейшими гранитоидами; еще далее к юго-западу, в пределах того же массива располагается обширная глубокая впадина, выполненная нижепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, в том числе базальтами, дацитами и кислыми лавами системы Вентерсдорп ( $2250—2300$  млн. лет). Таким образом, Юго-Восточную Африку пересекает раннепротерозойская зона слабого растяжения и проницаемости, вдоль которой как бы «блуждали» периодически происходившие вспышки интрузивного и эффузивного магматизма. Северным продолжением этой зоны, вероятно,

являются вытянутое с юго-юго-запада на северо-северо-восток крупное дайкообразное тело основного состава Лавумбу к востоку от грабена Луангва и рой дает в районе оз. Эяси (2500 млн. лет), пересекающий Танганьикский архейский массив [159]. В целом же всю зону общей протяженностью более 3000 км. Р. Мак-Коннел рассматривает как раннепротерозойский пояс проторифтовых дислокаций, северная часть которого спустя 2 млрд. лет была унаследована при заложении мезозойских и кайнозойских рифтовых зон Восточной Африки — Луангва, Кенийской, Эфиопской и др. [159]. Следует отметить резко дискордантный характер простирающаяся Великой Дайки и проторифтовой системы в целом по отношению к пересекаемым ею частным субширотным архейским структурам субстрата.

Другая, значительно шире распространенная группа раннепротерозойских проторифтовых зон, подвергшихся в конце своего развития некоторому сжатию, в структурном отношении представлена узкими линейными, обычно асимметричными грабен-синклинальными впадинами («геосинклинальными трогами», «палеоавлакогенами»), либо несколько более крупными и сложными по своему внутреннему строению, но также относительно узкими, линейно вытянутыми структурами, которые часто описываются как «интракратонные складчатые зоны», а недавно были названы Г. П. Леоновым [48] авлакогеосинклиналями. В формационном отношении среди проторифтовых структур различаются палеоавлакогены, или «троги», выполненные либо вулканогенными и вулканогенно-осадочными, либо осадочными образованиями (в том числе, нередко формацией джеспилитов).

Наиболее характерными примерами относительно просто построенных проторифтовых зон синклинального типа могут служить впадины Печенга и Имандра—Варзуга в северо-восточной части Балтийского щита, на Кольском полуострове, сложенные преимущественно мощными покровами базальтов с резко подчиненными им базальтовыми коматнитами и более кислыми лавами (андезито-базальты, андезиты, дациты), а также чередующимися с ними толщами терригенных и карбонатных пород (В. Г. Загородный, 1964 г.) [82]. Этот комплекс мощностью более 10 км пронизан пластовыми телами базитов и гипербазитов. Он выполняет цепочку узких асимметричных, пришовных синклиналей общей протяженностью до 600 км, ограниченных с юга системой взбросо-надвигов. Трогообразный Печенга—Имандра—Варзугский прогиб был приурочен к зоне древнего глубинного магмоподводящего шва, прерывистое растяжение которого в раннем протерозое контролировало режим вулканической деятельности. На первых стадиях в составе вулканитов заметное место занимали продукты среднего и умеренно кислого состава (что, вероятно, указывает на определенную роль коры в генерации магматических расплавов), а на более поздних — подавляющую роль среди эффузивных и интрузивных образований приобрели мантийные продукты основного и частично ультраосновного состава. Формирование зоны

завершилось некоторым сжатием и надвиганием на нее более южного блока; южное принадвиговое крыло Печенгской структуры подверглось сильному метаморфизму, а непосредственно южнее возникли гранито-гнейсовые купола.

Лабрадорский «трог» на востоке Канадского щита близок к Печенга—Имандра-Варзугскому по характеру и общей мощности выполняющих его образований (хотя осадочные породы играют в нем относительно большую роль), интракратонному структурному положению и истории развития, но он несколько моложе по времени завершающих деформаций сжатия и метаморфизма (соответственно около 2,0 и 1,7 млрд. лет) и отличается значительно большими размерами (ширина его превышает 100 км, а длина — 1000 км) и сложностью внутренней структуры, представляющей не просто асимметричную синклинали, а моновергентную, осложненную чешуйчатыми надвигами складчатую зону синклинорного типа. Характерно, что основными вулканитами, а также силлоподобными телами базитов и гипербазитов насыщена северо-восточная, приразломная подзона Лабрадорской складчатой зоны, надвинутая на ее юго-западную подзону с менее мощным, чисто осадочным разрезом.

К числу проторифтовых структур с нижнепротерозойским терригенно-кремнистым выполнением принадлежат узкие, сильно сжатые шовные прогибы, известные на Восточно-Европейской платформе в пределах Украинского щита и Воронежской антеклизы и выполненные соответственно криворожской и курской джеспилитовыми железорудными сериями.

Большую часть территории Восточно-Европейской платформы занимает гетерогенный фундамент архейского возраста. Лишь в пределах средней части Балтийского щита, по-видимому, также на континентальной коре образовалась своеобразная Свекофенская протогеосинклиналиная область, развитие которой завершилось к концу раннего протерозоя складчатостью, сильным метаморфизмом и интенсивным гранитоидным плутолизмом, очевидно, связанным с ремобилизацией древнего складчатого основания. Складчатая структура почти изометричной Свекофенской области, по крайней мере, с трех сторон ограниченной поднятиями досвекофенского фундамента, отличается отсутствием главной линейной ориентировки и, по-видимому, в основном подчинена конфигурации крупных гранитоидных диапиров. На остальной же части платформы к раннему протерозою относятся образования протоплатформенного чехла, выполняющие в одних районах, например в Прионежье, сравнительно пологие брахиморфные впадины, а в некоторых других, представленные, как уже говорилось, узкими линейными проторифтовыми прогибами с вулканогенно-осадочным или осадочным типами разрезов, деформированными последующим сжатием.

К первому типу относятся две крупные зоны проторифтовых структур юго-восточного простирания в восточной части Балтийского щита — Печенга—Имандра-Варзугская на Кольском полу-

острове и Куоло-Выгозерская в Карелии [86]. Обе зоны имеют приразломный характер и приурочены к крупным глубоким тектоническим швам, разделяющим Кольский, Беломорский и Карельский блоки коры, сложенные различными метаморфическими комплексами архея. Раннепротерозойские проторифтовые впадины в обеих этих зонах не наследуют какие-либо частные структуры архейского фундамента, но имеют сходное с ними простирание, очевидно, используя благоприятные структурные неоднородности субстрата. В развитии обеих зон в течение раннего протерозоя выделяется несколько стадий, первые из которых характеризуются раздроблением, преобладанием горизонтального растяжения, постепенным расширением и углублением дниц проторифтовых впадин, сопровождавшимся основным вулканизмом, особенно мощным в северной, Печенгской зоне, а последняя стадия — довольно интенсивным сжатием (менее значительные фазы сжатия имели место и на более ранних стадиях), проявлениями гранитного магматизма и регионального метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой ступени [32].

Ко второму типу принадлежат очень узкие, сильно сжатые шовные синклинали (палеоавлакогены, по А. М. Лейтесу и др., 1970 г.), выполненные мощными терригенно-кремнистыми железорудными (джеспилитовыми) сериями — криворожской на Украинском щите и курской — на Воронежском массиве. На Украинском щите достоверно известна единственная подобная синклиналь (Криворожско-Кременчугская), приуроченная к меридиональному шву между Приднепровским и Кировоградским блоками, однако наличие нескольких линейных долготных магнитных максимумов, сходных с Криворожским, на склонах Украинского щита, позволяет предполагать присутствие под чехлом аналогичных погребенных структур, которые в наиболее приподнятой обнаженной части щита были уничтожены денудацией. Криворожская шовная синклиналь и ее аналоги, очевидно, представляют реликты более широких прогибов, подвергавшихся в середине (?) раннего протерозоя сильному сжатию и сохранившихся лишь в приразломных зонах. Как и нижнепротерозойские комплексы в Карелии и на Кольском полуострове, криворожская, а также курская серии залегают на архейском фундаменте несогласно, но слагаемые ими синклинали простираются параллельно складчатым структурам архейского метабазитового комплекса. В структуре фундамента Воронежской антеклизы выделяются две синклиналильные зоны северо-восточного—юго-западного простирания, выполненные курской железорудной серией (белгородско-михайловская и оскольско-щигровская), которые состоят из ряда складок и разделяются курским выступом архея.

Следует подчеркнуть, что раннепротерозойские структуры, сложенные криворожской и курской сериями на Украинском щите и Воронежской антеклизе, разделенных Днепровско-Донецким авлакогеном, имеют резко различные простирания и не продолжают непосредственно из одной области в другую, и попытки их объеди-

нения в единую систему, традиционно повторяющиеся во многих работах, отражают, скорее, мнение авторов, чем геологическую реальность.

На территории большей части **Сибирской платформы** установлено (на Алданском щите, Анабарском своде и других поднятиях) или предполагается (под ее чехлом) присутствие гетерогенного архейского фундамента. Лишь в пределах Вилюйско-Патомской рифтовой системы можно допустить существование северо-восточного продолжения структур Байкало-Патомской раннепротерозойской протогеосинклинальной складчатой области (с отдельными внутренними блоками архея типа Сунтарского). Некоторые другие раннепротерозойские складчатые зоны, сформированные на месте протогеосинклинальных областей, прослеживаются у ее западной, юго-западной и юго-восточной границ.

В пределах самой Сибирской платформы, на Алданском щите выделяется ряд дискордантно наложенных на раннеархейский фундамент субмеридиональных и субширотных узких грабен-синклинальных прогибов, выполненных мощными осадочно-вулканогенными толщами (в том числе джеспилитами) субганского «трогового» комплекса. Эти образования явно накапливались в узких грабенах, но затем последние подверглись сжатию и приобрели внутреннюю складчатую структуру, усложняющуюся вблизи соседних гранито-гнейсовых куполов, а выполняющие их толщи были метаморфизованы в зеленосланцевой или амфиболитовой фации (так же как и согласно перекрывающие их отложения нижнепротерозойской протоплатформенной удоканской серии). Эти грабен-синклинальные структуры были описаны под названиями «геосинклинальных трогов» или «палеоавлакогенов» [47], однако А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский [22] считают, что они имеют рифтовую природу. Формирование субганского комплекса и выполняемых им грабенообразных прогибов первоначально относилось к раннему протерозою, однако в последнее время некоторые исследователи [23] условно датируют его поздним археем (хотя последующую складчатость и метаморфизм этих образований, как и наложенные деформации удоканской серии, продолжают относить к раннему протерозою), а сами эти прогибы (как, впрочем, и раннепротерозойские прогибы Печенга-Варзугской зоны) интерпретируют как различные генерации «зеленокаменных поясов». Однако, несмотря на элементы сходства с типичными архейскими «зеленокаменными поясами», рассматриваемые наложенные грабенообразные прогибы Алданского щита, также как и Печенга-Варзугской зоны, все же отличаются от них тем, что они формировались в значительно более «жесткой» структурной обстановке, о чем говорит прямолинейность их ограничений (в отличие от причудливо извилистых контуров зеленокаменных поясов), значительно меньшая роль или даже отсутствие признаков пластического течения и реоморфизма в их «раме» и субстрате и пр. Вопрос о возрасте субганского комплекса и времени образования выполняемых им грабенообразных прогибов нуждается в уточнении. Вполне возможно, что

и в некоторых других районах Сибирской платформы существуют подобные проторифтовые (авлакогеосинклинальные) раннепротерозойские структуры, погребенные под позднепротерозойским или фанерозойским платформенным чехлом.

К раннему протерозою относится одна из важнейших эпох тектоно-магматической активизации Становой зоны, обрамляющей с юга Алданский щит; она выразилась в повторном метаморфизме слагающих ее архейских образований и становлении крупных интрузивных тел анортозитов и гранитоидов.

Более молодую генерацию грабенообразных впадин образуют Алданский и Билякчанский грабены, возникшие в восточной части Алданского щита [41]. Эти относительно широкие (60—80 км) грабены, возможно представляющие звенья единой проторифтовой зоны, заполнялись грубообломочными терригенными осадками и кислыми вулканитами мощностью до 4—6 км; они не подверглись смятию, но были прорваны телами нормальных и щелочных гранитоидов. Субмеридиональный Билякчанский грабен, полуразделивший Алданский щит и Охотский массив, был унаследован в позднем протерозое более широким Юдомо-Майским или Южно-Верхоянским авлакогеном (см. рис. 15).

В пределах всего Канадского щита несомненно, а под платформенным чехлом **Североамериканской платформы** предположительно расположен архейский метаморфический фундамент. Развитые в пределах платформы нижнепротерозойские отложения повсеместно лежат на последнем. Эти отложения образуют три типа структур. Во-первых, они слагают местами относительно мощной протоплатформенный чехол, образующий отдельные плоские впадины или смятый в простые пологие складки, как, например, терригенные толщи Гурона в районе одноименного озера на южной периферии Канадского щита и терригенно-вулканогенные отложения верхов нижнего протерозоя к западу от Гудзонова залива. Во-вторых, это очень мощные терригенно-карбонатные и кремнистые (с джеспилитами) многогеосинклинальные серии (Анимики и др.), слагающие довольно широкие (несколько сотен километров) эпикратонные складчатые системы, деформированные в эпоху Гудзонской складчатости (около 1,8 млрд. лет назад). Одна из них — Пенокийская — проходит вдоль южного края Канадского щита (южный борт ее скрыт под фанерозойским чехлом) и далее к востоку и северо-востоку прослеживается в виде фрагментов в пределах Гренвильской зоны, где в основном обнажается более древний, архейский, но радиометрически «омоложенный» фундамент. Другая складчатая система, также сильно размытая, сохранилась в западной части щита, в провинции Черчилл в виде ряда синклинальных зон северо-восточного простирания, между которыми выступает ее архейское основание. Следующая складчатая система гудзонского возраста намечается в юго-западной части платформы в районе Центральных и Южных Скалистых гор.

Наконец, к раннепротерозойским структурам относятся значительно более узкие (от нескольких десятков до 200 км), обычно

асимметричные приразломные авлакогеосинклинальные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными сериями. Наиболее крупной и протяженной среди них являлась уже упоминавшаяся асимметричная Лабрадорская складчатая зона, в разрезе которой значительную роль играют мощные толщи базальтовых лав, а также силлы габброидов и гипербазитов. На востоке эта зона сливалась с северо-восточным продолжением Пенокийской системы (ныне Гренвильский пояс), а на западе, образовав выпуклую к северу крутую дугу, продолжалась в виде складчатой зоны о-вов Белчер, а еще западнее, возможно, сливалась со складчатой системой Черчилл, разделяя, таким образом, северную и южную части Североамериканской протоплатформы. На крайнем северо-западе Канадского щита прослеживается несколько более узких авлакогеосинклинальных прогибов — Ист-Арм, Батерст, Эпуорт, Упомей; выполненных несогласно залегающими на архейском фундаменте толщами кислых и средних вулканитов и обломочных пород верхов нижнего протерозоя, прорванных интрузиями гранитоидов. Если формации, выполняющие Лабрадорский «трог», его строение и история развития могут сравниваться с таковыми Печенга-Варзугской зоны на Балтийском щите, то время заложения и история развития более поздних проторифтовых структур на северо-западе Канадского щита естественно параллелизуется с формированием Улканского и Билякчанского грабенов на востоке Алданского щита.

Из числа южных, Гондванских платформ с наиболее широким развитием раннепротерозойских проторифтовых или авлакогеосинклинальных зон выделяется **Австралийская платформа**. К концу архея на ее территории, несомненно, существовал ряд относительно «жестких» участков, образующих древний костяк ее нынешней структуры. К числу их относятся гнейсово-зеленокаменные архейские блоки Йилгарн, Пилбара и, вероятно, гнейсовый блок Гаулер, возраст которого недавно был определен как позднеархейский (А. Webb, В. Thomson, 1977), а также чарнокит-гранулитовый массив Масгрейв и аналогичная ему зона Фрезер, хотя свидетельства их допротерозойского возраста «стерты» наложением последующего метаморфизма. Весьма вероятно, что не только эти блоки (миниатюрные «щиты»), но и расположенные между ними участки будущей Австралийской платформы также подстилаются архейской корой континентального типа [10, 96, 165, 166, 174 и др.]. В пользу этого говорит наблюдаемое местами налегание нижнепротерозойских отложений подвижных зон на архейский субстрат, наличие нескольких мелких выступов достоверно архейского гнейсового фундамента среди раннепротерозойских складчатых структур на севере Австралии, а также энциалический характер всех протерозойских подвижных зон в пределах Австралийской платформы. Однако протоплатформенная область с архейским кристаллическим фундаментом, существовавшая к началу протерозоя в пределах нынешней Австралийской платформы, обладала значительной подвижностью, неоднородностью и неус-

тойчивостью и относительно высоким термическим режимом. В раннем протерозое она была расчленена зонами разломов нескольких направлений, вдоль которых, судя по обильным проявлениям базальтового вулканизма, — в условиях некоторого растяжения были заложены многочисленные относительно узкие (шириной от десятков до 2—3 сотен километров при протяженности в 1—1,5 тыс. км) геосинклиналеподобные прогибы. В них происходило накопление преимущественно терригенных отложений — конгломератов, кварцитов, аркозовых и реже граувакковых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, а также доломитов и известняков со строматолитами, кремнистых пород и весьма характерных для них джеспилитов. Кроме того, во многих, хотя и не во всех прогибах присутствуют толщи вулканитов основного (базальтового), а также кислого состава (главным образом, в верхах разрезов) и пластовые интрузии долеритов и габброидов. Возраст этих раннепротерозойских комплексов или, по австралийской терминологии — наллагаиния, заключен в интервале между 2,3— и 2,0 млрд. лет. Мощность их может достигать 8—10 и даже 15 км. В середине или конце протерозоя, около 2—1,95 млрд. лет или 1,8—1,7 млрд. лет назад, образования, выполнявшие эти прогибы, подвергались складчатым деформациям, в результате чего они метаморфизованы в зеленосланцевой и реже амфиболитовой фации, нередко прорывались интрузиями гранитоидов и спаивались с обрамляющими и разделявшими их архейскими жесткими блоками. Лишь единичные прогибы на востоке и, может быть, в средней части (?) нынешней платформы не завершили свое развитие к концу раннего протерозоя и продолжали его в раннем рифее.

В итоге, к концу раннего протерозоя в пределах современной Австралийской платформы сложилась система относительно узких, сильно сжатых складчатых зон, простирающихся в нескольких направлениях и в совокупности как бы образующих довольно густую решетку, в петлях которой располагаются угловатые блоки архейского фундамента. В этой решетчатой системе доминируют субширотные (западно-северо-западное—восточное-юго-восточное) субмеридиональное (юго-юго-западное—северо-северо-восточное) направления, а несколько подчиненную роль играет северо-западное направление. Первые два направления — взаимноперпендикулярны, а третье диагонально по отношению к ним. К складчатым зонам субширотного (северо-северо-западное) простираения относятся зона Хаммерслей—Гаскойн, возникшая между архейскими «щитами» Йилгарн и Пилбара на западе Австралии, зона Холлс-Крик, ограничивающая блок Кимберли с востока, зона берли, зоны Паттерсон, Гранитес—Танами, Аранта и др., к зонам субмеридионального (северо-северо-восточного) простираения — зона Холлс-Крик, ограничивающая блок Кимберли с востока, зона Коэн—Джорджтаун, а также несколько более молодая — раннерифейская зона Маунт-Айза. Более редки складчатые зоны западно-северо-западного и северо-западного простираения — Пайн-Крик, Теннаит-Крик — Девенпорт; единичные зоны вытянуты в се-

веро-восточном или восточно-северо-восточном направлении (зоне Мерфи). Интересно отметить, что некоторые смежные зоны, перпендикулярные друг к другу, как, например, зоны Кинг-Лиополд и Холлс-Крик, погружались и деформировались одновременно и по простиранию посредством резкого изгиба переходят одна в другую; это может указывать на то, что заложение их происходило в условиях разнонаправленного горизонтального растяжения, а последующее смятие в складки — в обстановке общего сокращения площади нынешней платформы, вызванного также всесторонним горизонтальным сжатием, что, вероятнее всего, следует связать с режимом тектонических пульсаций. Однако на завершающих стадиях деформаций эти ортогональные направления проявляли себя по-разному, о чем свидетельствует различный кинематический характер разломов разных простираний, срезающих складчатую структуру: разломы субширотного (западно-северо-западного) простирания обычно выражены взбросами, надвигами и даже тектоническими покровами (например, в зоне Кинг-Лиополд), а субмеридионального (северо-северо-восточного) — крутыми сбросо- и взбросо-сдвигами и сдвигами с большой амплитудой смещения [166]. Так, в зоне Холлс-Крик отчетливо прослеживается несколько крупных левосторонних сдвигов, отражающих, по мнению авторов, существование трансконтинентальной сдвиговой системы, по которой западная часть Австралии была смещена к югу относительно центральной. Однако в этой же, а также более восточных субмеридиональных зонах установлены и правосторонние сдвиги; следовательно, направление движения по одним и тем же зонам разломов со временем неоднократно менялось, и они, очевидно, представляют долгоживущие взаимно пересекающиеся швы глубокого заложения (глубинные разломы), рассекающие, вероятно, всю земную кору. В «гнездах» между петлями решетчатой системы раннепротерозойских складчато-разломных зон располагались угловатые блоки архея. Одни из них были частично приподняты, как, например, значительная часть крупнейшего блока Йилгарн, и подвергались денудации, питая обломочным материалом смежные депрессии, а частично перекрыты чехлом нижнепротерозойских терригенно-карбонатных отложений, иногда с покровами базальтов мощностью до 6 км, впоследствии смятым в пологие складки, как, например, на склонах «щитов» Йилгарн и Пилбара, обращенных в сторону разделяющей их складчатой зоны Ашбертон—Гаскойн [132]. Другие блоки сперва были приподняты, а в конце раннего протерозоя испытали общее опускание, как, например, архейский блок Кимберли, перекрытый чехлом из терригенных и отчасти карбонатных отложений и базальтовых покровов мощностью около 5 км, прослаиваемых мощными силами долеритов и гранофилов общей толщиной до 3 км. Возраст этого древнейшего в Северной Австралии комплекса чехла — 1,85—1,8 млрд. лет.

Пока недостаточно ясно, в какой мере расположение раннепротерозойских прогибов и их конфигурация контролировались структурным рисунком архейского субстрата, на который они были на-

ложены. Можно сказать лишь, что мелкий и извилистый рисунок сетки архейских зеленокаменных поясов, обнажающих на «щитах» Иилгарн и Пилбара, не находит отражения в расположении раннепротерозойских подвижных зон, и, в частности, субширотная складчатая зона Ашбертон сечет простирание архейских зеленокаменных поясов щита Иилгарн под почти прямым углом. Однако вполне вероятно, что зоны глубоко метаморфизованных, несомненно или предположительно, архейских пород с широким развитием гнейсов, гранулитов и чарнокитов, подобных тем, которые обрамляют «щит» Иилгарн с юго-востока (зона Фрезер) и с запада, могут подстилать все или хотя бы часть раннепротерозойских складчатых зон Австралии.

Учитывая большую мощность и интенсивную линейную складчатость и метаморфизм слагающих их образований и прорывание их гранитоидными интрузиями, можно считать раннепротерозойские подвижные зоны Австралии интракратонными геосинклиналями (миогеосинклиналями). Вместе с тем их относительная узость, умеренная протяженность, отсутствие внутренней структурно-фациальной дифференциации, зажатость между «тисками» жестких платформенного типа блоков, с чехлом которых выполняющие их толщи формационно сходны и связаны переходами, ограничение длительно живущими прямолинейными глубокими разломами, частично сохраняющими крутое падение до конца протерозойского цикла — сближают их с более поздними грабенообразными прогибами — авлакогенами древних платформ. Поэтому предпочтительнее для обозначения этих зон в процессе их развития использовать предложенный Г. П. Леоновым [48] термин авлакогеосинклиналь, чем такие менее конкретные термины «палеоавлакогены», «протоавлакогены» или «геосинклинальные трогги». Контролируемая долгоживущими глубокими разломами сеть раннепротерозойских складчатых зон, возникших на месте авлакогеосинклиналей, во многом определила в дальнейшем размещение в пределах Австралийской платформы позднепротерозойских и палеозойских структур типа авлакогенов.

Древний метаморфический фундамент в пределах территории **Индийской платформы** был, по-видимому, повсеместно сформирован уже в архее. В раннем протерозое здесь образовалось несколько интракратонных складчатых зон. Наиболее широкой (150—200 км) и сложно построенной является Араваллийско-Делийская складчатая зона в северо-западной части современной платформы, простирающаяся в субмеридиональном направлении более чем на 600 км [62]; она сложена очень мощными (по-видимому, не менее 10 км) терригенными отложениями (песчаники, преимущественно аркозовые, алевролиты, глинистые сланцы, изредка конгломераты). В нижней части разреза — Араваллийской «системе» присутствуют в подчиненном количестве также основные лавы, железистые и марганценозные породы. Несогласно залегающая средняя часть разреза — серия Райяло — сложена мраморизованными известняками и мраморами, а верхняя часть, также

залегающая с несогласием — Делийская «система» (до 5—6 км) вновь представлена терригенными толщами с подчиненными известняками и кальцифирами. Породы этой зоны метаморфизованы в зеленосланцевой или амфиболитовой фации и интенсивно смяты в систему складок, сформированную в течение двух эпох деформаций — араваллийской (около 2 млрд. лет) и делийской (около 1,7 млрд. лет), с каждой из которых связан комплекс гранитоидных интрузий и фаза метаморфизма. Араваллийско-Делийская зона подвергалась в течение позднего протерозоя тектоно-магматической активизации, а в кайнозое в ее южной части возникла Камбейская рифтовая зона (грабен), наследующая субмеридиональное простирание раннепротерозойских структур.

Другая, еще более протяженная (более 1000 км), но более узкая (по-видимому, не более 50—100 км) почти прямолинейная раннепротерозойская складчатая зона пересекает в западно-юго-западном направлении почти всю Индийскую платформу, сливаясь в районе Камбейского залива с Араваллийско-Делийской зоной. Наиболее обнаженная восточная часть этой зоны давно известна как Сатпурская складчатая система, а вся эта зона как единое целое В. М. Моралевым [62] выделена под названием Нармада-Сонской складчатой зоны, поскольку в ее пределах распространена и, очевидно, наследует ее одноименная система позднепалеозойско-мезозойских (Гондванских) грабенов.

К нижнему протерозою в этой зоне принадлежат толщи неравномерно (до зеленосланцевой и даже амфиболитовой фации) метаморфизованных песчано-глинистых отложений с горизонтами железистых кварцитов и марганценосных пород мощностью не менее 4,5 км. Наиболее древние цифры возраста метаморфизма этого комплекса — около 1700 млн. лет отражают время основных складчатых деформаций в Нармада-Сонской (Сатпурской) зоне, однако она неоднократно подвергалась тектоно-магматической и термальной активизации на протяжении раннего, среднего и начала позднего рифея. Учитывая шовный характер этой весьма узкой интракратонной складчатой зоны, В. М. Моралев предлагает считать ее авлакогеном, но, вероятно, более правильно называть ее авлакогеосинклиналью. К структурам подобного же рода В. М. Моралев относит субширотный Сингбумский авлакоген на востоке платформы, также заполненный терригенными нижнепротерозойскими образованиями; однако в отличие от Нармада-Сонской зоны погружение в авлакогене Сингбум возобновилось в начале позднего протерозоя. В раннем протерозое началось формирование платформенного чехла (терригенные толщи с подчиненными основными вулканитами) на флангах Араваллийско-Делийской и Нармада-Сонской зон. Наконец, к раннему протерозою относятся ранние проявления процесса тектоно-магматической и термальной переработки Восточно-Гатского архейского гранулитово-чарнокитового пояса, продолжавшейся затем в течение всего позднего протерозоя.

Успехи в геологическом изучении Антарктиды, достигнутые в последние 20—25 лет, в значительной мере в результате работ советских исследователей, позволили получить некоторое, несомненно, далеко не полное представление о тектоническом строении ледового континента, и в том числе занимающей его большую часть («Восточную Антарктиду») **Антарктической древней платформе**. Согласно современным представлениям [67, 90] (Г. Э. Грикуров и др., 1980 г.), подавляющую часть ее площади занимает архейский метаморфический фундамент, не затронутый позднейшими сильными деформациями, хотя и подвергавшийся повторному прогреву и радиологическому «омоложению», в частности, на рубеже 0,5—0,6 млрд. лет назад. В составе архейского фундамента выделяются крупные блоки древнейших глубоко метаморфизованных в гранулитовой фации пород, с широким развитием чарнокитов (в частности, в районе Земли Эндерби), для которых на основании полученных датировок (до 4 млрд. лет) предполагается раннеархейский или катархейский возраст\* [67]. Однако на отдельных участках глубоко метаморфизованный архейский фундамент перекрыт нижнепротерозойскими образованиями. В одних случаях — в самой западной части платформы, в частности в западной части Земли Королевы Мод (на плоскогорье Ригер), вулканогенно-осадочные отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники мощностью до 2 км), практически неметаморфизованные, очень слабо дислоцированные (углы падения 8—10°) и инъецированные пластовыми телами долеритов с возрастом 1,7 млрд. лет, образуют протоплатформенный чехол на позднеархейском гранитизированном фундаменте (Г. Э. Грикуров и др., 1980 г.).

В некоторых других местах нижнепротерозойские образования слагают узкие интракратонные складчатые зоны, ограниченные блоками архейского фундамента. Такие зоны выявлены в горах Принс-Чарльз и в хр. Шеклтона. В наиболее изученном районе Принс-Чарльз подобная интракратонная складчатая зона, прослеженная по простиранию на 300 км, ограничена с обеих сторон выходами архейских метаморфических образований, имеющих так же, как и сама эта зона, широтное простирание. Ее слагают несогласно налегающие на позднеархейские гранитоиды толщи вулканогенно-терригенно-карбонатного состава, мощностью не менее 3—4 км, для которых характерно широкое развитие джеспилитов, и также даек и силлов метабазитов [67]. Толщи эти подверглись в конце раннего протерозоя, в так называемую раннерукерскую эпоху, складчатым деформациям и были сперва регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации, а впоследствии подверглись локальному метаморфизму в низкотемпературной ступени амфиболитовой фации, но не были охвачены процессами гранити-

---

\* Э. Гру и У. Мантон (E. Grew, W. Manton, 1979) датируют верхний предел возраста гранулитового комплекса Земли Эндерби по прорывающим его чарнокитовым пегматитам урано-свинцовым методом в 2,5 млрд. лет.

зации и лишь ограниченно затронуты позднейшим гранитным магматизмом около 1,0 и 0,5 млрд. лет назад (в позднерукерскую и росскую эпохи). По своему тектоническому положению внутри архейского кратона и налеганию на архейский фундамент, незначительной ширине и формационному характеру (в частности, широкому развитию железистых кварцитов) раннепротерозойские складчатые зоны гор Принс-Чарльз и Шеклтона очень похожи на одновозрастные интракратонные складчатые зоны ряда других платформ. Г. Э. Грикуров и др. [90] называют эти зоны авлакогенной, но как и аналогичные им узкие интракратонные раннепротерозойские складчатые зоны других платформ, их, очевидно, лучше именовать авлакогеосинклиналиями.

На площади большей части гигантской **Африканской платформы**, за исключением ее крайних северо-восточного и северо-западного участков, прилегающих к Красному и Средиземному морям (включая Антиатлас), к началу раннего протерозоя, по-видимому, существовала сформированная в архее кора протоконтинентального типа. В раннем протерозое здесь существовало несколько протоплатформ («кратонов»), которые разделялись протогоеосинклинальными зонами, заложеными, очевидно, на континентальном фундаменте, и в подавляющей своей части заполнялись миогеосинклинальными, преимущественно терригенными формациями. Лишь в самой широкой Бирримской (Эбурнейской) протогоеосинклинальной системе, простирающейся от Гвинейского залива через Сахару до Средиземного моря, осадочные серии чередуются с мощными вулканогенными толщами основного и кислого состава [79]. Ее развитие завершилось 2 млрд. лет назад Эбурнейской складчатостью, создавшей широкую субмеридиональную складчатую систему. Из других протогоеосинклинальных зон, деформированных в эту же эпоху, наиболее четко прослеживаются сравнительно узкие интракратонные складчатые зоны Убенди—Рузизи и Торо—Буганга, обрамляющие с юго-запада, запада и севера Танганьикский архейский массив. На юге континента существовал обширный Южно-Африканский «кратон», состоявший из архейских Каапваальского и Родезийского зеленокаменно-гнейсовых массивов и разделявшей их субширотной гранулитовой зоны Лимпопо, которая в раннем протерозое подвергалась тектоно-магматической активизации, но, по-видимому, не испытывала глубокого погружения. В основном в пределах этого относительно жесткого архейского блока в раннем протерозое возникла субмеридиональная система примитивных проторифтовых структур, включавшая Великую Дайку Зимбабве (частично пересекающую и зону Лимпопо), Бушвельдский лополит и расположенную южнее Вентерсдорпскую область вулканических извержений на Трансваальском массиве. На площади последнего с конца архея в процессе длительного и глубокого погружения формировался исключительно мощный (до 20—30 км) протоплатформенный вулканогенно-осадочный чехол, включающий серии Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль. Типичные проторифтовые структуры

на площади Африканской платформы, в общем, по-видимому, были распространены относительно слабо.

В целом складывается впечатление о довольно ограниченном в глобальном масштабе проявлении горизонтального растяжения и соответственно развитию рифтоподобных структур (так же, впрочем, как и проявлений горизонтального сжатия) в течение раннего протерозоя. В истории нынешних древних платформ ранний протерозой (афебий) представлял длительную эпоху «кратонизации», т. е. постепенного упрочения фундамента протоплатформ («щитовых массивов»), обусловленного общей тенденцией к понижению их термического режима (хотя последняя и осложнялась более частными колебаниями и локальными процессами). В «чистом» виде раннепротерозойские рифтоподобные структуры, связанные с проявлениями горизонтального растяжения на протоплатформах, представлены Великой Дайкой и сопряженными с ней интрузивными телами, заполняющими раздвиговые зоны на Африканской платформе, и раннепротерозойскими дайковыми роями базитов на Канадском, Западно-Австралийском и других щитах, секущими (обычно вкрест простирания) архейские зеленокаменные пояса и гранито-гнейсовые комплексы. Крупные вулканоактивные линейные грабены, ограниченные нормальными сбросами, в которых первоначальное горизонтальное растяжение не сменилось бы последующим сжатием на территориях древних платформ, не характерны для большей части раннего протерозоя и начинают проявляться лишь в конце его («среднем протерозое»). Напротив, довольно многочисленны, хотя и распространены на площади разных платформ неравномерно, раннепротерозойские тектонические зоны, на ранних стадиях развития которых преобладало горизонтальное растяжение, а на завершающих проявилось горизонтальное сжатие.

Одни из них, более широкие и обширные, могут быть названы протогоеосинклинальными областями. Они, действительно, во многом напоминают геосинклинальные пояса неогей, хотя и отличаются от них меньшими размерами и почти повсеместно несомненным эпикратонным характером, проявляющимся, в частности, в резком затухании и переходе в протоплатформу по простиранию некоторых из них (например, Свекофенская, а также Бирримская, если считать Гвианскую область частью последней). Среди протогоеосинклиналей, исходя из масштаба сопутствующего вулканизма, отражающего, очевидно, масштаб растяжения, раздробления и особенности термического состояния их коры и верхней мантии, можно различать протоэв- и протомиогосинклинальные области (или зоны внутри областей). Однако для большей части протоэвгеосинклинальных зон (за единичными исключениями — например, Байкало-Витимская зона) офиолитовые ассоциации не характерны, что, по-видимому, связано с ограниченным масштабом растяжения, обеспечивающего проницаемость коры для подъема магматического материала, но не создававшего «зияний» с корой океанического типа.

Другие, более узкие или даже весьма узкие, более просто построенные линейные подвижные зоны различной протяженности внутри протоплатформ, несомненно, контролировались ограничивавшими их краевыми, а также (часто, хотя и не всегда) внутренними разломами, и на ранних стадиях развития представляли собой грабены или грабенообразные прогибы, т. е. рифтоподобные структуры, но в результате последующего сжатия превращались в грабен-синклинали, синклинии или узкие складчатые зоны. Формации этих более узких подвижных интракратонных зон — авлакогеосинклиналей, по Г. П. Леонову — принципиально сходны с таковыми протогоеосинклиналей, с которыми они связаны постепенными переходами и могут сопрягаться на площади. Среди них также могут различаться невулканический или слабо вулканический («многоавлакогеосинклинальный») тип, к числу характерных формаций которого принадлежит, в частности, джеспилитовая, и вулканический («эвавлакогеосинклинальный») тип с мощным развитием преимущественно основного базальтового вулканизма, а также пластовых и секущих интрузивных тел базитов и гипербазитов, и проявлениями медно-никелевого оруденения, яркими представителями которого являются, например, Печенга—Имандра-Варзугская и Лабрадорская зоны. В некоторых авлакогеосинклиналях наблюдаются также проявления существенно кислого (корового) магматизма. Раннепротерозойские линейные вулканические зоны печенга-лабрадорского типа, несомненно, обладают некоторым сходством с архейскими «зеленокаменными поясами», что дало основание А. Ф. Грачеву и В. С. Федоровскому [23] включить их в общую группу в качестве «зеленокаменных поясов третьего этапа», однако они отличаются от архейских «зеленокаменных поясов» как в петрохимическом отношении (в частности, ничтожным количеством в их разрезе вулканических пород ультраосновного — коматиитового состава), так и в тектоническом отношении, а именно — тем, что они развивались на значительно более «жестком» гнейсовом субстрате (что показало, в частности, бурение сверхглубокой Кольской скважины) и ограничивались более жесткой рамой, что отразилось в особенностях внутренней структуры вулканических раннепротерозойских прогибов и их соотношениях с обрамляющими зонами. Следует заметить, что интракратонные линейные рифтоподобные зоны растяжения и мощного базальтового вулканизма с основными и ультраосновными пластовыми интрузиями, возникали иногда и на более ранних стадиях развития Земли — в позднем протерозое (зона Кьюиноу на Североамериканской платформе) и даже в фанерозое (некоторые триасовые вулканические зоны на Сибирской платформе), но роль их в целом со временем уменьшалась и постепенно сошла на нет. Вместе с тем, для раннепротерозойских рифтоподобных вулканических зон, как и для архейских «зеленокаменных поясов», характерно отсутствие проявлений субщелочного и щелочного вулканизма и интрузивного плутонизма, резко отличающее их от магматических образований позднепротерозойских и особенно фанерозойских

рифтоподобных и рифтовых зон, что естественно связывается со значительно меньшей по сравнению с континентальной корой платформ неогей мощностью коры протоплатформ, служившей основанием раннепротерозойских проторифтовых зон, и тем более тонкой и проницаемой протоконтинентальной коры архейских и «зеленокаменных поясов».

Выше говорилось об ограниченном масштабе горизонтального растяжения, имевшего место на протяжении раннего протерозоя в пределах древних платформ, и его почти полной компенсации последующим сжатием. Следует отметить, что растяжение и последующее сжатие в ряде случаев не происходило в каком-то одном направлении, а имело разноориентированный характер, приводя, по-видимому, к общему расширению и последующему сокращению (в разных направлениях) площади охваченной им обширной области. Об этом говорит, например, сочетание совершенно различно ориентированных раннепротерозойских складчатых зон (а первоначально — зон растяжения) на территории Австралии или хаотический рисунок складчатой структуры Свекофенской области.

## ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И ФАНЕРОЗОЙСКИЕ РИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Если в раннем протерозое — в эпоху кратонизации, т. е. становления древних платформ, в их пределах возникали рифтоподобные зоны, т. е. тектонические элементы, лишь приближающиеся по некоторым особенностям структуры и развития к типичным рифтовым зонам, то начиная с позднего протерозоя и вплоть до конца фанерозоя на древних платформах формировались линейные тектонические элементы, которые с полным правом можно отнести к категории рифтовых структур. Эти линейные структуры наряду с крупными субизометричными в плане тектоническими формами (щитами, антеклизмами, синеклизмами и др.) пользуются на территории всех кратонов широким распространением. Они выражены в рельефе поверхности их фундамента, а также в мощностях, вещественном составе и деформациях тех или иных горизонтов платформенного чехла. Морфологически они весьма разнообразны. К числу линейных платформенных структур относятся: 1) многочисленные главным образом кайнозойские и мезозойские грабены и другие линейные структуры, которые автор [55] предложил называть эпиплатформенными рифтовыми зонами; в основном они приурочены к выступам докембрийского фундамента платформ Гондваны, а также платформ некоторых северных континентов; 2) авлакогены, т. е. глубокие линейные грабенообразные позднепротерозойские и палеозойские депрессии в поверхности фундамента древних платформ, которые заполнены мощными отложениями и вулканитами нижней части платформенного чехла (нередко сильно деформированными) и обычно перекрыты и «замаскированы» его более верхними горизонтами; 3) линейные поднятия — валы или плакантиклинали, их цепочки, пучки, крутые флексуры, горсты, а также внутриплатформенные складчатые зоны в чехле плит.

В настоящее время становится все более очевидной тесная взаимосвязь между отмеченными выше группами линейных платформенных структур, хотя первоначально они выделялись независимо и на основе различных критериев. Выяснилось, что линейные дислокации в платформенном чехле, в частности, валы (плакантиклинали) их цепочки, пучки платформенных складок (плакантиклинории, мегавалы и др.), а также флексуры и реже встречающиеся крупные разрывы и линейные горстообразные поднятия, как правило, располагаются над авлакогенами или их бортами и возникают в результате повторных деформаций фундамента в пределах авлакогенов. Характер вертикальных блоковых движений в последних со временем может изменяться вплоть до

полного обращения, что приводит в ряде случаев к возникновению над более древними грабенами валообразных поднятий, горстов, а в некоторых случаях — складчатых зон. С другой стороны, обнаружилось сходство многих признаков крупных мезо-кайнозойских грабенов, на платформах (эпиплатформенных рифтовых зон) и позднепротерозойских и частично палеозойских авлакогенов, что дало основание называть последние палеорифтами или палеорифтовыми зонами. При этом, конечно, не следует забывать о некоторых отличиях древних (рифейско-палеозойских) и молодых (мезо-кайнозойских) рифтовых зон платформ, обусловленных проявлениями необратимой геологической и, в частности, тектонической эволюции Земли и различными глобальными тектоническими обстановками формирования древних и молодых рифтовых зон платформ. Древние палеорифтовые зоны на платформах закладывались в позднем протерозое почти одновременно с гигантскими геосинклинальными поясами—Урало-Монгольским, Средиземноморским, Северо-Атлантическим, Тихоокеанским, разобщенными обширные кратонизированные области с континентальной корой или отделившимися их от океанической (?) области Тихого океана. Располагаясь на платформах, древние (рифейские и палеозойские) палеорифтовые зоны (авлакогены), вместе с тем, были структурно и генетически связаны с этими геосинклинальными поясами, образуя с ними единый тектонический парагенез, и развивались, и отмирали в общем параллельно с ними. Напротив, молодые (мезо-кайнозойские) палеорифтовые и рифтовые зоны внутри платформ и на их окраинах закладывались и развивались в структурной и генетической связи с возникновением и дальнейшей эволюцией молодых («вторичных») океанических впадин Индийского, Атлантического и Арктического океанов и, в меньшей мере, в связи с «обновлением» ложа более древнего («первичного») Тихого океана в мезо-кайнозое (на Китайской и Североамериканской платформах). Рассмотрим проявления рифтогенеза на отдельных платформах Лавразийской и Гондванской групп в исторической последовательности, от самых древних рифтовых структур к более молодым.

### ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточно-Европейская платформа явилась территорией, где впервые почти сто лет назад А. П. Павловым [71] была установлена и описана крупная линейная Жигулевская зона платформенных дислокаций, а затем в 40—50-х годах были впервые выявлены в нижней части платформенного чехла глубокие линейные грабенообразные прогибы, выделенные и описанные на примере Пачелмского прогиба Н. С. Шатским [104] в качестве особого типа платформенных структур, позднее получивших, по предложению Н. С. Шатского, название авлакогенов [105, 106]. Благодаря широкому развитию глубокого бурения и геофизических исследований в послевоенные десятилетия, к настоящему времени

на территории Русской плиты достаточно хорошо изучены многочисленные древние, главным образом рифейские и девонские линейные грабенообразные структуры типа авлакогенов. Было установлено, что широко распространенные в верхней части чехла Русской плиты положительные линейные структуры — валы или плакантиклинали или даже целые платформенные складчатые зоны — как правило, располагаются над внутренними частями или бортами авлакогенов и возникают на поздних стадиях их развития, носящих инверсионный характер, что позволило выяснить важные закономерности тектонической эволюции авлакогенов [14, 57, 160]. Наконец, выяснилось, что древние авлакогены, выделенные на Восточно-Европейской платформе, и кайнозойские рифтовые зоны, описанные на Африканской и других платформах, несмотря на то, что эти понятия и термины были введены, исходя из существенно отличных критериев, на основе разных признаков и характеристик типов платформенных структур, возникавших и развивавшихся на различных этапах исторического развития древних платформ и Земли в целом, вместе с тем, отвечают генетически весьма близким категориям структур древних платформ [55], в связи с чем термин «авлакоген» в известном смысле может считаться синонимом термина древняя палеорифтовая зона древней платформы. Все сказанное показывает важность изучения авлакогенов Восточно-Европейской платформы для выяснения общих закономерностей эволюции рифтогенеза в пределах платформ и дает основание рассматривать ее как один из основных регионов — тектонотипов проявлений древнего платформенного рифтогенеза. Вместе с тем, следует отметить, что авлакогены Восточно-Европейской платформы представляют ранние генерации рифтовых зон древних платформ и не дают возможности судить о более поздних эпохах платформенного рифтогенеза, и, тем самым, выявить некоторые важные тенденции в эволюции рифтового процесса в истории Земли.

В развитии авлакогенов на Восточно-Европейской платформе выделяется несколько крупных этапов, или, учитывая определенную повторяемость стадий внутри отдельных этапов и часто имевшую место инверсию на завершающей стадии, — «циклов» развития (рис. 3). Наиболее широко проявился палеорифтогенез в течение позднепротерозойского — байкальского «цикла»; соответственно рифейская сеть авлакогенов является наиболее густой и сложной по своему рисунку, а сами авлакогены, как правило, наиболее глубокими и длительно живущими. Раннепалеозойский — каледонский «цикл» проявился, напротив, весьма слабо. Более широко и мощно выражен средне-позднепалеозойский (средний девон — пермь) — герцинский «цикл», однако за единичными исключениями на этом этапе не возникали новые, а регенерировались древние рифейские авлакогены, причем далеко не на всей площади платформы, как в рифее, а стадия их погружения в герцинском цикле была, как правило, гораздо менее продолжительной, чем в байкальском. На протяжении мезозоя и кайнозоя

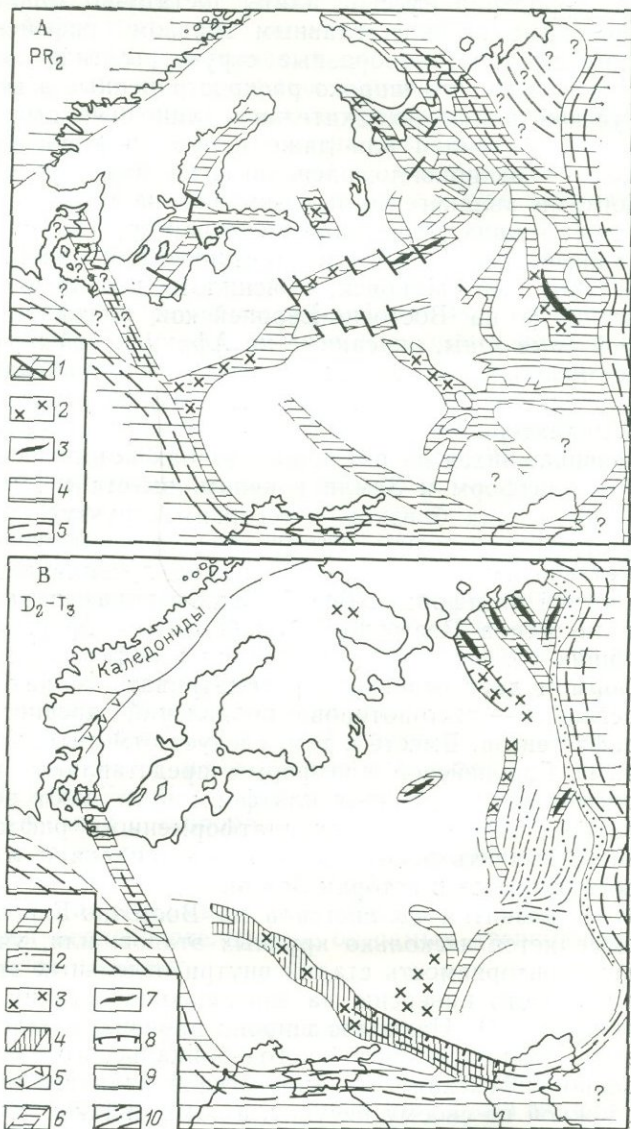
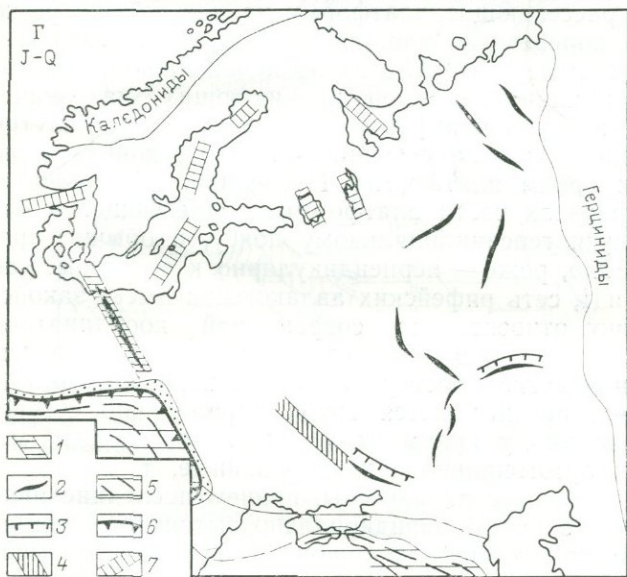
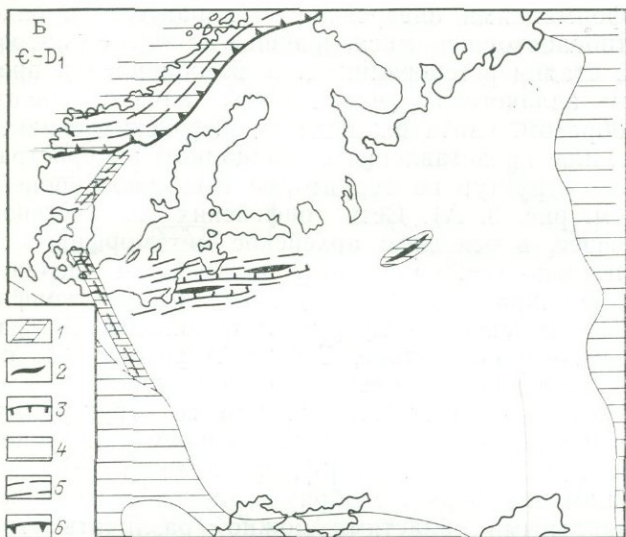


Рис. 3. Этапы развития (А—Г) рифтовых зон Восточно-Европейской платформы.

А — поздний протерозой: 1 — рифейские авлакогены, 2 — проявления рифейского и терозоя в авлакогенах, 4 — позднепротерозойские геосинклинальные области, 5 — байкальские авлакогены, 2 — линейные инверсионные платформенные поднятия, возникшие в конце синских геосинклинальные складчатые области, 5 — позднекаледонские складчатые деформации 1 — авлакогены, регенерированные и проседавшие в среднем — позднем девоне, 2 — узкие не позднедевонского магматизма, 4 — глубокие авлакогены, проседавшие со среднего девона линиями, 6 — Датско-Польский авлакоген, проседавший в поздней перми и триасе, 7 — позд- 8 — позднепалеозойские — предъюрские взбросы и надвиги в них, 9 — герцинские геосинклинальные авлакогены, проседавшие в юре и мелу, 2 — инверсионные валлообраз более интенсивно — на рубеже мела и палеогена), 3 — ларамийские надвиги и взбросы синклинально-складчатые области, 6 — альпийские (доплиоценовые) складчатые деформации



Составил Е. Е. Милановский (1979 г.)

ранневендского магматизма на платформе, 3 — инверсионные поднятия конца позднего проксерского складчатые деформации; Б — кембрий — ранний девон: 1 — раннепалеозойские сура — начало девона, 3 — крупные взбросы конца силура — начала девона, 4 — каледониды, 6 — фронт каледонских шарьяжей в Скандинавии; В — средний девон — триас: (живетские — раннефранские) грабены в Волго-Уральской области, 3 — проявления среднего начала перми, 5 — раннепермский грабен Осло, заполненный вулканическими образованиями; 10 — позднегерцинские складчатые деформации; Г — юра — ранние поднятия в авлакогенах, прерывисто выдвигавшиеся в юре, мелу и палеогене (наив авлакогенах, 4 — авлакогены, слабо регенерированные в палеогене, 5 — альпийские геос шарьяжи, 7 — авлакогены, слабо регенерированные в плиоцене — антропогене

проявления рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе ограничивались деформациями инверсионного характера, в ряде случаев неоднократно повторявшимися, и лишь в плиоцене—антропогене имела место стадия регенерации, т. е. возобновления проседания в некоторых авлакогенах (может быть, начало нового «цикла?»). Таким образом, карта размещения рифейских авлакогенов дает почти полное представление о площадном распространении палеорифтовых структур на территории Восточно-Европейской платформы (см. рис. 3, А). Сеть рифейских авлакогенов наложилась на древнее, в основном архейское метаморфическое основание приблизительно одновременно с заложением позднепротерозойских геосинклинальных поясов, определивших конфигурацию Восточно-Европейской платформы и положение ее границ — Урало-Монгольского на востоке, Северо-Атлантического на северо-западе и Протосредиземноморского на юго-западе и юге. Рифейские авлакогены пространственно связаны со структурным планом этих поясов и генетически — с их заложением и историей развития. Как считает А. А. Богданов [3], среди авлакогенов по отношению к границам платформы с обрамляющими ее складчатыми эпигеосинклинальными областями можно различать три типа: 1) сквозные, пересекающие платформу на две, обычно резко неравные части, 2) поперечные, или, как их лучше называть, — входящие, «замечательные тем, что в их пределах происходит выклинивание миеосинклинальных зон, проникающих на значительное расстояние в глубь платформы» и затухающих внутри нее, и 3) внутренние, слепо затухающие на обоих концах и не имеющие выхода к краям платформы. Последние, как правило, располагаются в пределах части платформы, прилегающей к активно развивающемуся геосинклинальному поясу, и обычно простираются параллельно, реже — перпендикулярно к его краю. Как видно из рис. 3, А и 4, сеть рифейских авлакогенов имеет закономерную ориентировку относительно современной координатной сети. Большинство авлакогенов обладают диагональными по отношению к градусной сетке простираниями — северо-западным и северо-восточным — и протягиваются грубо параллельно северо-западному и юго-западному краям платформы. Значительно менее распространены ортогонально ориентированные, т. е. субширотные и субмеридиональные авлакогены, причем последние явно тяготеют к восточной, в целом меридионально вытянутой границе платформы с Уральской геосинклинальной областью. По мере расширения и углубления наших представлений о внутренней структуре допозднепротерозойского основания платформы становится все более отчетливой тесная связь расположения рифейских авлакогенов с особенностями геофизических полей и структуры дорифейского метаморфического фундамента. Конкретно она выражается в приуроченности большинства авлакогенов к относительно узким полосовидным зонам положительных аномалий геомагнитного поля, трактуемых как древние складчатые зоны в фундаменте, которые разделяются участками с пониженной ин-

тенсивностью и более изометричным рисунком магнитного поля — архейскими гнейсовыми массивами.

Еще недавно интенсивно сжатые зоны восточной части Балтийского щита, сложенные так называемым «нижним карелием» или «лопием», относились к раннему протерозою, а полосовидные

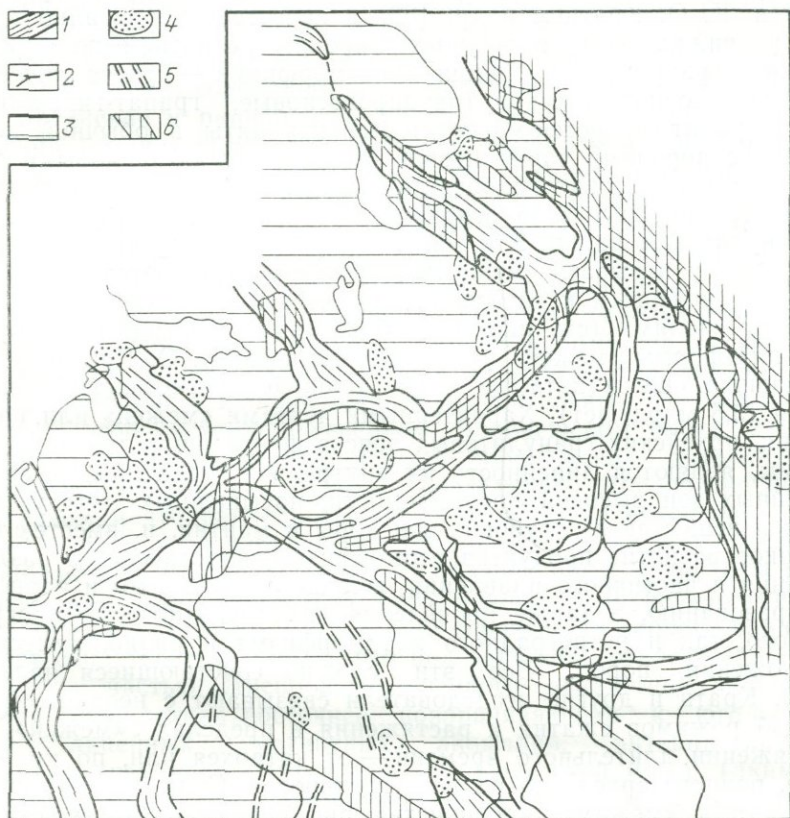


Рис. 4. Схематическая карта соотношений основных структур фундамента Русской плиты и рифейских авлакогенов. По К. О. Кратцу и др. (1979 г.), с изменениями

1 — «межи» с линейно ориентированными телами основных кристаллических сланцев гранулитовой фации метаморфизма; 2 — предполагаемые продолжения «межей» в районах их выклинивания; 3 — «поля»; 4 — вихревые массивы; 5 — синклинали, выполненные нижнепротерозойскими железнорудными сериями; 6 — рифейские авлакогены

дугообразно изогнутые высокомагнитные зоны в фундаменте Русской плиты считались их продолжением (Р. А. Гафаров, 1975 г.). В связи с этим казалось, что рифейские авлакогены в основном наследуют «карельские», т. е. раннепротерозойские линейно-складчатые зоны фундамента платформы, разделенные массивами архейской консолидации. Однако в последние годы выяснилось, что так называемые «раннекарельские» (лопские) струк-

туры восточной части Балтийского щита в действительности имеют позднеархейский возраст, и, следовательно, возраст большинства складчатых структур фундамента в пределах Русской плиты также не моложе архея. Полосовидные же высокомагнитные зоны в фундаменте плиты (к которым в основном приурочены рифейские авлакогены) в свете новых данных интерпретируются К. О. Кратцем и др. [69] в качестве чрезвычайно древних подвижных зон, в которых широким развитием пользуются породы гранулитовой фации метаморфизма — кристаллические сланцы основного состава (двупироксеновые, гранат-гиперстеновые), гранат-гиперстен-магнетитовые кварциты в обычной ассоциации с породами чарнокитовой серии, роговообманковыми гранитоидами, анортзитоподобными породами и др. К ним приурочены все линейные тела основного состава, метаморфизованные в гранулитовой фации. Эти зоны, которые К. О. Кратц и др. [69] предложили называть «межами», противопоставляются разделяющим их гнейсовым и гнейсово-гранулитовым блокам — так называемым «полям» (см. рис. 4). Обособление в фундаменте будущей платформы «межей» и «полей», согласно К. О. Кратцу и др., произошло еще в катархее или, по крайней мере, не позднее начала архея (3,5 млрд. лет). Характерными чертами «межей» или, иначе говоря, архейских гранулитовых поясов фундамента древней платформы, являются линейность их внутренней структуры, развитие линейных зон высокой проницаемости, насыщенных продуктами выноса вещества из глубоких зон коры и мантии, и, вместе с тем, широкое развитие продуктов реоморфизма, пластического раздавливания и частичного плавления, ведущего к гранито- и чарнокитообразованию, а также проявления неоднократного, как прогрессивного, так и ретроградного метаморфизма и радиологического омоложения пород. Все эти сложно сочетающиеся явления К. О. Кратц и другие исследователи связывают с неоднократной сменой режимов сжатия и растяжения в пределах «межей» на протяжении длительного времени — от катархея или, по крайней мере, раннего архея — до раннего протерозоя. Судя же по приуроченности к «межам» большинства рифейских авлакогенов и их неоднократной регенерации в течение фанерозоя, многие из этих своеобразных линейных зон фундамента сохраняли свойственные им черты пульсационного тектонического режима и значительно дольше — по существу на протяжении всей или почти всей последующей геологической истории Восточно-Европейской платформы. Таким образом, большинство авлакогенов в ее пределах наследуют чрезвычайно древние (не менее 3,5 млрд. лет) линейные подвижные зоны фундамента, в которых длительно осуществлялась разрядка последовательно чередовавшихся напряжений растяжения и сжатия; в частности, их заложение в рифее, очевидно, было связано с одной из наиболее существенных фаз общего растяжения фундамента платформы, имевшего место в эту эпоху.

В отличие от большинства рифейских авлакогенов соотношение наиболее крупного Днепровско-Донецкого авлакогена (по-

видимому, также заложенного в рифее) со структурным планом фундамента остается пока недостаточно ясным. Этот авлакоген был наложен с резким азимутальным несогласием на субмеридиональные раннепротерозойские складчатые структуры криворожского и курского железорудных комплексов, а также на подстилающие их архейские зеленокаменные зоны, которые распространены на Украинском щите и Воронежской антеклизе по обе стороны от Днепровско-Донецкого авлакогена и предположительно продолжают и соединяются между собой под ним [100]. Однако эти архейские и раннепротерозойские структуры имеют существенно различное простираие — на Украинском щите меридиональное, а на Воронежской антеклизе — юго-восточное, и в современном тектоническом плане, по-видимому, не продолжают друг друга, а утыкаются в разделяющую их Днепровско-Донецкую зону глубоких разломов, за которой их продолжения сильно смещаются вправо и резко изменяют свое направление. Очевидно, эти соотношения можно объяснить: 1) либо последующим правосторонним сдвигом на несколько сотен километров «сквозной» системы архейских зеленокаменных и раннепротерозойских дже-спилитовых зон с одновременным относительным поворотом или изгибом этой системы в северном, Воронежском блоке, 2) либо допустив, что области современных Воронежской антеклизы и Украинского щита уже в архее разделялись Днепровско-Донецким швом и что раннепротерозойские, а также архейские структуры последних развивались «автономно» и, во всяком случае, не продолжались непосредственно из области щита в пределы антеклизы. Для окончательного выбора между этими решениями данных пока недостаточно, но в пользу вероятности второго варианта может свидетельствовать то, что под западной, относительно приподнятой частью Днепровско-Донецкого авлакогена прослеживается субширотная восточнее поворачивающая к юго-востоку зона линейных магнитных аномалий, интерпретируемая К. О. Кратцем и др. [69] в качестве Полесской межи. Таким образом, возможно, что Днепровско-Донецкий авлакоген (включая его западную, припятскую часть, активно развивавшуюся только в девоне), подобно другим авлакогенам Восточно-Европейской платформы, наследует чрезвычайно древнюю — раннеархейскую (или даже катархейскую) линейную подвижную зону фундамента. С предположением о древности Днепровско-Донецкой зоны согласуется также тот факт, что в северо-западной части Украинского щита образования верхней (?) части нижнего протерозоя, слагающие так называемую Осницкую зону, простираются в восточно-северо-восточном направлении, близком к простираению западной части Днепровско-Донецкой зоны — Припятской впадины, и уходят под последнюю, очевидно, подстилая ее. Наконец, почти непосредственно к югу от Припятской впадины располагается строго параллельный ей раннерифейский Овручский прогиб, а аналогичные ему структуры, возможно, присутствуют в основании последней.

Заложение рифейских авлакогенов на Восточно-Европейской платформе происходило не вполне одновременно. Наиболее древние, несомненно, нижнерифейские образования присутствуют в основании разреза самых восточных авлакогенов, Камско-Бельского и Абдуллинского [66], открывавшихся в миогеосинклинальный прогиб Западного склона Урала, который также заложился в раннем рифее на архейском кристаллическом фундаменте. Нижнерифейские отложения в этих авлакогенах в нижней части представлены красноцветными кварцитами и аркозовыми песчаниками, среди которых присутствуют потоки базальтов и дайки диабазов, а выше — толщами алевролитов и аргиллитов, чередующихся с мергелями и доломитами. Суммарная мощность этих толщ в Камско-Бельском прогибе достигает 3—3,5 км. Некоторые исследователи допускают принадлежность к нижнему рифею также нижних горизонтов Пачелмского, Московского, Солигаличского, Яренского и некоторых других авлакогенов в средней части платформы.

В среднем рифее в погружение были вовлечены многочисленные авлакогены в центральной части Восточно-Европейской платформы — Пачелмский, Московский, Кировский, Солигаличско-Яренский, Крестцовский и др., а также авлакогены на севере (Сафоновский, Лешуконский, Онежско-Кандалакшский, Ладожский) и на западе платформы (Оршанский, Вольнский). К этому же времени, вероятно, относится заложение одного из самых протяженных, широких и глубоких авлакогенов — сквозного (?) Тиманского авлакогена, возможно, отсекающего от основной части Восточно-Европейской платформы северо-восточный Печорский блок. Относимые к среднему рифею образования в средней, западной и северной частях платформы представлены в основном грубообломочными континентальными отложениями — красноцветными и сероцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, мощностью до 1—2 км, которым в некоторых авлакогенах — Крестцовском, Ладожском, Онежско-Кандалакшском, подчинены потоки базальтов, горизонты базальтовой пироклаستيкулы, силлы и дайки долеритов и диабазов с возрастом около 1,3 млрд. лет. Мощность среднерифейских вулканогенных толщ в некоторых разрезах достигает нескольких сотен метров. В авлакогенах северо-восточной части платформы — Лешуконском, Сафоновском, Солигаличско-Яренском, тяготеющих к Тиманскому авлакогену, средний рифей представлен сероцветными песчано-алеврито-глинистыми и частично карбонатными мелководноморскими отложениями мощностью до 2,5 км и более. На Тимане мощность среднерифейских терригенных отложений достигает возможно 4—5 км. На рубеже среднего и позднего рифея в некоторых авлакогенах (например, Пачелмском, Камско-Бельском и др.) произошли глыбовые подвижки и частичная денудация, и верхнерифейские отложения в них с размывом залегают на различных более древних горизонтах рифея или кристаллическом фундаменте. К верхнему и терминальному рифею (кудашу) в большинстве авлакоге-

нов относятся толщи песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в Камско-Бельском, Тиманском, Пачелмском, Оршанском авлакогенах присутствуют также прослои, пачки и целые толщи доломитов и мергелей. Суммарная мощность верхнего рифея и кудаша в авлакогенах на западе и северо-западе платформы не превышает 0,5—1 км, а в центральных, восточных и северо-восточных районах возрастает до 1—1,5 км (Камско-Бельский) и даже до 5 км и более (Тиманский). Разрез позднепротерозойских авлакогенов в западных и центральных районах платформы завершают нижневендские образования, обычно залегающие трансгрессивно и несколько «выпескивающиеся» за рамки рифейских грабенов. Нижний венд представлен терригенными отложениями, в нижней части которых в ряде впадин (Оршанская, Ладожская, Пачелмская и др.) присутствуют тиллиты, ленточные глины и другие образования лапландского оледенения, а в верхней части (волинская серия), главным образом в западной части, платформы распространены лавы и пирокластолиты базальтового, а также более кислого и щелочного состава (до 0,5 км в разрезах Волинской впадины). Верхневендские отложения в юго-восточной части платформы отсутствуют, а в ее центральных, юго-западных и в самых восточных районах залегают трансгрессивно, погребая под собой рифейско-ранневендские грабенообразные прогибы, и выполняют очень широкий и плоский Балтийский прогиб — первый прообраз Московской синеклизы — с заливообразным выростом над северо-западной частью Пачелмского авлакогена, а также более узкие перикратонные прогибы, на юго-западе (Львовско-Кишиневский) и востоке платформы (Верхнекамский, Шихано-Шкаповский, Приуральский прогибы). Общая мощность рифейских и нижневендских отложений в авлакогенах на западе и северо-западе платформы обычно не превышает 1—1,5 км, в ее центральной части достигает 2—3 км, а в восточной — доходит до 4—5 км и даже до 10—13,5 км (Тиман). Кроме достоверно установленных бурением, в последнее время геофизическими исследованиями выявлено еще несколько авлакогенов, предположительно выполненных верхнепротерозойскими отложениями. К их числу принадлежит, прежде всего, грабенообразный прогиб, погребенный под средне-позднепалеозойским Днепровско-Донецким прогибом, но несколько более узкий, чем последний (50—60 км), в пределах которого присутствует комплекс пород мощностью 5—10 км, по своим упругим свойствам промежуточный между отложениями девона—карбона и гранито-гнейсовым раннедокембрийским фундаментом и, по всей вероятности, принадлежащий рифею—венду [84, 100]. Существование позднепротерозойских авлакогенов, но значительно меньшей глубины, намечается в пределах Ботнического залива и центральной котловины Балтийского моря (Л. Э. Берзинь и др., 1977 г.), которые, подобно рифейским впадинам Белого моря и Ладожского озера, были подновлены плиоцен-четвертичными опусканиями. Наконец, можно предполагать существование погребенного авлакогена в позднем рифее или

венде в районе палеозойского грабена Осло, поскольку непосредственно к западу от последнего присутствует щелочно-ультраосновной с карбонатитами массив центрального типа Фен, прорывающий докембрийский фундамент, с возрастом 565 млн. лет. Подобные массивы обычно возникают внутри или рядом с рифтовыми зонами, сопровождая или предваряя активные фазы их развития. Следует отметить, что карбонатитовый массив того же возраста известен в Швеции, на о-ве Альне на побережье Ботнического залива, в котором также предполагается существование позднепротерозойской палеорифтовой зоны. Рифейские отложения в авлакогенах Восточно-Европейской платформы ограничены разрывами сбросового типа и присутствуют только в опущенном блоке (блоках) грабена, но нижневендские отложения нередко, а верхневендские — как правило, выходят далеко за пределы грабена, хотя также часто бывают затронуты позднейшими подвижками по тем же разломам. Дно грабена обычно разбивается продольными и поперечными сбросами, подвижки по которым происходили в ходе дифференцированного погружения позднепротерозойских авлакогенов, и имеет ступенчатую форму, либо осложняется внутренними продольными и поперечными горстовыми поднятиями, как, например, в Пачелмском авлакогене (рис. 5). Ширина грабенообразных впадин варьирует от 15—20 до 150—200 км (Камско-Бельский авлакоген), но в среднем составляет 50—100 км. Протяженность их обычно измеряется 300—600 км, но в некоторых случаях может достигать или даже превышать 1000 км (Тиманский авлакоген). Как правило, сквозные и входящие авлакогены бывают более длинными, глубокими и широкими, чем внутренние. Некоторые исследователи [14, 65, 92] считают, что многие поперечные разломы, рассекающие авлакогены на отдельные сегменты, имеют характер трансформных разломов, однако выделение их является достаточно произвольным.

Источником материала, заполняющего рифейские—ранневендские авлакогены, являлись разделявшие их приподнятые участки фундамента платформы, о чем говорит обломочный, часто грубообломочный характер основной части осадков, кварцевый или аркозовый состав кластического материала, и лишь в некоторые моменты, например, в позднем рифее, когда в авлакогенах накапливались карбонатные отложения, море трансгрессировало на смежные с авлакогенами выступы платформы. Вспышки базальтового вулканизма, как правило, сопровождали заложение отдельных грабенообразных впадин в условиях растяжения в раннем и среднем рифее или перестройку структурного плана фундамента платформы (переход от авлакогенов к формированию более плоских синеклиз) в первой половине венда. Поскольку разломы, ограничивающие авлакогены и осложняющие их внутреннее строение, имели характер нормальных сбросов или глубоких трещин раздвигового типа, служивших каналами для подъема основного магматического материала, несомненно, что на протяжении рифея и раннего венда они развивались в условиях некото-

рого то усиливавшегося, то ослабевавшего горизонтального растяжения соответствующего участка платформы. Если учесть, что рифейские авлакогены более или менее равномерно рассекают территорию платформы, что они имеют различные, в том числе взаимно противоположные простирания (главным образом, северо-западные и северо-восточные), и что заложение большей их части (так же как и отмирание) произошло приблизительно одновременно, по-видимому, в начале среднего рифея — то, очевидно, возникновение и развитие всей сети позднепротерозойских авлакогенов протекало в условиях некоторого общего увеличения площади платформы, ее растрескивания и как бы «расползания».

В конце байкальского этапа, в венде этот процесс так же, как и дифференцированное проседание ложа всех авлакогенов, прекращается, а некоторые из них претерпевают более или менее отчетливо выраженную инверсию, выраженную в формировании внутри них центральных горстовых поднятий. Так, в Солигаличском авлакогене уже перед вендом, на месте рифейского грабена (М. И. Островский, 1977 г.) или внутри него [65] возникла узкая линейная горстообразная зона — Рослятинский горст, в которой фундамент было относительно приподнят до 1 км. После

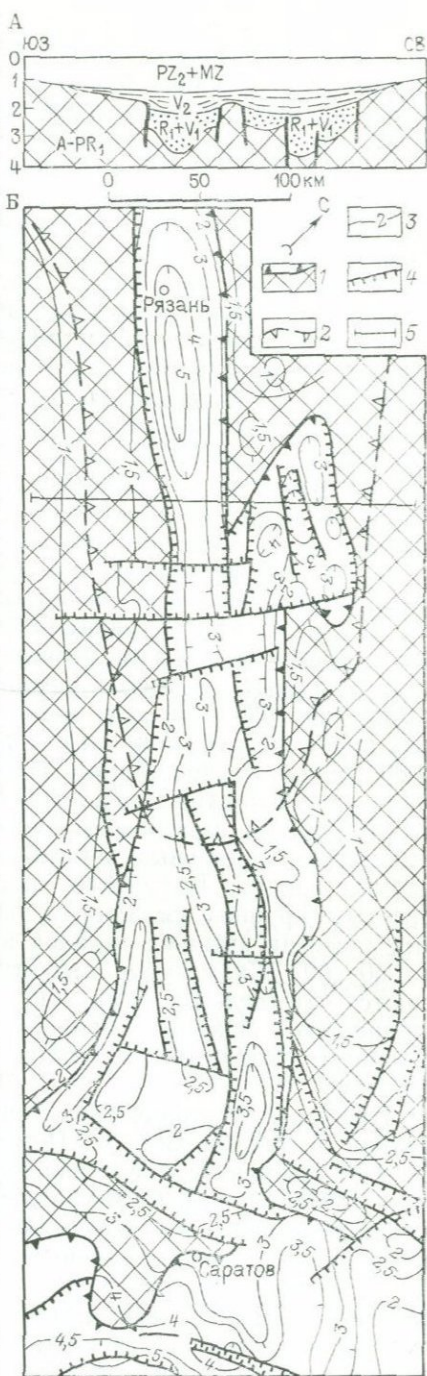


Рис. 5. Схематический разрез (А) и структурная карта (Б) поверхности фундамента Пачелмского авлакогена. По Э. Э. Шарипову (1978 г.)

1 — область отсутствия рифей-нижневендских отложений и ее границы; 2 — граница распространения верхнего венда; 3 — изогипсы поверхности фундамента (км); 4 — разломы; 5 — линия разреза

общего погружения в позднем венде—раннем кембрии Балтийской синеклизы, которая «поглотила» всю Среднерусскую зону авлакогенов, Рослятинский горст испытал повторное воздымание, приведшее к размыву отложений нижнего кембрия и верхов венда в его пределах. Аналогичное узкое и протяженное внутреннее горстообразное поднятие возникло к началу венда и внутри глубокого и широкого Камско-Бельского авлакогена. Судя по скачку в упругих свойствах и, очевидно, плотности между верхнепротерозойскими и палеозойскими отложениями Днепровско-Донецкого авлакогена, можно предполагать, что в последнем в конце байкальского «цикла» произошли некоторые деформации сжатия. В складчатой зоне Свентокшиских гор и шире — в пределах Датско-Польского авлакогена фиксируются две фазы байкальских складчатых деформаций — собственно байкальский (Малопольская) в начале венда и салаирская между средним и поздним кембрием [135]. Но наиболее очевидны проявления байкальских деформаций сжатия в Тиманском авлакогене и его северо-западном продолжении — на полуостровах Канин, Рыбачий и Варангер. Рифейские отложения на Тимане, особенно в нижней части разреза, затронуты метаморфизмом зеленосланцевой ступени (кварцевые песчаники превращены в кварциты, глинистые породы — в филлиты и т. д.) и местами прорваны небольшими интрузивными телами — доскладчатыми силлами, штоками и дайками габброидов, соскладчатыми и постскладчатыми гранитоидами и гранитными пегматитами (626—525 млн. лет) и постскладчатыми интрузиями щелочных пород сиенито-монцитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (600—500 млн. лет). Кроме того, на юго-западном крыле Тиманской зоны известны тела карбонатитов, характерные для рифтовых и, вообще, активизированных зон платформ, но не свойственные геосинклинальным прогибам и эпигеосинклинальным складчатым зонам. Рифейские породы Тимана смяты в довольно простые, крупные складки, осложненные более мелкими; углы падения слоев на крыльях складок варьируют от нескольких градусов до 50—60°. Складчатые структуры Тимана несогласно перекрываются среднедевонскими или силурийскими, а в Затиманье — нижнепалеозойскими (ордовикскими?) платформенными отложениями. Складчатость Тимана скорее всего должна относиться к венду.

Проблема тектонической природы докембрийского основания Тимана и Затиманья, т. е. Печорской синеклизы остается дискуссионной. Наряду с представлением Н. П. Хераскова, Р. А. Гафарова (1975 г.) и В. С. Журавлева [31] о наличии под Печорской впадиной и Тиманом байкальской складчатой области с мио- и эвгеосинклинальными зонами, существует выдвинутая еще А. П. Карпинским гипотеза о том, что под Печорской впадиной залегает древняя глыба платформенного фундамента, огибаемая дугой Полярного Урала и Пайхоя, и что Тиман, таким образом, представляет интраплатформенную складчатую зону. К этому предположению вернулся в 1960 г. Н. С. Шатский [105], истолко-

вавший Тиманскую зону в качестве глубокого рифейского авлакогена, подвергнувшегося байкальской складчатости; его поддержал А. А. Богданов [3], отнесший Тиман к сквозным авлакогенам, а В. А. Разницын и В. Е. Хаин [95] допускают существование в пределах Печорской впадины, наряду с байкальскими складчатыми зонами небольших погребенных срединных массивов добайкальского фундамента. Наконец, П. Е. Оффман (1961 г.) уже давно придерживается взгляда о платформенной природе допалеозойской структуры Тимана, в пользу чего говорит относительно пологое в целом залегание рифейских отложений (за исключением отдельных узких сильно деформированных зон) и, как правило, сравнительно небольшая величина углового несогласия между рифеем и палеозоем в пределах Тимана. Одним из главных аргументов, доказывающих байкальский возраст фундамента Печорской впадины и выделение в нем мио- и эвгеосинклинальных зон, является зональность ее магнитного поля, а именно присутствие в ее восточной части, начиная с Печорско-Кожвинского вала линейных магнитных максимумов северо-западного простиранья, трактуемых как указание на эвгеосинклинальный характер байкальского основания. Однако не исключено, что эти зоны магнитных максимумов могут отражать неоднородности в гораздо более древнем платформенном основании вплоть до архейского и, в частности, отвечать гранулитовым зонам («межам») в последнем, которые были унаследованы рифейско-палеозойскими авлакогенами. Как следует из сказанного, в настоящее время до получения более полных данных бурения о возрасте фундамента вопрос о тектонической природе Тимана и Печорской впадины нельзя считать решенным; однако представляется наиболее вероятным, что в пределах этой области первоначально существовал архейский или архейско-раннепротерозойский фундамент, сходный с таковым большей части Восточно-Европейской платформы, который в рифее был раздроблен несколькими авлакогенами (или авлакогеосинклиналиями?) северо-западного простиранья — Тимано-Канинским, Печорско-Кожвинским, Колвинским и пр., «вливавшимися» на юго-востоке в байкальскую геосинклиналь Урала, между которыми сохранились относительно «жесткие» блоки добайкальского фундамента («срединные массивы» по В. Е. Хаину). В рифее в них накапливались толщи осадочных образований, большая мощность и слабый метаморфизм которых позволяет считать их миогеосинклинальными и, тем более, что в конце байкальского «цикла» они подверглись складчатости, достигающей местами умеренной интенсивности, и превратились (Тиман, Канин) в интракратонные складчатые зоны. Впоследствии, в палеозое эти зоны (Тиманская, Печорско-Кожвинская, Колвинская) развивались как типичные авлакогены и, подобно другим рифейско-палеозойским авлакогенам Восточно-Европейской платформы, прошли еще один «цикл» развития, завершившийся в мезозое.

В целом, за исключением некоторых авлакогенов северо-западного простирания в северо-восточной и, может быть, в южной части платформы, инверсия в конце байкальского «цикла» в большинстве авлакогенов проявилась слабо (в возникновении узких внутренних горстовых поднятий), либо вообще заметно не проявилась и, как мы увидим ниже, они возобновили свое развитие в раннем или среднем палеозое. Таким образом, сжатие в конце байкальского «цикла» в пределах авлакогенов Восточно-Европейской платформы и платформы в целом проявилось значительно более слабо и локально, чем горизонтальное растяжение при их заложении и углублении на более ранних стадиях этого «цикла». Отметим, что и в обрамляющих Восточно-Европейскую платформу геосинклинальных поясах деформации конца байкальского «цикла» являлись лишь одной из ранних фаз деформаций сжатия и что наиболее интенсивные деформации сжатия в этих полициклически развивавшихся поясах происходили позднее — в каледонском, герцинском и альпийском «циклах».

Мы довольно мало знаем о развитии авлакогенов и активности разломов на Восточно-Европейской платформе в раннем палеозое; отчасти это, возможно, связано с ее относительно приподнятым положением и ограниченным распространением нижнепалеозойских отложений. Одно из немногих исключений составляет Балтийская синеклиза, заполнявшаяся после венда сравнительно маломощными кембрийскими, ордовикскими и силурийскими осадками; в конце каледонского «цикла», особенно в позднем силуре в ней усилилась дифференциация вертикальных движений и резко активизировались подвижки по многочисленным разломам восточно-северо-восточного и субширотного простирания, параллельным фронту каледонского Грампианского (Северо-Атлантического) геосинклинального пояса, переживавшего в это время главный пароксизм складко- и шарьяжеобразования. К этим движениям относится возобновление в позднем силуре (после погружения вместе со всей Балтийской синеклизой в течение среднего кембрия—ордовика и может быть раннего силура) роста Рослятинского инверсионного горстового поднятия в пределах погребенного Солигаличского авлакогена. На бортах Рослятинского горста ордовикские отложения были сильно деформированы и наклонены до  $40^\circ$  (М. И. Островский, 1977 г.). В более западной части Балтийской синеклизы в начале девона произошли подвижки по ряду субширотных разломов с вертикальной амплитудой до 300 м, в частности, в зоне разломов Лиепая—Рига—Псков. По крайней мере, для части этих разломов (Лиепайский, Тельшайский, Ажмянский) бурением достоверно установлен их взбросовый характер [85], т. е. развитие в условиях горизонтального сжатия. Отложения кембрия—нижнего девона в западной части Балтийской синеклизы образуют ряд мелких пологоскладчатых, валообразных субширотных структур, не затрагивающих, как и большинство разломов, несогласно залегающих среднедевонских и более молодых отложений.

В конце каледонского этапа, в силуре испытала глубокое локальное погружение и была заполнена мощной красноцветной толщей даунтона (1250 м) впадина Осло, расположенная в непосредственной близости от фронта норвежских каледонид. Общее опускание в этой впадине за кембрий—силур составило около 2 км. В начале девона впадина Осло была смята в мелкие складки умеренной интенсивности, постепенно затухающие к северу. Все эти деформации, имевшие место в конце силура—начале девона в Балтийской синеклизе и на Балтийском щите, синхронны и находятся в явной пространственной связи с сильными деформациями сжатия в Грампианской палеозойской геосинклинальной области на северо-западной окраине Балтийского щита, и, очевидно, генетически связаны с ними. Юго-западное продолжение раннепалеозойской впадины Осло — впадина Бамбл, занимающая район пролива Скагеррак, соединялась с Балтийской синеклизой линейно вытянутым в западно-северо-западном направлении Датско-Польским прогибом (авлакогеном). В северо-западной своей части в каледонском «цикле» он представлял собой интракратонную структуру типа авлакогена [33], ограниченную с юга Ютландским поднятием докембрийского фундамента, а на юго-востоке, вероятно, выходил к границе Восточно-Европейской платформы. В юго-восточной части Датско-Польской зоны, в Свентокшиских горах проявились интенсивные складкообразовательные движения между средним и поздним кембрием, а также заключительные каледонские деформации и поднятия между силуром и девоном [135]. Последние весьма интенсивно проявились на среднем участке этой зоны в пределах узкой грабенообразной зоны шириной около 30 км и длиной свыше 150 км, прослеженной от Кошалина на северо-запад до Хойнице и почти до нижнего течения р. Вислы на юго-восток. Мощность деформированных и слабо метаморфизованных отложений нижнего палеозоя и верхнего протерозоя в этой зоне достигает 5—6 км и более. В северо-западной части Датско-Польского авлакогена, как и в грабене Осло, наиболее глубокие погружения произошли в заключительную стадию каледонского «цикла» — в позднем силуре. Позднекаледонская складчатость в северо-западной (интракратонной) части Датско-Польского авлакогена, судя по имеющимся данным бурения, не проявилась.

В крайней северо-восточной, затиманской части платформы в ордовике (?) начались и в силуре продолжались довольно значительные погружения, носившие отчетливо дифференцированный характер, и в отличие от других районов, платформы унаследованные в среднедевонский—раннефранский период опусканий; наиболее интенсивными были они в пределах ранне-среднепалеозойских авлакогенов—Печорско-Кожвинского, Колвинского и др.

После почти повсеместного общего поднятия в конце раннего—начале среднего девона, сопутствовавшего завершению (позднеорогенной стадии) каледонского геотектонического цикла в Северо-Атлантическом поясе, с середины девонского периода плат-

форма вступает в период активизации тектонических движений и структурной перестройки в условиях возобновившегося горизонтального растяжения; происходит регенерация ряда рифейских авлакогенов и закладываются некоторые новые грабенообразные впадины. Однако в отличие от рифейской, средне-позднедевонская система авлакогенов была в целом менее равномерной и густой и охватывала не всю платформу, а главным образом ее широкую восточную и южную зоны, прилегавшие к соседним с ней активно развивавшимся геосинклинальным поясам—Урало-Монгольскому



Рис. 6. Тектоническая схема Днепровско-Донецкого авлакогена. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

1 — контуры рифейского (?) авлакогена; 2 — среднепалеозойский авлакоген (грабен) и ограничивающие его краевые сбросы; 3 — позднепалеозойская Донецкая складчатая зона (а — на поверхности, б — погребенная под мезо-кайнозойским чехлом); 4 — краевые надвиги Донецкой складчатой зоны; 5 а и б — Украинский щит (б — его склоны под мезо-кайнозойским чехлом); 6 — палеозойский чехол антеклиз и склонов щита; 7 — мезо-кайнозойский платформенный чехол (а — лежащий на палеозойском чехле, б — на докембрийском или палеозойском складчатом фундаменте); 8 — линии разрезов А, Б, В и Г на рис. 7

и Средиземноморскому. В каждой из этих зон девонские авлакогены простираются более или менее параллельно краям прилегающих геосинклинальных поясов, т. е. в субширотном и западно-северо-западном направлениях в южной части платформы, где образовался единственный обширный Днепровско-Донецкий авлакоген, в основном возродившийся на месте одноименного рифейского авлакогена, и в субмеридиональном, северо-северо-восточном и северо-северо-западном направлениях в восточной, приуральной части платформы, где в девоне возник ряд менее крупных и глубоких регенерированных и новообразованных впадин.

**Днепровско-Донецкий авлакоген** является наиболее крупной и зрелой хорошо изученной структурой типа входящих авлакогенов. Он глубоко вдается в Восточно-Европейскую платформу с стороны Средиземноморского герцинского эпигеосинклинального складчатого пояса под острым углом к простираанию его границы с платформой, протягивается в западно-северо-западном направле-

нии на 1500 км при ширине 80—100—150 км и слепо затухает в теле платформы в бассейне р. Припять в Южной Белоруссии (рис. 6). С юга авлакоген ограничен Украинским щитом, с севера—Воронежской и Белорусской антеклизмами. По особенностям структуры и истории развития в нем отчетливо выделяются три сегмента: 1) западный, наименее глубокий — Припятский грабен, 2) средний, промежуточный по глубине — Днепровский грабен, погребенный под Украинской синеклизой, и 3) восточный, наиболее глубокий — так называемый Донецкий бассейн (Донбасс) или Донецкая складчатая зона.

Структура Припятского грабена [87] показана в поперечном разрезе на рис. 7, А. Длина его составляет 280 км, ширина от 110—120 км на востоке до 150—160 км на западном окончании. В этом же направлении ложе грабена постепенно воздымается. Фундамент грабена слагают метаморфические комплексы архея—нижнего протерозоя, несогласно перекрытые в его западной части сравнительно маломощным чехлом верхнепротерозойских отложений. Формирование Припятской впадины началось во второй половине среднего девона (живетском веке), но резко активизировалось в позднем девоне (во второй половине франского и фаменского века) и в сильно ослабленной форме продолжалось в раннем—среднем карбоне. За этот период накопились терригенные (в живетском и низах франского яруса, а также в карбоне), карбонатные (в верхах девона—низах нижнего карбона) и соленосные отложения общей мощностью в восточной части грабена до 4—5 км, в том числе две мощные галогенные толщи, относящиеся соответственно к верхним частям франского и фаменского ярусов; верхняя из них включает месторождения калийных солей.

Главные подвижки по сбросам в Припятском грабене происходили консидерационно в течение позднего девона, а к концу карбона—началу перми он практически приобрел свою современную структуру. Небольшие погружения, но без подвижек по сбросам, возобновились в Припятской впадине в поздней перми—триасе, и еще более слабые опускания произошли в позднем мелу и палеогене. В поперечном сечении грабен приблизительно симметричен. Наиболее погружены его периферические зоны (до 5—6 км в восточной части), а средняя относительно приподнята, особенно в западной части грабена, где его фундамент в Микашевичском внутреннем сводово-горстовом поднятии почти достигает земной поверхности. Вдоль обоех бортов грабена проходят краевые ступенчатые сбросы с суммарной амплитудой вертикального смещения в течение позднего девона и карбона до 3—4 км. Днище грабена разбито множеством продольных ступенчатых сбросов с амплитудой от нескольких сотен метров до 2—3 км; они пересекают нижнюю часть девонских отложений и затухают в верхней соленосной толще фаменского яруса, однако в ее кровле над крутыми сбросами развиваются соляные валы, криптодиapiroвые гребни и купола. Рост этих структур продолжался в карбоне, а в ряде случаев — также в перми и триасе. В связи с по-

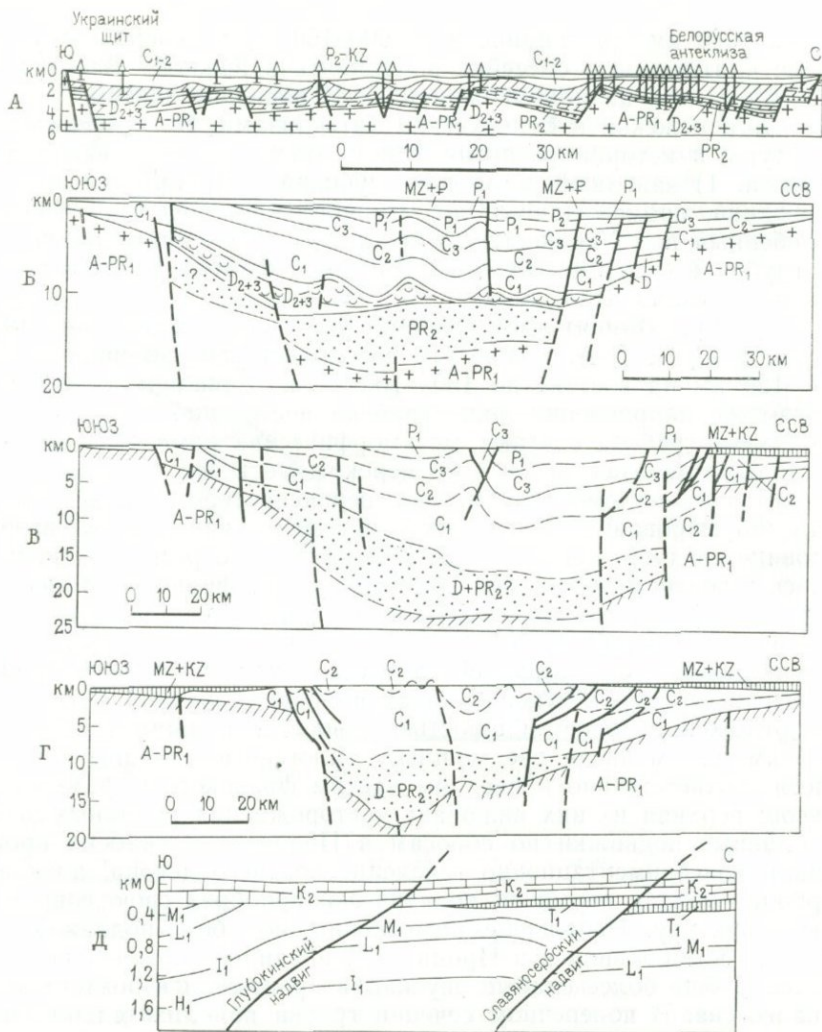


Рис. 7. Геологические разрезы Днепровско-Донецкого авлакогена.

А — разрез через Припятский грабен, по Р. Е. Алзбергу, Р. Г. Гаречкому, В. Б. Окушко, из работы А. Д. Стиршейка [87]; Б — сейсмогеологический разрез верхней части земной коры Днепровско-Донецкой впадины (Днепровского грабена), по В. Б. Соллогу и А. В. Чекунову, с изменениями; В и Г — сейсмогеологические разрезы Донецкого бассейна по А. К. Михалеву, М. И. Бородулину (1976 г.), с некоторыми изменениями; Д — долгоживущие надвиги на северной окраине Донецкого бассейна, по Ю. Н. и В. Н. Нагорному (1972 г.)

логим наклоном поверхности фундамента в нижних горизонтах девона от оси грабена к его бортам большинство сбросов на обоих крыльях грабена имеет антитетический характер. Падение поверхностей смещения сбросов составляет 60—70°.

На востоке фундамент Припятского грабена резко воздымается на 3—4 км в пределах узкого, вытянутого в северо-восточном на-

правлении Брагинско-Лоевского поперечного горстового поднятия, отделяющего его от Днепровского грабена. Судя по резкому сокращению мощностей верхнедевонских отложений и приуроченности к этой седловине проявлений позднедевонского щелочно-ультрабазитового и щелочно-базитового магматизма (почти отсутствующих в Припятской впадине) — эта поперечная седловина начала развиваться еще в девоне. В основании более восточных частей Днепровско-Донецкого авлакогена, в отличие от западной, сейсмическими исследованиями выявлен более узкий (40—50 км) грабен, выполненный додевонскими, предположительно верхнепротерозойскими образованиями мощностью до 5—10 км. Поверхность **Мохо** под средней и восточной частями авлакогена относительно приподнята на 10—20 км по сравнению с Воронежской антеклизой и Украинским щитом и располагается на глубинах 35—40 км. Сокращение общей мощности коры происходит главным образом за счет сильной редукции ее нижней части, т. е. так называемого базальтового слоя.

В среднем сегменте авлакогена — **Днепровском грабене** (см. рис. 7, Б) подошва девона постепенно погружается к востоку от 3—5 до 8—12 км. Выполняющие грабен сильно изменчивые по своему строению девонские отложения мощностью от 1—2 до 4—6 км во многих разрезах содержат не две, как в Припятском грабене, а только одну (верхнефранскую) соленосную толщу, включают на разных уровнях во франском и фаменском ярусах вулканогенные толщи, а также интрузивные тела щелочных базитов и ультрабазитов и разбиты многочисленными внутренними продольными, диагональными и поперечными сбросами. Грабен ограничивает краевые сбросы амплитудой до нескольких километров, зигзагообразные изгибы которых более или менее единообразно повторяются на обоих его бортах. Выше трансгрессивно залегают терригенные отложения карбона и низов перми, мощность которых постепенно возрастает к оси впадин и к востоку до 5—6 км; в отличие от девона они выполняют более просто построенный и несколько более широкий прогиб и почти не нарушены сбросами. Очевидно, в карбоне продолжалось погружение, однако растяжение коры почти прекратилось. Наконец, еще выше, также трансгрессивно, субгоризонтально залегают отложения верхней перми, мезозоя и палеогена общей мощностью до 1—2 км, выполняющие более широкую плоскую платформенную депрессию — Украинскую синеклизу. Они прорваны многочисленными штоками каменной соли позднедевонского, главным образом фаменского возраста. Таким образом, развитие среднего участка авлакогена протекло более сложно, чем западного, и в нем можно наметить ряд этапов: 1) заложение и погружение узкого грабена в рифее (?), 2) возобновление погружения в среднем девоне (живетском веке) — первой половине франского века и формирование более широкого и глубокого ступенчатого грабена во второй половине франского и фаменском веках, сопровождаемое накоплением соленосных толщ и вспышками щелочно-базитового вулканизма,

3) преобразование грабена в глубокий прогиб в карбоне, 4) возникновение над ним широкой плоской платформенной депрессии (синеклизы) в мезо-кайнозое.

В самом восточном сегменте авлакогена — **Донецком бассейне** (Донбасс) кристаллический фундамент спущен до глубин 15—25 км и перекрыт мощным рифейским (?) комплексом. Девонские осадочно-вулканогенные образования, выступающие на южном борту авлакогена, разбиты нормальными сбросами позднедевонского возраста (см. рис. 7, В и Г). Мощность вышележащих терригенных отложений карбона (угленосная формация), а также присутствующих местами красноцветных карбонатных и галогенных отложений низов перми достигает здесь огромной величины — до 15—18 км. В середине перми, в эпоху, отвечающую заальской фазе в герцинидах Западной Европы, Донецкий бассейн подвергся некоторому поднятию и сжатию, и выполняющие его верхнепалеозойские отложения приобрели линейноскладчатую структуру, осложненную на его северном фланге пологими надвигами с перемещением масс к северу (см. рис. 7, В и Г). Более слабые импульсы сжатия повторялись в мезозое, до ларамийской фазы включительно. В частности, в эту фазу произошли повторные подвиги по надвигам на северной окраине Донецкой складчатой зоны (см. рис. 7, Д). В кайнозое она испытала слабое поднятие и выражена в рельефе в виде возвышенности — Донецкого кряжа. Таким образом, в наиболее глубокой восточной части авлакогена, представляющей непосредственное ответвление герцинского геосинклинального пояса, растяжение и грабенообразование, происходившие в позднем девоне, сменились исключительно быстрым и глубоким погружением в течение карбона, захватившим несколько более широкую, чем в девоне, зону, и затем довольно интенсивной складчатостью и поднятием в позднегерцинскую эпоху. Более слабые деформации сжатия и воздымания повторялись в Донбассе вплоть до кайнозоя. Эта часть авлакогена представляет, по существу, модель «классической» миеосинклинальной складчатой зоны.

Днепровско-Донецкий авлакоген является примером существования последовательных непрерывных переходов на площади и во времени и тесных генетических связей между древними платформенными структурами рифтового типа и миеосинклинальными прогибами. Рифтообразование, происходившее в девоне на всем протяжении Днепровско-Донецкого авлакогена, выступает в западной его части как самостоятельный процесс, которым в основном завершалось ее тектоническое развитие, в средней части — как стадия, предшествующая формированию синеклизы, а в восточной — как стадия заложения миеосинклинального прогиба, впоследствии испытавшего глубокое погружение и, наконец, инверсию вертикальных и горизонтальных движений, приведшую к формированию на месте девонского грабена герцинской линейноскладчатой зоны.

Развитие Днепровско-Донецкого авлакогена в среднем и позднем палеозое сопровождалось длительными и сложными проявлениями эффузивного и интрузивного магматизма; анализ его был недавно проведен Н. В. Бутурлиновым (1979 г.). Согласно этим данным наиболее ранние проявления магматизма, относимые к непосредственно предрифтовой стадии — раннему — началу среднего девона (410—380 млн. лет), выражены мелкими массивами и дайками щелочных ультрамафитов и габброидов, представленными оливинитами, пироксенитами, габбро-пироксенитами, а также жильными породами — пикритами, лимбургитами, авгититами и пр. Эти тела известны в северной части Азовского выступа Украинского щита, образующего южный борт авлакогена.

С фазой регенерации рифтовой структуры в конце среднего — позднем девоне (365—335 млн. лет) связаны два почти синхронных, но обычно пространственно разобщенных вулканогенных комплекса — щелочно-базальтовый — трахибазальтовый и толеит-базальтовый. Первый из них обнажен в районе р. Волноваха в зоне краевого разлома, ограничивающего Донецкую складчатую зону с юга, где он слагает толщу лав и пирокластолитов франского и фаменского возраста мощностью до 0,5 км. Извержения происходили из трещин и недолговечных эруптивных аппаратов центрального типа. Вулканы этого комплекса относятся к двум когматическим сериям; щелочно-базальтоидная (бесполовошпатовая) серия представлена щелочными базальтами, лимбургитами, авгититами, псевдолейцитовыми и нефелиновыми базальтами и лейцитифирами, а трахибазальтовая (плагноклазсодержащая) — пикрит-базальтами, оливиновыми базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, трахитами, а также липаритами. Аналогичный комплекс характерен также для Брагинско-Лоевской седловины, разделяющей Припятский и Днепровский грабены, и зоны сочленения этого поперечного выступа с Припятской впадиной. Здесь, по данным В. П. Корзуна (1974 г.), среди отложений франского и фаменского ярусов присутствуют лавы и туфы субщелочных и щелочных трахитов, трахибазальтов, нефелинитов, лейцитовых нефелинитов и щелочных меймечитов, а также жильные породы — сиенит-порфиры, сиенитовые лампрофиры и щелочные гипербазиты. Формирование этого комплекса, очевидно, контролировалось глубоким, проникающим в мантию поперечным Лоевским разломом. Несколько позднее (в позднефранское время) начались и продолжались в фаменском веке извержения лав толеит-базальтового (траппового) комплекса. Их продукты присутствуют в брекчиях солянокупольных структур северо-западной окраины Донбасса и Днепровского грабена. Мощная толща позднедевонских базальтов вскрыта бурением на Черниговском поднятии в северо-западной части Днепровского грабена. Они известны также в юго-восточной части Воронежской антеклизы, где извержения происходили неоднократно в позднефранское (петинское, евлаковское и ливенское) время (И. Н. Быков, 1972 г.). Тектонически толеит-базальтовый вулканизм был приурочен к разломам осевой зоны и северного

борта средней и восточной частей Днепровско-Донецкого авлакогена, которые в позднефранское—фаменское время, характеризовавшееся наибольшим усилением горизонтального растяжения и глыбовых подвижек в авлакогене, стали проницаемыми для быстрого подъема недифференцированных базальтовых расплавов из верхов мантии. Таким образом, в позднем девоне фиксируется сосуществование разноглубинных магматических очагов или разноглубинных частей единого глубокого очага.

На южной окраине Донбасса в раннем—среднем карбоне (330—300 млн. лет) происходило внедрение многочисленных субвулканических и гипабиссальных тел типа штоков, даек и силлов щелочного покрово-киреевского комплекса — малиньитов, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, тингуаитов и др. Эти интрузии контролировались субширотными и субмеридиональными разломами южной прибортовой зоны авлакогена и, по-видимому, являются продуктами следующей стадии развития того же магматического очага, с которым были связаны позднедевонские щелочные вулканы. В той же зоне на завершающей стадии развития Донецкого прогиба, в ранней перми (290—260 млн. лет) формировался Южно-Донбасский шонкинит-монзонит-плагипорфировый гипабиссальный интрузивный комплекс (силлы, дайки и штоки), участки развития которого связаны с поперечными (субмеридиональными) зонами разломов глубокого заложения. На рубеже перми и триаса и в раннем триасе (230—220 млн. лет) уже после главных складчатых деформаций в южной зоне Донецкого сооружения образовался андезит-трахиандезитовый гипабиссальный комплекс, выраженный силлами и дайками и мелкими штокообразными телами, тяготеющими к субмеридиональным разломам. Характерна пространственная общность распространения этого и раннепермского комплексов, свидетельствующая о их связи с длительной эволюцией единого магматического очага (очагов). Наконец, к средней юре (166—160 млн. лет) принадлежит миусский комплекс лампрофиров, представленный рядом даек щелочных базальтов, мончикитов, комптонитов, пояс которых шириной до 20 км пересекает в поперечном (северо-северо-восточном) направлении южное крыло Донецкой складчатой зоны. К батскому веку относятся также эксплозивные извержения, продукты которых представлены туфами и туфопесчаниками на северо-западной окраине Донбасса.

Таким образом, проявления магматизма установлены почти на всех стадиях тектонического развития Днепровско-Донецкого авлакогена в различных его продольных зонах и поперечных сегментах. Наиболее ранние интрузии щелочно-ультрабазитовой магмы непосредственно предвзяли регенерацию Днепровско-Донецкой грабенообразной впадины; начальной фазе ее формирования отвечали извержения щелочных базальтов, а фаза максимального растяжения (позднефранское — фаменское время) — также толеитовых базальтов. В карбоне—начале перми, когда интенсивное погружение уже не сопровождалось растяжением, в зоне наи-

более глубинного Южно-Донецкого разлома сохранился внутрикоровой (?) магматический очаг, в котором происходила ассимиляция вещества сиалической коры глубинным базальтовым расплавом. С его эволюцией было связано формирование щелочного и субщелочного гипабиссальных комплексов, а также раннетриасовых и среднеюрских секущих тел, свидетельствующих о «живучести» Южно-Донецкого магматического очага. Все интрузивные тела, отвечающие инверсионной стадии развития Донбасса, протекавшего в условиях преобладающего сжатия (пермские, триасовые и юрские), приурочены исключительно к зонам поперечных разрывных нарушений.

В металлогеническом отношении наиболее зрелая восточная часть Днепровско-Донецкого авлакогена приближается к складчатым сооружениям, сформированным в пределах миегосинклинальных прогибов. В Донецком бассейне известны три пояса с рудной минерализацией, связанные с южной и северной зонами краевых и Центрально-Донецкой приосевой зоной глубинных разломов (зоной Главной антиклинали). Минерализация главным образом ртутная, ртутно-сурьмяная, флюоритовая, а также незначительная золото-полиметаллическая связаны с завершающими, инверсионными фазами герцинского «цикла» развития восточной части Донецкого авлакогена (пермь, триас).

В восточной части Восточно-Европейской платформы во второй половине девона — в живетское и главным образом раннефранское время, возникло большое число преимущественно субмеридиональных грабенов средних и мелких размеров. Относительно более крупные из них в основном наследовали расположение рифейских грабенообразных структур, а наиболее мелкие, как правило, являются новообразованными (рис. 8). Примерами регенерированных авлакогенов являются Кировский, Доно-Медведицкий, северная часть Тиманского, а также, возможно, авлакогены Печорской впадины — Печорско-Кожвинский, Колвинский и др. (однако их погружение началось еще в ордовике — силуре и лишь возобновилось в середине девона). В отличие от позднепротерозойского «цикла», когда авлакогены испытывали погружение в течение сотен миллионов лет, ограничиваясь приподнятыми и размывавшимися участками платформы, в среднем палеозое они почти с самого начала опускались вместе с обширной областью, занимавшей почти всю восточную и центральную часть Русской плиты — Восточно-Русскую впадину — и лишь сильно опережали в скорости погружения смежные с ними участки плиты (относительные поднятия). Период быстрого глубокого погружения в палеозойских авлакогенах на востоке Русской плиты был гораздо короче, чем в рифейских, ограничиваясь в одних случаях живетским — раннефранским временем, т. е. не более 15—20 млн. лет (Кировский, северная часть Тиманского авлакогена), в других — охватывая вторую половину девона, т. е. 30—40 млн. лет (Доно-Медведицкий авлакоген), а иногда — продолжаясь с перерывами с ордовика до франского века, т. е. в течение 100—150 млн. лет (авлакогены

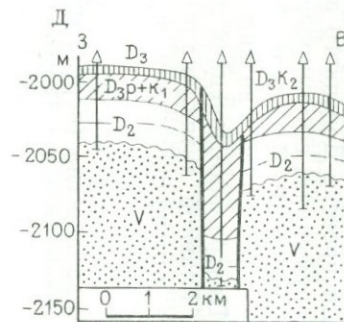
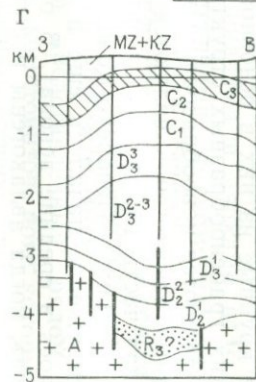
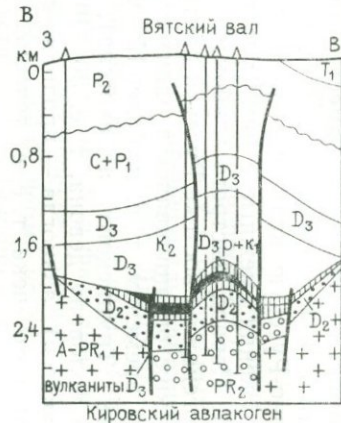
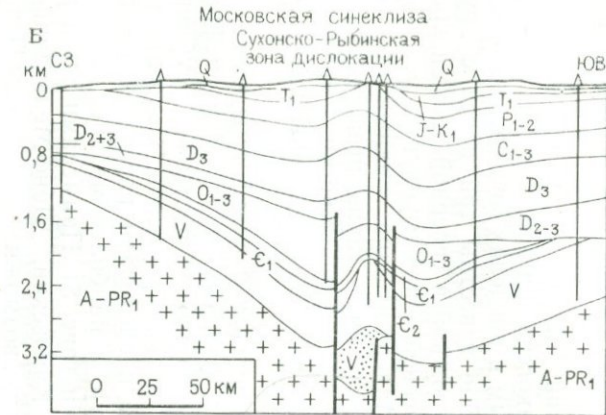


Рис. 8. Геологические разрезы позднепротерозойских (А), позднепротерозойско-палеозойских (Б, В, Г) и палеозойских (Д) авлакогенов Восточной Европейской платформы: без проявлений инверсии (Д), со слабо выраженной (А, Б) и сильно выраженной инверсией (В, Г)

А — Крестцовский авлакоген, по В. Г. Петрову (1978 г.), из работы «Тектоника Европы...» [88]; Б — Среднерусский авлакоген, по Ю. Г. Кузьменко (1978 г.); В — Кировский авлакоген, по Р. Н. Валсееву (1978 г.). Вертикальный масштаб сильно преувеличен; D<sub>3</sub>P+K<sub>1</sub> — пашийские и нижнекиновские слои; D<sub>3</sub>K<sub>2</sub> — верхнекиновские слои нижнефранского подъяруса; черная заливка — основные вулканиты и их подводные каналы; Г — Линевское поднятие в Доно-Медведицком авлакогене, по Г. А. Бражникову (1978 г.), из работы «Тектоника Европы...» [88]. Вертикальный масштаб сильно преувеличен; Д — Сергиевско-Хомутовский девонский микрограбен в Западной Башкирии, по В. А. Клубова и А. А. Клевцовой, из работы «Тектоника Европы...» [88]

Печорской впадины); примерно столь же длительное время — с живетского века среднего девона до начала перми (около 100 млн. лет) продолжалось глубокое погружение Днепровско-Донецкого авлакогена.

Период наиболее интенсивного погружения в большинстве авлакогенов на востоке Русской плиты — живетско-раннефранское время — характеризовался накоплением в них терригенных, песчано-алеврито-глинистых и отчасти терригенно-карбонатных осадков. В некоторых авлакогенах, например Кировском и Тиманском, дифференцированные блоковые движения этого времени сопровождались излияниями или эксплозивными извержениями и инъекцией базальтовой магмы в виде силлов и даек. За время интенсивного погружения в живетское — раннефранское время в Кировском авлакогене накопилось до 1—1,2 км осадков, тогда как в обрамляющих его с запада и востока районах — в пределах Котельничского и Коми-Пермяцкого сводов — их мощность не превышает 100—200 м. Этот авлакоген, длина которого достигает 100 км, а ширина увеличивается к югу от 40—50 до 100—150 км, в своей большей северной части наследует одноименный, но более узкий позднепротерозойский грабен, заполненный песчаниками кажимской свиты рифея мощностью до 1—1,5 км. Мощность средневерхнедевонских отложений в Доно-Медведицком авлакогене достигает 2—2,5 км, в 2—3 раза превышая обычную мощность девона на большей части Восточно-Русской впадины. Мощность живетских и верхнедевонских отложений в Печорско-Кожвинском и Колвинском авлакогенах вдвое—втрое больше, чем в смежных с ним зонах (сводах) Печорской впадины. В вошедшем в девоне в состав Московской синеклизы Солигаличском авлакогене после позднекаледонского инверсионного поднятия в среднем — начале позднего девона произошло новое относительное проседание грабенообразной зоны, сопровождавшееся проявлениями базальтового вулканизма. Относительное погружение, но в виде широкого плоского прогиба произошло во второй половине девона также в Пачелмском авлакогене.

Наряду с этими крупными регенерированными тектоническими депрессиями в восточной части Русской плиты в конце среднего — начале позднего девона возникло несколько десятков небольших новообразованных грабенообразных структур, которые приурочивались к относительным сводовым поднятиям этого времени — Татарскому и Башкирскому (включившему зону позднепротерозойского Камско-Бельского авлакогена). Эти микрограбены простирались в субмеридиональном и северо-северо-восточном направлении, близком к простираению Кировского авлакогена и Уральской геосинклинали. Протяженность отдельных микрограбенов достигает 100—240 км, ширина — всего 1—3 км, реже до 5—10 км, относительная глубина — 100—250 м. Грабены характеризуются прямолинейной формой и взаимным параллелизмом. В поперечном разрезе они выражены либо одним погруженным блоком, либо состоят из нескольких ступенчато-опущенных блоков (см. рис. 8, Д).

Относительное проседание грабен было сравнительно непродолжительным, захватывая время, отвечающее одному-двум, реже трем горизонтам терригенной толщи верхней части живетского яруса — нижней части франского яруса. Мощность этих горизонтов внутри грабена в 2—5 раз превышает ее в смежных районах. Со среднефранского времени микрограбены отмирают, не испытав инверсии. Тектоническая природа этих депрессий не вызывает сомнений, но долгое время господствовало представление о связи их исключительно с вертикальными блоковыми движениями. Лишь около 10 лет назад Ф. И. Хатьянов и В. Д. Хлебников высказались в пользу их связи с горизонтальными растяжениями земной коры. В последние годы эту точку зрения поддержали Р. Н. Валеев [14], Р. О. Хачатрян [98], О. М. Мкртчян [61] и др. По-видимому, вся эта система прямолинейных узких грабен, как и обрамляющий ее с запада грабен Кировского авлакогена, формировалась в условиях общего горизонтального растяжения восточной, прилегающей к Уралу части Русской плиты в субширотном направлении, усилившегося в живетское — раннефранское время и отражавшего вовлечение коры восточной части платформы в тангенциальные деформации, которым подвергалась в эту эпоху герцинская геосинклинальная область Урала.

В среднефранское время развитие большей части грабенообразных структур на востоке Русской плиты приостанавливается или даже прекращается; начинается стадия сначала общего некомпенсированного погружения обширных территорий Восточно-Русской впадины (доманиковское время), а затем последнее сосредотачивается в пределах полосовидной, извилистой в плане Камско-Кинельской зоны. В этой зоне накопление относительно глубоководных аномально маломощных осадков продолжается в течение позднефранского, фаменского и турнейского времени пока наконец она не была окончательно компенсирована и захоронена в начале визейского века. Существует мнение, что Камско-Кинельская система впадин также имеет грабенное происхождение и образована в результате растяжения коры восточной окраины Русской плиты в конце девона. Необоснованность этого представления была доказана О. М. Мкртчяном [61]. Можно полагать, что, начиная с середины франского века (т. е. доманиковского времени), региональное растяжение коры на востоке плиты постепенно прекращается, а затем с востока начинает распространяться волна некоторого сжатия, что приводит к началу инверсии в некоторых авлакогенах. Раньше всего она фиксируется в авлакогенах восточной части Печорской впадины (Колвинском и др.), а затем распространяется на запад в пределы Шапкино-Юрьяхинского, Печорско-Кожвинского и Тиманского авлакогенов, где относительно сокращены мощности каменноугольных, пермских и триасовых отложений (рис. 9). К середине франского века (доманиковому времени), по данным О. М. Мкртчяна, относится изменение знака движений в зоне субширотного Жигулевского разлома. В эйфельско-живетское и раннефранское время относительно опус-

калось его южное крыло, а в позднефранское — фаменское и в последующее время вплоть до кайнозоя — напротив, северное крыло этого разлома (рис. 10, А). Однако дальнейшее развитие инверсионного процесса в ряде авлакогенов на востоке плиты приостановилось до мезозоя; так, например, мощности каменноугольных и пермских отложений в Кировском и Солигаличском авлакогенах существенно не отличаются от таковых в смежных с ними районах плиты.

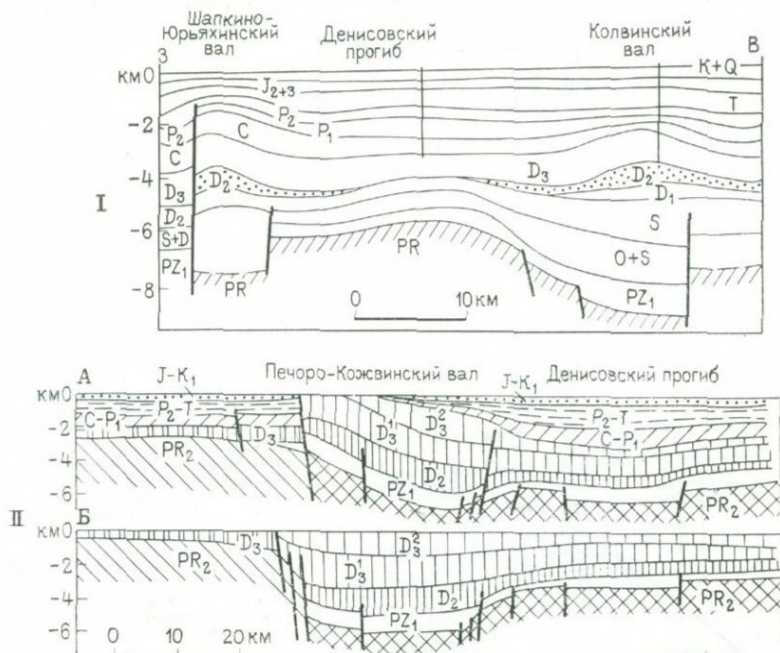


Рис. 9. Геологические разрезы авлакогенов Печорской впадины

I — сейсмогеологический профиль через центральную часть Печорской впадины, по Н. В. Кузнецовой (1977 г.), с изменениями; II — схематический геологический (А) и палеотектонический профиль для конца (девона) Б через юго-восточную часть Печорско-Колвинского вала и Денисовского прогиба, по В. С. Журавлеву (1972 г.). PR<sub>2</sub> — складчатый фундамент, образованный рифейскими формациями: с косой штриховкой — миогеосинклинальными, с сеткой — эвгеосинклинальными

К палеозою относятся проявления тектонической активизации, сходные или родственные ритмогенезу в северной части Балтийского щита — на Кольском полуострове. К числу показателей этих процессов принадлежат: 1) раннепалеозойские относительно мелкие ультраосновные щелочные интрузивные массивы центрального типа — Ковдор, Африканда и др., сложенные оливинитами, пироксенитами, щелочными породами йолит-якупирангитовой серии, а также и карбонатитами, заключающие месторождения апатит-магнетитовых руд (абсолютный возраст пород — от 500—600 до 400 млн. лет) [21]; 2) среднепалеозойские очень крупные интрузивные массивы, также центрального типа, — Хибинский и Ловозерский, сложенные нефелиновыми сиенитами, а также фойяитами,

Йолит-уртитами, малиньитами и другими щелочными породами, заключающие месторождения апатита, нефелина и редкоземельных элементов (абсолютный возраст — около 400 млн. лет) [21]; 3) толща щелочных лав, туфов, песчаников и сланцев (ловозерская свита) с остатками позднедевонской флоры, вмещающая ловозерскую интрузию и сохранившаяся в виде фрагментов в ее приконтактной зоне; 4) толща каменноугольного (?) возраста, сохранившаяся в небольшом грабене вблизи Ловозерского массива. Таким образом, в пределах Кольского полуострова, как и в некото-

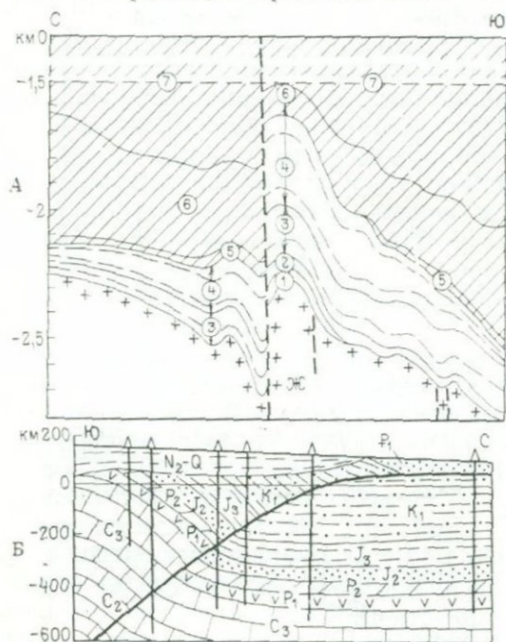


Рис. 10. Тектоническое строение зоны Жигулевского разлома

А — палеотектонический разрез зоны Жигулевского разлома, по О. М. Мкртчяну (1980 г.); Ж — Жигулевский вал. Отложения: 1 — рифейские, 2—6 — средне-верхнедевонские (2 — эйфельские, 3 — живецко-пашийские, 4 — кыновско-саргаевские, 5 — доманиковые, 6 — мейдямско-нижефаменские); 7 — верхнефаменские, каменноугольные, пермские и мезо-кайнозойские. Заштрихованы отложения посленивровой стадии. Б — разрез Жигулевского надвига по данным бурения, по В. Л. Лобову и др. (1974 г.)

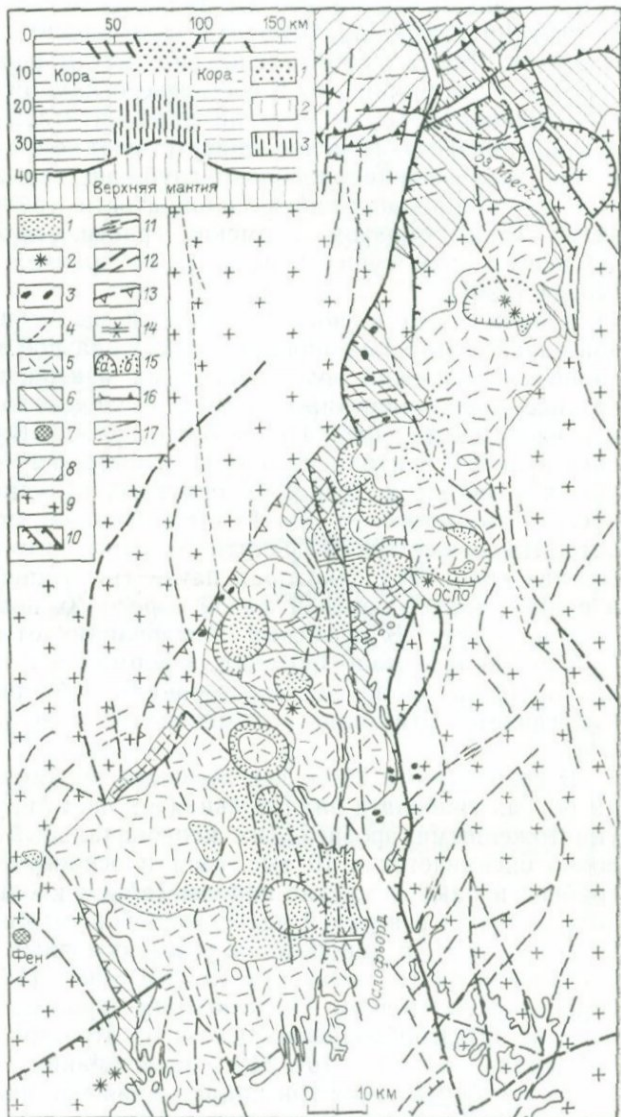
рых других районах Балтийского щита, в течение раннего и среднего палеозоя длительно протекал процесс становления щелочных вулканоплутонических массивов центрального типа, весьма типичных для ряда областей фанерозойского рифтогенеза на древних платформах. От этих массивов в результате последующей денудации в основном сохранились лишь их корневые зоны. Мощная вспышка магматической активности произошла в девоне, приблизительно одновременно с активизацией рифтогенеза в восточной и южной частях Восточно-Европейской платформы. По всей вероятности, становление Хибинского и Ловозерского массивов в широтной зоне, пересекающей центральную часть Кольского полуострова, сопровождалось формированием разломов и грабенов, от которых в ходе позднейшей денудации остались лишь незначительные фрагменты. Обращает на себя внимание приуроченность крупнейшего щелочного массива центрального типа — Хибинского — к узлу пересечения этой широтной зоны и раннепротерозойской Печенга-Имандра-Варзугской авлакогеосинклинальной

зоны юго-восточного простираения, возможно, указывающая на «живучесть» контролировавших последнюю глубоких разломов.

В позднем палеозое — в раннепермское время — процесс тек-

Рис. 11. Схематизированная структурно-геологическая карта грабена Осло. По И. Б. Рамбергу и Б. Т. Ларсену (1978 г.), с изменениями

1—5 — пермские породы: 1 — эффузивы (базальты, ромбепорфиры, трахиты и пр.); 2 — жерловые эксплозивные брекчи, 3 — субвулканические основные породы (эссекситы), 4 — дайки, 5 — интрузивы типа штоков и батолитов (лаурвикиты, норммаркиты, граниты и пр.); 6 — породы кембрия, ордовика, силура; 7 — рубеж венда—кембрия — щелочно-ультраосновной кольцевой массив с карбонатами (Фен); 8 — верхний рифей—венд (спаргамитовый комплекс); 9 — архей—протерозой — допозднерифейский метаморфический фундамент нерасчлененный; 10—15 — тектонические структуры пермского возраста [10 — сбросы, 11 — сдвиги и сбрососдвиги, 12 — недифференцированные разломы и крутые трещины, 13 — флексуры, 14 — оси складок, 15 — кальдеры (а — установленные и б — предполагаемые)]; 16 — фронтальные линии позднекаледонских тектонических покровов; 17 — ось каледонских складок. На врезке — гипотетический глубинный разрез грабена Осло, по И. Рамбергу. Утоненная кора под грабеном состоит из трех зон: 1 — верхняя, в основном состоящая из интрузивных пород среднего и кислого состава, 2 — средняя, образованная докембрийскими гнейсами и интрузивами различного состава, 3 — нижняя, в основном сложенная из основных и ультраосновных пород



тоно-магматической активизации охватывает юго-западный участок Балтийского щита, где формируется палеорифтовая зона (грабен) Осло, отличающаяся исключительным масштабом эффузивного и интрузивного процессов, сопутствовавших рифтообразованию (рис. 11). Грабен Осло хорошо изучен как в геолого-петроло-

гическом [162, 163, 170, 172], так и в геофизическом отношении [144, 169].

**Пермский грабен Осло** простирается в северо-северо-восточном направлении почти на 250 км при ширине 40—60 км, постепенно затухая на севере близ фронта каледонских шарьяжей Южной Норвегии. Борты грабена сложены метаморфическими породами глубокого докембрия, но в соседстве с ним находится поздневендско-раннекембрийский щелочно-карбонатитовый массив Фен. В основании разреза грабена присутствуют кембро-силурийские отложения, выполнявшие довольно глубокий (до 2 км) платформенный прогиб, подвергшийся складчатости в позднекаледонскую эпоху. Таким образом, пермский грабен наследует древнюю ослабленную зону, существовавшую, по крайней мере, с начала палеозоя [120].

В начале перми, после отложения малоомощной грубообломочной пачки в этой зоне началось сводообразное поднятие, сопровождавшееся мощными вулканическими извержениями базальтов и позднее — ромбенпорфиров. Затем последовало обрушение приосевой части свода, превратившейся в грабен. Внутри него развивались вулканы центрального типа, испытавшие кальдерное обрушение, и возникло не менее 12 округлых вулканотектонических депрессий диаметром до 10—15 км и, наконец, стали формироваться батолиты существенно гранитного, монцититового и сиенитового состава (рис. 12). Некоторая пауза (в поздней перми) сменилась в раннем триасе поздней фазой сбросовых подвижек и внедрения основных даек. В пермских образованиях отмечаются также небольшие складчато-взбросовые деформации и горизонтальные смещения вдоль право- и левосторонних субмеридиональных сдвигов, свидетельствующие о изменчивом во времени поле напряжений.

В современном срезе все пермские вулканические образования на бортах грабена и значительная их часть внутри него оказались уничтоженными эрозией (их первоначальный объем ориентировочно оценивается в 10 тыс. км<sup>3</sup>) и основную роль в заполнении грабена играют пермские породы (объем кислых и средних интрузивных пород в верхней части земной коры оценивается примерно в 40 тыс. км<sup>3</sup>, а основных и ультраосновных интрузивных масс в глубоких частях коры — в 120 тыс. км<sup>3</sup>) [169]. При общем северо-северо-восточном простирании грабена краевые сбросы в плане зигзагообразны и состоят из отрезков северо-восточного и субмеридионального (0—340°) простираний, повторяющихся на обоих его бортах. Все три направления частично наследуют структурные особенности фундамента. Аналогичные простирания имеют скрытые разломы во внутренней части грабена, контролирующее размещение более 12 округлых кальдер диаметром 10—15 км. Северо-восточная часть грабена в плане кажется как бы смещенной к юго-востоку относительно юго-западной, но в действительности это объясняется не сдвигом, а особенностями первичного заложения краевых разломов.

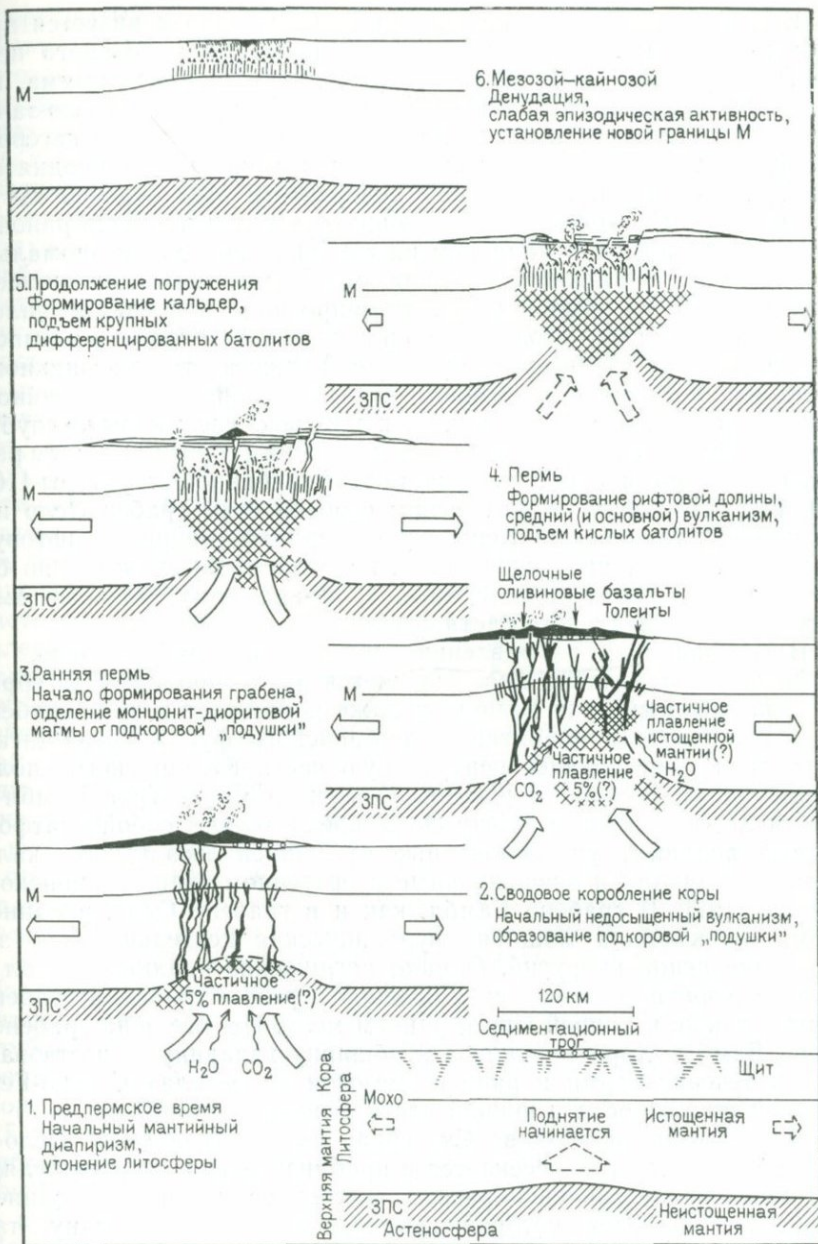


Рис. 12. Стадии (1—6) тектоно-магматической эволюции рифта Осло. По И. Б. Рамбергу и Б. Т. Ларсену (1978 г.). Образование грабена и вулканизм рассматриваются как вторичные эффекты мантийного диапиризма, утонения коры и интрузии основного мантийного материала. ЗПС — зона пониженных скоростей

В геофизическом отношении грабен Осло характеризуется приуроченностью к нему положительных аномалий магнитного поля [144] и крупного полосовидного гравитационного максимума, постепенно затухающего к северу и продолжающегося на юго-запад от континентальной части грабена Осло вдоль залива Скагеррак [169]. Существование его связывается с локально приподнятым под грабеном Осло положением поверхности Мохо (до 30 км по сравнению с 35—40 км в прилегающих с востока и запада районах Балтийского щита) и наличием на глубинах 20—30 км аномально плотных масс основного и ультраосновного материала, проникшего в нижнюю часть земной коры. Формирование в пределах палеорифтовой зоны Осло сводового поднятия, а затем грабена и выполняющих его магматических образований связывается с возникновением под этой зоной в позднем палеозое горячего мантийного астенолита и его проникновением в нижнюю часть коры до глубин порядка 20 км, сопровождавшимся небольшим горизонтальным растяжением коры в апикальной части этой глубинной структуры [163, 170, 172]. По своим геологическим особенностям грабен Осло напоминает кайнозойскую Кенийскую эпиплатформенную рифтовую зону сводово-вулканического типа, но отличается значительно более глубоким эрозионным срезом, и, по-видимому, меньшей амплитудой горизонтального растяжения.

В юго-западном направлении продолжение грабена Осло, по геофизическим данным, прослеживается вдоль пролива Скагеррак (так называемый трог Бамбл) и даже пересекает в виде грабена Хорн субширотное поднятие докембрийского фундамента Рингкёбинг—Фюн, занимающее центральную часть Ютландского полуострова и прилегающий участок Северного моря. Трог Бамбл и грабен Хорн, подобно грабену Осло, представляют собой платформенные впадины, унаследованные от раннепалеозойского, каледонского «цикла» и возрожденные в орогенном этапе герцинского «цикла» [197]. В грабене Бамбл, как и в грабене Осло, в ранней перми происходила мощная вулканическая деятельность, а затем — внедрение интрузий. Однако погружение впадины Бамбл и грабена Хорн продолжалось в поздней перми и триасе, а грабена Хорн — также в ранней юре и раннем мелу. На юге зона грабенов Осло—Бамбл—Хорн вливалась в обширную впадину, существовавшую в течение перми и раннего мезозоя в пределах Северо-Германской низменности и южной части Северного моря.

В южной части пролива Скагеррак система грабенов Осло—Хорн сочленяется и пересекается с приблизительно перпендикулярной к ней зоной грабенообразных впадин, также унаследованной от раннего палеозоя, которая включает на востоке впадину так называемую Датско-Польской бороздой (или «трогом»), а на западе — впадину Эгерзунд. Эта зона грабенообразных впадин ограничивалась с севера Балтийским щитом, а с юга — зоной поднятий докембрийского фундамента Рингкёбинг—Фюн, представляющей, по-видимому, осколок юго-западной части Балтийского щита, отсеченный от него зоной глубинных разломов — линией Торнквиста

и перекрытый сравнительно маломощным чехлом (1—3 км) палеозойских и мезозойских отложений. Напротив, в Датско-Польской борозде мощность фанерозойского чехла достигает 6—12 км. В юго-восточной части Датско-Польского авлакогена, в Свентокшиских горах проявились байкальские (ранневендские), салаирские, незначительные позднекаледонские, а также герцинские складчатые деформации, а на его среднем участке (в северо-восточной части Польши)—интенсивные позднекаледонские (преддевонские), а также слабые герцинские (предпермские). Отложения девона—карбона, мощность которых на этом участке (Хойнице—Кошалин) достигает 3 км и более, образуют здесь очень пологие складки с углами падения слоев до  $10^\circ$ , разбиты разломами на ряд узких горстов и грабенов шириной 5—10 км [135]. Северо-западная часть авлакогена, вовлеченная в значительное погружение в силуре, не подверглась позднекаледонской складчатости, но местами, например, в районе Сконе в Южной Швеции, была расчленена на отдельные горсты и грабены, а затем в течение девона и карбона оставалась относительно приподнятой. В ранней перми в пределах Датско-Польской борозды местами возобновляются погружения, а в поздней перми почти вся она, за исключением небольшой поперечной перемычки между островами Зеландия и Рюген, вовлекается в опускание и становится ареной накопления несогласно залегающих мощных (до 1 км и более) отложений цехштейна, включающих толщи каменной соли. Юго-восточная часть авлакогена входит в состав Польско-Германского цехштейнового бассейна, а северо-западная — в состав полуотделенного от него грядой Рингкёбинг—Фюн бассейна, занимавшего северную часть Дании и Северного моря. Еще более глубокое погружение испытывает зона Датско-Польского авлакогена в течение триаса (до 2—3,5 км) и юры (1—3 км). В средней юре на среднем участке авлакогена в провинции Сконе, а также в пределах впадины Эгерзунд и центрального грабена Северного моря, оно сопровождается вулканическими извержениями. В раннемеловое время прогиб сужается и интенсивность погружения снижается (мощность около 0,5 км). Последняя стадия развития Датско-Польского авлакогена относится к позднему мелу; в эту эпоху крупнейшей трансгрессии и глубокого погружения вновь образуется единый обширный платформенный бассейн, занимающий Центральную Европу и Северное море с мощностью верхнемеловых карбонатных отложений до 1—2,5 км. Однако внутри его в середине и конце мела в результате субгерцинских и ларамийских деформаций возникает несколько зон линейно вытянутых инверсионных поднятий, наиболее крупная и протяженная (до 1200 км) из которых образуется на месте Датско-Польского авлакогена (рис. 13). Наиболее приподнята юго-восточная половина этого инверсионного поднятия — Поморско-Куявский вал или, как его называют в последнее время польские геологи, — Среднепольский плакантиклинорий [135]; длина его составляет более 600 км, ширина на различных участках 30—100 км, а относительная амплитуда тектонического возды-

мания и соответственно глубина денудации, вызванной движениями субгерцинской и ларамийской фаз, доходит до 3—5 км. В современном эрозионном срезе наиболее приподняты юго-восточный участок плакантиклинория, в котором обнажается складчатый палеозой (Свентокшиские горы), и северо-западный участок (Польское Поморье в районе Колобжега), где на поверхность вы-

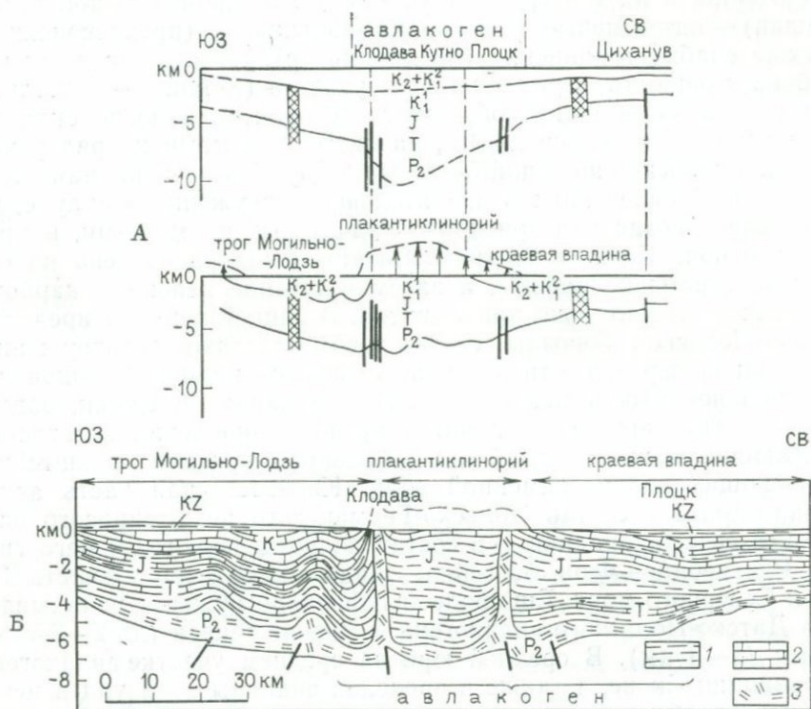


Рис. 13. Разрезы Среднепольского инверсионного плакантиклинория в Датско-Польском авлакогене [по 135, с изменениями]

А — схематические палеотектонические разрезы, показывающие направления и амплитуду вертикальных движений в юго-восточной части авлакогена на стадии погружения ( $P_2-K_2$ ) и стадии инверсии (конец  $K_2$ ), по В. Пожарыскому; Б — геологический разрез через средний участок плакантиклинория и смежные с ним впадины: 1 — терригенные отложения, 2 — карбонатные отложения, 3 — соленосные толщи

ходят юрские и меловые отложения; напротив, на среднем участке последние несогласно перекрыты кайнозойскими терригенными осадками мощностью до первых сотен метров. Этот средний участок типа седловины (с осью поперечного погружения в районе Инвrocław—Торунь) испытал наиболее глубокое погружение (до 6—7 км) в течение поздней перми и мезозоя, а амплитуда поздне-мелового инверсионного поднятия в его пределах была наименьшей.

Среднепольский плакантиклинорий представляет собой полого-складчатую зону, обрамленную с северо-востока и юго-запада син-

клинальными зонами, осложненными линейными складками мезозойского комплекса (Люблинский, Нидский и другие «плаксинклинории»). В пределах плакантиклинория и смежных прогибов широко распространены продольные разрывы, главным образом взбросо-надвигового типа, свидетельствующие о поперечном сжатии авлакогенов в поздне меловое время, а также поперечные сбросы. Наиболее крупные из разрывных нарушений проникают в палеозой и докембрийский фундамент и представляют, по-видимому, длительно развивавшиеся глубинные швы с инверсионным характером развития. С ними связаны локальные зоны складчатых и разрывных нарушений в мезозойском комплексе. Строение плакантиклинория сильно осложняют многочисленные куполовидные и гребневидные диапировые и криптодиапировые структуры. Другое, более короткое инверсионное складчато-блоковое поднятие, расположенное кулисно по отношению к Среднепольскому плакантиклинорию, сформировалось на рубеже мела и палеогена в северо-западной части Датско-Польского авлакогена, между о-вом Борнхольм и проливом Каттегат. Наиболее приподнятая его часть находится в районе Сконе и Южной Швеции. Это поднятие отличается от Среднепольского резко выраженной поперечной асимметрией (на северо-востоке к нему примыкает Балтийский щит), значительно меньшей глубиной залегания фундамента (0—3 км), с чем связана большая роль блоковых нарушений в его поверхностной структуре, и приуроченностью его к участку поперечной положительной ундуляции авлакогена, устойчиво проявлявшей себя на протяжении палеозоя и мезозоя. К юго-западу от Датско-Польского авлакогена, в пределах эпибайкальской и эпипалеозойской Центрально-Европейской плиты, на территориях ГДР, северной части ФРГ, Голландии и акватории Северного моря в субгерцинскую и ларамийскую фазы возник ряд инверсионных поднятий западно-северо-западного и северо-западного простирания, параллельных Среднепольскому плакантиклинорию и поднятию Сконе. В центральных и восточных частях Восточно-Европейской платформы ряд авлакогенов в конце девона на длительное время утратил тектоническую активность и в течение карбона и перми не отличался по характеру вертикальных движений от смежных участков плиты (Кировский, Солигаличско-Яренский, Пачелмский, Доно-Медведицкий и др.). Однако в конце палеозоя или в мезозое они вновь «оживают» и проходят инверсионную стадию развития. В разных авлакогенах инверсия проявилась с различной интенсивностью, в несколько различной форме и не вполне одновременно.

В авлакогенах Печорской впадины и Тиманском инверсионная стадия началась раньше всего — в конце девона или в карбоне и продолжалась в течение позднего палеозоя и мезозоя. Каменноугольные, пермские, триасовые, юрские и нижнемеловые отложения в них либо значительно уступают по мощности соответствующим отложениям в смежных блоках, либо вовсе отсутствуют, что говорит о длительном относительном, а позднее и абсолютном воз-

дымании зон инверсионных поднятий в авлакогенах, которые превращаются обычно в сундучные, несколько асимметричные, кулисно расположенные антиклинали или брахиантиклинали, осложненные разломами. Так, согласно В. С. Журавлеву и Н. Д. Матвиевской [88], кулисно расположенные отдельные поднятия Печорско-Кожвинского инверсионного мегавала обладают размерами 15—30 км по длинной и до 12 км по короткой оси, относительной амплитудой до 0,5—1 км, крутыми юго-западными (от 20 до 80°) и пологими северо-восточными крыльями (5—15°). Разломы, ограничивающие авлакогены, в особенности с юго-запада, являвшиеся до начала инверсии нормальными сбросами, изменили знак подвижек на обратный и развивались в позднем палеозое и мезозое как взбросы или относительно крутые надвиги. Таковы, например, разломы, ограничивающие с юго-запада кулисно расположенные поднятия Тиманской зоны [31], Печорско-Кожвинского и Колвинского мегавалов, гряды Чернышева и др. Наиболее поздние подвижки по взбросо-надвигам, ограничивающим поднятия Тиманской и Печорско-Кожвинской зон, произошли, по-видимому, в предъюрское время, так как они смещают триасовые и перекрываются среднеюрскими отложениями. Однако продолжающийся рост инверсионных поднятий в этой области, судя по изменениям мощностей юрских и нижнемеловых отложений, продолжался почти до конца мезозоя, а разрывы на бортах самых восточных поднятий (например, гряды Чернышева) срезают и эти отложения. С позднего мела северо-восточная окраина Восточно-Европейской платформы была осушена и дифференцированные подвижки, вероятно, прекратились. Однако в плиоцен-четвертичное время многие инверсионные поднятия (Тиман, Печорская гряда, гряды Чернышева и Чернова) вновь оживают и возобновляется погружение разделяющих их впадин. Если доинверсионное поднятие авлакогенов Тимано-Печорской области в фанерозое протекало в условиях горизонтального растяжения (подвижки по нормальным сбросам, девонский вулканизм), то на послейинверсионном этапе преобладало сжатие, о котором свидетельствуют взбросо-надвиговые деформации и формирование асимметричных складок. По всей вероятности, сжатие проявлялось в виде нескольких импульсов, разделенных паузами или даже отдельными фазами растяжения, в частности, в начале триаса, когда на восточной периферии Печорской впадины произошли излияния базальтов. В пределах Кировского авлакогена после раннего триаса, в течение юры и раннего мела (?) начинает формироваться субмеридиональный Вятский вал, а на месте обрамляющих авлакоген сводовых поднятий — Котельничского и Коми-Пермяцкого — инверсионные блюдцеобразные впадины (см. рис. 8, В). Однако вполне вероятно, что зона современного Вятского вала перекрывалась юрскими и нижнемеловыми отложениями и, во всяком случае, несомненно, что завершающая и, возможно, даже главная фаза формирования Вятского вала приходится на послераннемеловое время — скорее всего, на позднемеловую эпоху. Вероятно, близок к Вятскому валу по времени форми-

рования почти параллельный ему Сухонский вал северо-восточного простирания, который унаследовал положение Солигаличско-Яренского рифейско-вендского авлакогена, неоднократно испытывавшего инверсию и подновлявшегося впоследствии в раннем палеозое и девоне. В пределах Сухонского вала, как и Вятского, мезозой смыт и обнажаются верхнепермские отложения, а на крыльях (главным образом, юго-восточном) сохранились нижнетриасовые, юрские и нижнемеловые отложения на юго-западном периклинальном окончании Сухонского вала они срезаются краевыми разломами. С конца юры начинается и продолжается, постепенно усиливаясь в течение раннего и позднего мела, формирование инверсионных поднятий, приуроченных к Пачелмскому авлакогену, — Окско-Цнинского и Керенско-Чембарского валов, Пачелмского горста: их рост происходил отдельными импульсами, наиболее интенсивными в позднемеловую эпоху. В отличие от многих других инверсионных структур эти узкие поднятия возникли не в осевой зоне Пачелмского авлакогена, а в зоне северо-восточного борта и восточной — Сасовской ветви Пачелмской впадины (Окско-Цнинский вал). В течение юры и раннего мела начинается и в позднем мелу и палеогене продолжается развитие инверсионных коробчатых брахиморфных поднятий в зоне Доно-Медведицкого мегавала (или одноименного авлакогена — см. рис. 8, Г). Однако, по данным А. В. Цыганкова и др. (1968 г.), воздымание этой зоны продолжалось и в неоген-четвертичное время, и его суммарная амплитуда только за новейшую эпоху достигает 600—700 м.

Таким образом, мезо-кайнозойские инверсионные валообразные поднятия на Русской плите в основном имеют субмеридиональные или близкие к ним (северо-западные, северо-восточные) простирания и тяготеют к восточной части плиты, что позволяет предположительно связывать инверсионную стадию развития авлакогенов с постгеосинклинальной историей Урала, подобно тому, как заложение авлакогенов на востоке платформы в раннем — среднем рифее, и их регенерацию в девоне мы связывали с заложением Уральской геосинклинальной области в раннем рифее и ее регенерацией в раннем — среднем палеозое. В позднем палеозое Уральская геосинклинальная область вступает в орогенный этап развития и отмирает, а деформации сжатия в ее пределах продолжают, по крайней мере, до конца триаса, постепенно распространяясь к западу и захватывая в триасе зону Приуральского краевого прогиба. Весьма вероятно, что деформации сжатия, чередующиеся с фазами растяжения, повторялись в области Урала и позднее — до конца мезозоя, все далее распространяясь в пределы восточной части Русской плиты, однако на Урале эти деформации мы почти не улавливаем в связи с почти полным отсутствием здесь мезозойских отложений, а на Русской плите в зонах развития верхнего палеозоя и мезозоя они, напротив, достаточно хорошо фиксируются. Примечательно, что в юго-восточной части Русской плиты завершение инверсионной стадии развития авлакогенов по

сравнению с северо-восточной ее частью затягивается дольше — до конца мезозоя и кайнозоя; некоторые из этих инверсионных структур — валы, разломы взбросо-надвигового типа приобретают в юго-восточной части платформы субширотное простирание. К числу их относится зона Жигулевского разлома и одноименного вала в Среднем Поволжье, открытая и впервые описанная А. П. Павловым [71], связывавшим «Жигулевскую» дислокацию с тангенциальным сжатием этого участка платформы под влиянием альпийских деформаций в Средиземноморском геосинклинальном поясе. Впоследствии, в особенности в работах Н. С. Шатского эта трактовка была отвергнута. Жигулевский разлом стал считаться нормальным сбросом, а происхождение Жигулевского вала — связываться с вертикальными блоковыми движениями фундамента. Однако недавно детальными буровыми работами было установлено, что Жигулевский разлом на последней стадии своего развития представлял собой не сброс с опущенным северным крылом, а относительно пологий ( $35^\circ$ ) надвиг послемелового или даже послезооценового времени с надвинутым на 370 м к северу южным крылом [68] — см. рис. 9, Б. В рифее, а также в среднем и начале позднего девона этот разлом развивался как нормальный сброс с относительно опущенным южным крылом, но уже с середины франского века до конца девона относительно поднималось южное крыло и это направление перемещений сохранилось в альпийском этапе. Аналогичную структуру, также ограниченную с севера субширотным надвигом, возможно, представляет Оренбургский вал [37]. Не исключено, что и некоторые другие валообразные, субширотные мезо-кайнозойские поднятия на северной периферии Прикаспийской впадины могут контролироваться подвижками по разломам взбросо-надвигового типа. Такой же характер имеют, как уже говорилось, и повторные подвижки по краевым надвигам на северной окраине Донбасса, имевшие место в конце мела (с амплитудой до 100—200 км) и менее значительные подвижки в палеогене или после палеогена.

По всей вероятности, более длительное — до конца мела и даже кайнозоя развитие авлакогенов и зон разломов субширотного и северо-западного простирания в южной части Восточно-Европейской платформы, завершающееся деформациями сжатия — взбросо-надвиговыми подвижками и складчатостью в ряде подобных зон (Среднепольская, Днепровско-Донецкая, Жигулевская и др.), связано с воздействием на юго-западную и юго-восточную части платформы тектонических движений, происходивших в течение мезозоя и кайнозоя к югу от нее, в пределах Средиземноморского геосинклинального, а позднее орогенного пояса.

Самая поздняя фаза тектонической активности авлакогенов и зон разломов на Восточно-Европейской платформе относится к позднему (?) плиоцену—антропогену. С этой фазой связано, прежде всего, оживление некоторых древних авлакогенов северо-западного и северо-восточного простирания в пределах Балтийского щита и его окраины. Образовавшиеся в это время тектони-

ческие впадины Кандалакшского залива, Ладожского озера, Ботнического залива, центральной части Балтийского моря глубиной 200—400 м наследуют или возрождают рифейские грабенообразные структуры. Сходные явления имели место и на Канадском щите. Эта активизация в определенной мере, по-видимому, связана с «расшатыванием» структуры щитов в ходе неоднократных грациозостатических погружений и всплываний (выпучиваний). Но в это же время образовались небольшие грабенообразные структуры и в других районах Восточно-Европейской платформы, например, на северо-западном краю Прикаспийской впадины (субмеридиональные Камышинский, Александровский и Балыклейский грабены в Нижнем Поволжье). Поэтому возможно, что оживление грабенообразных структур и разломов на территории Восточно-Европейской платформы свидетельствует о тектоническом растяжении, свойственном плиоцен-четвертичной эпохе.

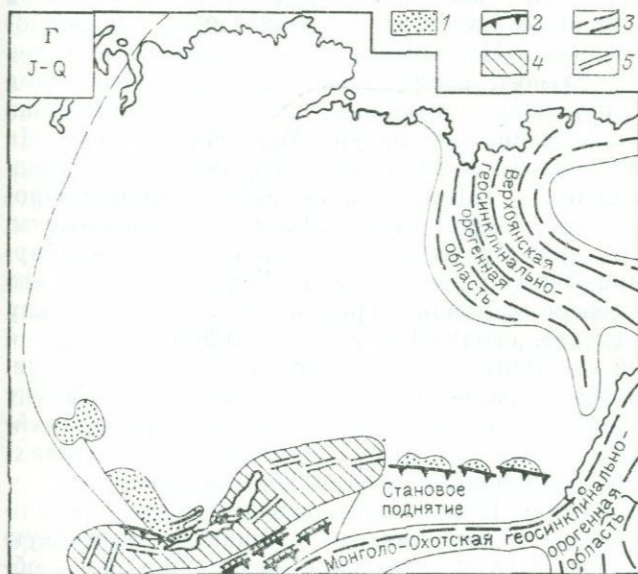
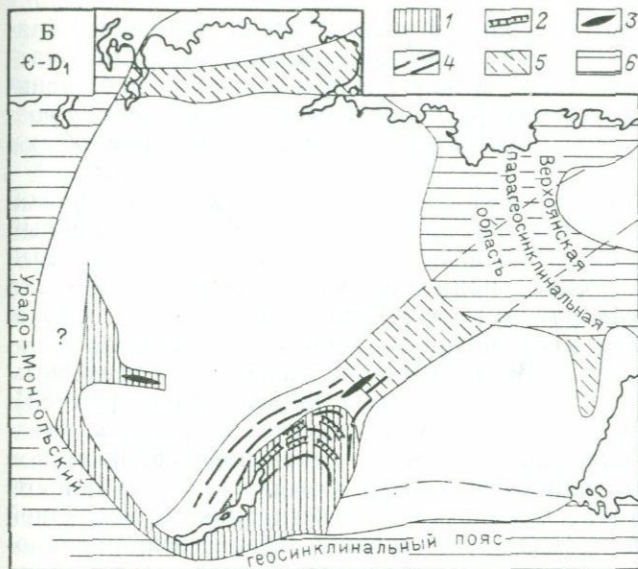
### СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

На Сибирской платформе, главным образом в ее периферических частях, установлено или предполагается существование ряда позднепротерозойских авлакогенов. Они имеют разнообразные простирания: субширотное, субмеридиональное, северо-восточное и, возможно, северо-западное. Большая часть обнаруженных рифейских авлакогенов была регенерирована в палеозое, а некоторые продолжали развиваться вплоть до раннего мезозоя. Ряд грабенообразных впадин в южной части платформы возник или был регенерирован в позднем мезозое, а Байкальская система грабенов, простирающаяся вдоль ее юго-восточного края,— в кайнозое (рис. 14). Большинство достоверно выявленных рифейских авлакогенов относится к типу входящих, но известны также отдельные сквозные (Патомско-Вилуйский) и внутренние (Восточно-Анабарский) авлакогены.

Хотя в большинстве авлакогенов дорифейское основание не обнажается, анализ региональных геологических и геофизических данных позволяет предполагать, что значительная часть их наследует или возрождает раннепротерозойские проторифтовые структуры (Южно-Верхоянскую, Северо-Верхоянскую, Центрально-Сибирскую, Туруханскую и пр.), некоторые из которых четко выделяются в магнитном поле платформы в виде резко выраженных зон линейных максимумов (например, Уджинская, Центрально-Сибирская и пр.). На основании сейсмических и гравиметрических данных установлено, что под Вилуйской палеорифтовой системой [51] (Г. И. Штех, 1965 г.) и рядом других авлакогенов имеет место подъем поверхности Мохо, отражающий утонение коры, возникшее, очевидно, при их формировании и развитии.

Заложение авлакогенов происходило в раннем и среднем рифее, по-видимому, одновременно с заложением Урало-Монгольского геосинклинального пояса, Арктического пояса, к которому принадлежит, в частности, Таймырская складчатая система, а





вил Е. Е. Милановский (1979 г.)

в них, 3 — позднеротерозойские (байкальские) геосинклинальные области, 4 — дальсландские) складчатые деформации, 6 — позднеротерозойские поднятия в авлакогенах; Б — байрийские грабены в байкалидах, 3 — раннепалеозойские инверсионные поднятия в авла-5 — авлакогены, относительно слабо проявленные в раннем палеозое, 6 — ортогеосинкли-1 — авлакогены, активизировавшиеся (регенерированные) в среднем девоне, 2 — авлакогены до триаса, 4 — проявления девонского основного вулканизма в авлакогенах, 5 — среднепалеозойские глыбовые подвижки по взбросам и сбросам в авлакогенах, 7 — позднепалеозойские, 9 — мезогеосинклинальные области; Г — юра — антропоген; 1 — юрско-ранне- и шарьяжи на их бортах, 3 — позднемезозойские складчатые деформации, 4 — неоген-ан-

также Верхояно-Чукотской эпикратонной геосинклинальной области, режим развития которой на ранних этапах нередко рассматривается как промежуточный между платформенным и миогеосинклинальным [89]. По своему расположению и тектоническому развитию авлакогены жестко связаны с этими геосинклинальными областями.

На западе платформы к долготной Уральско-Западносибирской ветви Урало-Монгольского пояса тяготеют субмеридиональный Туруханско-Норильский (Хантайско-Рыбинский) и субширотный Иркинеевский авлакогены, примыкающие с севера и востока к байкальскому складчатому сооружению Енисейского кряжа, сформировавшегося на месте интракратонного (?) рифейского геосинклинального прогиба. Восточнее, под палеозойско-триасовым чехлом Тунгусской синеклизы некоторые исследователи [26, 83], главным образом на основе анализа геофизических данных, предполагают существование целой сети пересекающихся авлакогенов субмеридионального (или северо-северо-западного) и субширотного (или восточно-северо-восточного) простирания. К последней системе, в частности, принадлежит глубокий Иркинеевский авлакоген с его весьма вероятным восточным продолжением в районе Чадобецкого куполовидного поднятия с одноименным щелочно-карбонатитовым массивом. Несомненно существование в рифее крупного субмеридионального авлакогена, располагающегося под восточной частью Тунгусской синеклизы вдоль западного края Анабарского свода в бассейне рек Котуй—Меймеча—Мойеро. На севере Котуйский авлакоген, по-видимому, открывался в раннебайкальскую геосинклиналь Таймыра, а на юге, возможно, продолжался до Иркутского амфитеатра. Небольшие авлакогены, в значительной мере предопределившие конфигурацию Анабарского свода, простираются, по данным Б. Р. Шпунта, вдоль его северо-западных и северо-восточных границ. Восточнее, между Анабарским и Оленекским сводами в тело платформы вдается с севера Уджинский авлакоген юго-юго-восточного простирания, развивавшийся с рифея до мезозоя включительно (Б. Р. Шпунт и др., 1976 г.). Крайний северо-восточный угол платформы в районе низовьев р. Лены пересекает рифейско-вендский Хараулахский авлакоген, регенерированный в среднем палеозое.

Широкая и протяженная Патомско-Вилуйская система рифейских авлакогенов сквозного типа связывала Байкало-Патомскую миогеосинклинальную и Верхоянскую парагеосинклинальную области, разделяя Сибирскую платформу на Ангаро-Анабарский и Алданский мегаблоки. Большая часть этой системы ныне погребена под палеозойскими и мезозойскими образованиями, но в ее южной части обнажается Уринский антиклинорий северо-северо-восточного простирания — инверсионная складчатая структура, возникшая на месте одноименного рифейского авлакогена. На крайнем юго-востоке платформы, между Алданским щитом и Охотским массивом в рифее заложен крупный меридиональный Южно-Верхоянский (Юдомо-Майский) авлакоген, унаследовавший, по

данным А. А. Константиновского [41], положение вулканогенной проторифтовой структуры второй половины среднего протерозоя — Билякчанского грабена (рис. 15). Южно-Верхоянский авлакоген был регенерирован в среднем палеозое, а впоследствии переродился в миогеосинклинальный прогиб. У его южного «слепого» конца Охотский массив, по-видимому, непосредственно смыкался с Алданским щитом, а на севере вливался в широкий эпикратонный Верхоянский парагеосинклинальный прогиб, явно наложенный на восточную часть Сибирской платформы. Возможно, что и сам Верхоянский прогиб, отделивший в рифее Колымский массив от Сибирской платформы, на ранних стадиях своего развития — в рифее и даже в среднем палеозое, также представлял собой систему рифтоподобных впадин — авлакогенов [24].

Мощность верхнепротерозойских отложений, заполняющих авлакогены, составляет от 1,5—2 км (в авлакогенах северной части платформы) до 7—9 км (в Уринском, Южно-Верхоянском авлакогенах). Стратиграфический объем этих отложений различен: в одних случаях они охватывают весь рифей, в других — лишь средний и верхний рифей; при этом в кровле нижнего и среднего рифея иногда отмечаются перерывы, фиксирующие временные поднятия, а местами и деформации. Верхнепротерозойские отложения на Сибирской платформе, как и на Восточно-Европейской, в основном приурочены к авлакогенам и перикратонным прогибам, но в целом рифейский осадочный чехол на Сибирской платформе распространен шире и «выплескивается» за рамки собственно авлакогенов и перикратонных впадин, слагая относительно маломощный чехол на их широких плоских крыльях. В связи с этим в составе рифея наряду с терригенными песчано-глинистыми, нередко пестроцветными отложениями, обычно с кварцевым или аркозовым терригенным материалом, существенную роль играют также карбонатно-глинистые и карбонатные (главным образом, доломитовые) толщи, отвечающие фазам общего погружения платформы и наиболее широких трансгрессий омывавших ее бассейнов.

В выполнении позднепротерозойских авлакогенов, особенно на северо-востоке Сибирской платформы, помимо осадочных, участвуют вулканические образования — лавы, туфы и туффыты. Согласно Б. Р. Шпунту [107], они имеют здесь несколько необычный для позднепротерозойского вулканизма платформ щелочной состав — преобладание калия над натрием. Вулканический материал присутствует на многих стратиграфических уровнях нижнего, среднего, верхнего рифея и венда, и в целом вулканические проявления продолжались около миллиарда лет. Общая щелочность и роль калия, а также кремнекислотность со временем неоднократно изменялись, что обусловило чередование в нем лав, пирокластолитов и туффытитов базальтового, трахибазальтового, трахитового, а также кремнисто-щелочного состава. В разрезе рифея Уринского авлакогена присутствуют дайки и силлы базальтов, а в среднем рифее Туруханско-Норильского авлакогена — потоки спилитов. В конце рифея в некоторых периферических районах платформы

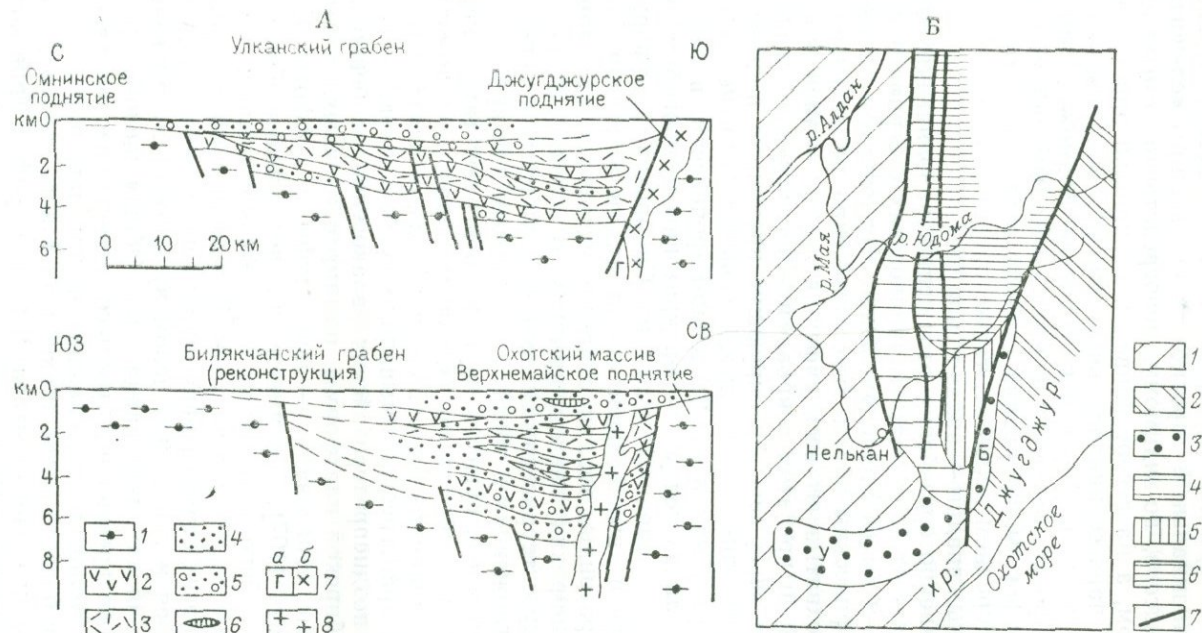


Рис. 15. Схемы начальной фазы развития Южно-Верхоянского авлакогена. По А. А. Константиновскому (1974 г.), с упрощениями

А — схематические палеогеологические разрезы Улканского и Биякчанского позднепротерозойских грабенов: 1 — архейский фундамент, 2 — эффузивы основного и среднего состава, 3 — то же, кислого состава, 4 — песчаники, 5 — конгломераты и гравелиты, 6 — лизы железистых песчаников и кварц-магнетитовых руд, 7 — интрузии габбро (а) и гранофирировых гранитов (б), 8 — интрузии субщелочных гранитоидов и щелочных сиенитов; Б — карта-схема ранних стадий развития Южно-Верхоянского авлакогена: 1 — Сибирская платформа, 2 — Охотский массив, 3 — зона наибольшего прогибания в начальную фазу развития авлакогена (во второй половине раннего протерозоя), 4 — то же, в позднем протерозое, 5 — то же, в равнин кембрии, 6 — то же, в среднем кембрии, 7 — крупные разломы. Б — Биякчанский грабен; У — Улканский грабен

(в частности, на Алданском щите) происходит внедрение ряда щелочно-ультраосновных и ультраосновных интрузий центрального типа (Кондерской, Ингилийской и др.). Хотя они располагаются вне авлакогенов, но пространственно тяготеют к ним (в частности, к Южно-Верхоянскому) и, очевидно, генетически связаны с развитием смежных авлакогенов. Не исключена принадлежность к концу рифея некоторых щелочных ультраосновных массивов в Уджинском авлакогене, хотя более вероятен их ранне- или среднепалеозойский возраст.

Вендские отложения в авлакогенах, как правило, залегают на рифейских со стратиграфическим, а местами — и угловым несогласием и плащеобразно покрывают значительно большие площади, чем рифейские, особенно на востоке платформы. С их накоплением, как и на Восточно-Европейской платформе, начинается формирование типичного плитного комплекса чехла.

Байкальские тектонические движения проявились в авлакогенах Сибирской платформы весьма неравномерно. В Иркинеевском авлакогене на рубеже рифея и венда одновременно с байкальской складчатостью в соседнем Енисейском крае возникла система линейных субширотных складок, почти перпендикулярная к северо-северо-западному простиранию складчатых структур последнего. В дальнейшем они были несогласно перекрыты чехлом молассовых вендских (тасеевская серия) и платформенных кембрийских отложений, а в конце каледонского цикла повторно деформированы, образовав крупную Иркинеевскую антиклиналь [16], — рис. 16, А. В Уджинском авлакогене перед вендом проявились довольно резкие складчато-глыбовые деформации, образовавшие Билоро-Уджинское поднятие и смежные с ним субмеридиональные структуры; перерыв и более слабые деформации произошли здесь также между вендом и кембрием (Б. Р. Шпунт и др., 1976 г.). Напротив, в ряде других авлакогенов локальные деформации в конце байкальского «цикла» проявились слабо (Южно-Верхоянский) или вообще не имели места, как, например, в Уринском и Туруханско-Норильском авлакогенах, где складкообразование имело место в палеозое или начале мезозоя.

В течение каледонского «цикла» авлакогены на Сибирской платформе активности почти не проявляли; новые авлакогены не возникали, а развивавшиеся в рифее, начиная с венда или кембрия, были покрыты чехлом отложений плитного типа. Однако в конце каледонского «цикла», вероятно, на рубеже силура—девона или несколько раньше в юго-восточной части платформы в условиях некоторого горизонтального сжатия сформировалась параллельная ее границе с Байкальской областью весьма протяженная и широкая Ленская перигорогенная зона линейных складок, образованных отложениями кембрия, ордовика и отчасти силура [53]. В пределах самой Байкальской области, кроме байкальских, проявились также и каледонские, во всяком случае, раннекаледонские (салаирские) складкообразовательные движения (В. Г. Беличенко, 1977 г.). К востоку от северной части Ленской

зоны (Нюйской впадины), по другую сторону выпуклой к северу крутой дуги складчатых структур Байкальской области в конце раннего палеозоя, по-видимому, возникли платформенные складки Березовской впадины, а между Ленской и Березовской складча-

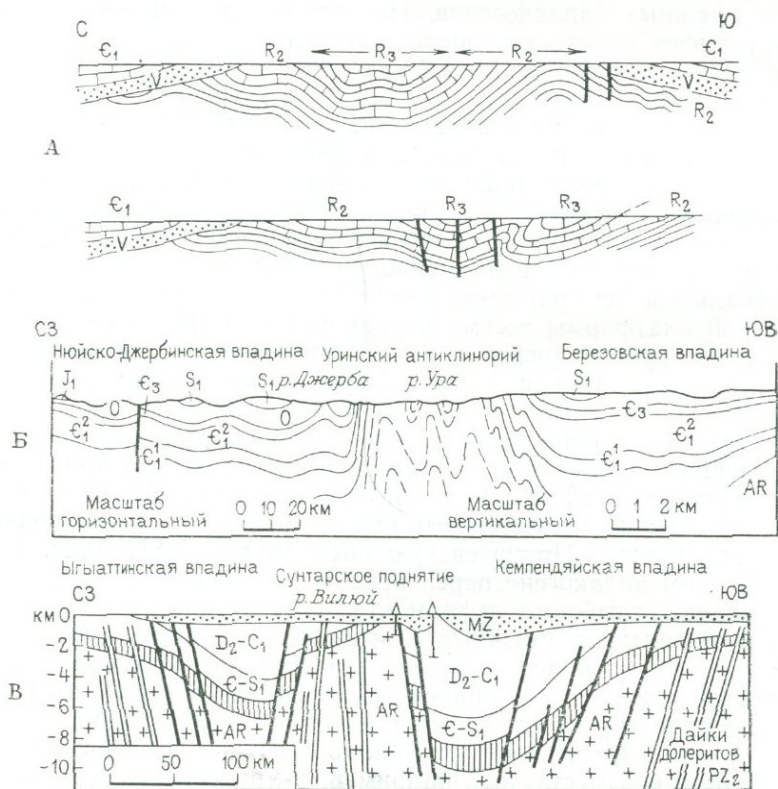


Рис. 16. Геологические разрезы рифейско-палеозойских авлакогенов Сибирской платформы

А — Иркутский авлакоген, по О. А. Вотаху и Б. В. Шибистову (1970 г.);  $\epsilon_1$  — известняки нижнего кембрия, V — терригенные (молассовые) отложения венда (тасеевская серия),  $R_3$  — карбонатные и терригенные (внизу) толщи верхнего рифея (тунгусская серия),  $R_2$  — карбонатные (вверху) и терригенные толщи среднего рифея (сухопитская серия); Б — Уринский авлакоген, по Н. М. Чумакову (1959 г.), с уточнениями возраста отложений: над гипсометрическим профилем показаны истинные углы падения слоев; В — Вилюйский авлакоген, по В. Л. Масайтису и др. (1975 г.)

тыми зонами (синклиниями) в пределах Уринского авлакогена, вероятно, образовался инверсионный антиклинорий, состоящий из нескольких складок северо-северо-восточного простирания. Ширина его составляет около 40—50 км, углы падения слоев на крыльях складок достигают 50—70°, а амплитуда поднятия антиклинория над смежными прогибами — 10 км [101] — см. рис. 16, Б. На юге Уринский антиклинорий под почти прямым углом подходит

к дуге Байкало-Патомской зоны, а на севере вместе со смежными Нюйской и Березовской впадинами погружается под юрские отложения Вилюйской синеклизы, слагая под последней погребенный каледонский этаж Патомско-Вилюйской палеорифтовой системы. Представление о каледонском возрасте складчатой структуры Ленской зоны (включая Нюйскую впадину) и Уринского антиклинория [78] является более вероятным, чем мнение об их разновозрастности и возникновении Уринского антиклинория в конце палеозоя или начале мезозоя [20, 53].

Другой зоной каледонских складчатых деформаций является Иркинеевский авлакоген, где отложения венда, кембрия и ордовика, несогласно перекрывающие систему субширотных предвендских складок, были в конце раннего палеозоя смяты в виде широкой, пологой Иркинеевской антиклинали, осложненной по южному борту крутыми продольными разломами [16] — см. рис. 16, А. Несколько восточнее, кулисно по отношению к ней протягивается в северо-восточном направлении, вдоль Ангары более узкая раннепалеозойская антиклиналь, развивавшаяся в пределах того же Иркинеевского авлакогена.

В среднем палеозое, точнее — в среднем — начале позднего девона (живетском—франском веках), т. е. одновременно с Восточно-Европейской платформой, на востоке Сибирской платформы активизируется ряд палеорифтовых зон (авлакогенов), пространственно и структурно связанных с Верхоянской эпикратонной геосинклинальной областью — Патомско-Вилюйская (Сетте-Дабанская) и др. Впервые на эти явления обратили внимание и описали их В. Л. Масайтис и др. [53] и К. К. Левашев [44, 45, 46]. Регенерации среднепалеозойских авлакогенов, унаследованных от рифея, предшествовало кратковременное поднятие в начале среднего девона. Интенсивное погружение их во второй половине девона сопровождалось вспышками оливин-базальтового, трахибазальтового и трахитового вулканизма, а местами — также внедрением щелочно-ультрабазитовых интрузий центрального типа.

Наиболее крупной и наименее измененной последующими тектоническими преобразованиями зоной среднепалеозойского рифтогенеза является Патомско-Вилюйская система авлакогенов или палеорифтовых структур (изученная В. Л. Масайтисом, М. В. Михайловым и Т. В. Селивановской [53]), над которой в юрско-меловое время образовалась обширная Вилюйская синеклиза. Эта система общей шириной 300—400 км и длиной не менее 500—600 км состоит из Кемпендяйской и Ыгыаттинской (Мархинской) грабенобразных впадин, разделенных Сунтарским горстовым поднятием. Архейский фундамент в его пределах залегает на небольшой глубине (см. рис. 16, В), а в смежных впадинах опущен до 7—8 км (в Ыгыаттинской) и даже до 10—12 км (в Кемпендяйской). Впадины выполнены главным образом очень мощными — до 5—7 км (?) вулканогенно-осадочными толщами среднего девона — нижнего карбона, несогласно лежащими на значительно менее мощном (2 км) нижнем палеозое платформенного типа. Они представлены

в низах пестроцветными песчано-алевритовыми отложениями жигулевского яруса, выше следуют верхнедевонские толщи глин, алевритов, мергелей, доломитов, гипсов, в Кемпендяйской впадине включающие также мощные горизонты каменной соли. Среди нижнекаменноугольных пород вновь несколько возрастает роль песчано-алевритовых образований. Значительная, хотя и изменяющаяся на площади, роль в девонских отложениях обеих впадин принадлежит лавам и пирокластическим породам. В Ыгыаттинской впадине они представлены преимущественно оливиновыми базальтами и их пирокластикой, а в более глубокой Кемпендяйской — также трахибазальтами (преобладают), трахиандезитобазальтами, трахиандезитами, трахитами и трахилипаритами. Щелочность и ремнекислотность в целом возрастают вверх по разрезу (Т. В. Селивановская, 1978 г.). К среднему палеозою относятся также многочисленные дайки и силлы долеритов, трахидолеритов, базальтовые жерловины и др. Суммарная мощность среднепалеозойских вулканитов, около 97 % которых составляют лавы, может достигать многих сотен метров, а общий объем вулканических и интрузивных образований (включая их размытую часть) оценивается более чем в 60 тыс. км<sup>3</sup> [53].

Характер соотношений Сунтарского горстового поднятия с Уринским антиклинорием недостаточно ясен: последний либо является его непосредственным погруженным продолжением к юго-западу, либо возникает в пределах западного крыла южной части Кемпендяйской впадины. В основном же центриклинальным окончанием последней служит Березовская впадина, а Ыгыаттинской впадины — Ньюско-Джербинская впадина. Ыгыаттинская и Кемпендяйская впадины имеют сходную асимметричную структуру: их узкие крутые внутренние крылья ограничены нормальными сбросами большой амплитуды, а противоположные внешние крылья более пологи и разбиты множеством круто падающих (60—80°) к осям впадин продольных разломов амплитудой в сотни метров; часть их является нормальными сбросами, а часть взбросами, по которым породы внутренних частей впадин надвинуты на их внешние крылья [53]. Весьма вероятно, что взбросы эти представляют результат более поздних смещений по ранее возникшим сбросовым нарушениям. Вертикальные перемещения по некоторым взбросам, например, Хампинскому взбросу на северо-западном крыле Ыгыаттинской впадины составляют не менее 500—700 м. Если первоначальные смещения по нормальным сбросам, ограничивающим впадины, проходили в условиях поперечного растяжения палеорифтовой системы, то последующие взбросовые подвижки по тем же разломам должны были протекать в обстановке ее поперечного сжатия, т. е. общей инверсии геодинамического режима палеорифтовой зоны, происшедшей после раннего карбона. С той же эпохой сжатия можно связать возникновение или активизацию роста Кемпендяйских диапировых структур с позднедевонскими соляными ядрами в одноименной впадине. Вероятное время инверсионных деформаций в Вилюйской палеорифтовой системе охватывает дли-

тельный интервал — от конца раннего карбона до конца триаса. В. Л. Масайтис и др. [53] склонны датировать их рубежом раннего—среднего карбона, однако, учитывая возраст деформаций сжатия в других зонах Сибирской платформы, также имеющих северо-восточное простирание (см. ниже), — правомерно допустить, что они происходили (или возобновились) после раннего или в конце позднего триаса.

История развития Сунтарского горстового поднятия недостаточно ясна. По представлениям В. Л. Масайтиса и др. [53], оно возникло после раннего карбона в осевой наиболее глубокой части единой широкой палеорифтовой впадины в результате ее инверсионного воздымания, приведшего к почти полной денудации палеозоя в своде этого новообразованного поднятия. Однако в этом случае пришлось бы допустить неправдоподобно большой (порядка 10 км) масштаб воздымания и денудации этой структуры за относительно короткое время. Кажется более вероятным, что Сунтарское поднятие, хотя и активизировалось в позднем палеозое, но унаследовано от разделявшей Кемпендяйскую и Ыгыаттинскую впадины более древней положительной структуры, существовавшей, по мнению К. К. Левашева [44], по крайней мере, с девона, а согласно К. Б. Мокшанцеву и др. [89] — даже с протерозоя.

Наличие второго среднепалеозойского авлакогена — Сетте-Дабанского, или Южно-Верхоянского, было выявлено в последние годы К. К. Левашевым [45] в пределах южного участка Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, разделяющего Алданский щит и Охотский срединный массив. Этот авлакоген, по видимому, существовал еще в позднем протерозое, а как проторифтовая вулканоактивная структура был заложен даже во второй половине раннего протерозоя. Изучение разреза среднего палеозоя Сетте-Дабанского краевого антиклинория Верхоянского сооружения показывает, что после кратковременного перерыва и поднятия, имевшего место в эйфельском веке, здесь в течение живетского века, позднего девона и начала карбона происходило интенсивное погружение и некоторое растяжение, приведшее к накоплению мощной (до 2 км) джалканской вулканогенно-осадочной серии. Она начинается с пачки пестроцветных терригенно-карбонатных отложений и в основном состоит из известняков и доломитов с подчиненными прослоями и линзами обломочных пород (вплоть до гравелитов и конгломератов), а в низах серии — также сульфатов. На разных уровнях в джалканской серии присутствуют покровы оливиновых субщелочных палеобазальтов, составляющие в некоторых разрезах до 2/3 общей ее мощности, а также силлы и дайки комагматичных им диабазов. В пределах Сетте-Дабанского антиклинория присутствует также ряд щелочно-ультраосновных с карбонатитами массивов центрального типа; они прорывают породы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, а их обломки, как и гальки интрузивных диабазов, встречаются в низах верхоянской серии; радиологические определения датируют их в пределах 300—

420 млн. лет, что позволяет либо параллелизовать формирование этих тел со временем базальтовых извержений второй половины девона — начала карбона, либо допустить их внедрение в несколько более раннюю, относительно спокойную предрифтовую эпоху — в силуре — начале девона. Наблюдаемый в разрезе среднего палеозоя Сетте-Дабанской зоны парагенез субщелочной базальтовой и щелочно-гипербазитовой формаций очень характерен для эпиплатформенных рифтовых зон [55], но не свойствен миогеосинклинальным областям. Это указывает на то, что Сетте-Дабанская зона, отделявшаяся крупными продольными разломами от смежных архейских глыб, в среднем палеозое активизировалась и продолжала развиваться, как эпиплатформенная палеорифтовая структура. Однако в отличие от Патомско-Вилуйской палеорифтовой системы здесь на рубеже среднего и позднего палеозоя не произошло инверсии и замыкания авлакогена, но он, напротив, углубился, расширился, приобрел характер миогеосинклинального прогиба и продолжал развиваться в этом режиме вплоть до конца юры, когда Южно-Верхоянский прогиб, как и вся Верхояно-Чукотская эпикратонная геосинклинальная область, подвергся линейным складчатым деформациям, в результате которых были сформированы Сетте-Дабанский краевой антиклинорий и Южно-Верхоянский синклиорий.

Аналогично развивалась Хараулахская зона, лежащая в низовьях Лены, на северо-западном окончании Верхоянского мегантиклинория. Здесь после мощного погружения в среднем — позднем рифее, и венде, сопровождавшегося неоднократными извержениями базальтов, трахибазальтов и их туфов, в раннем палеозое устанавливается спокойный платформенный режим. Мощность карбонатных отложений кембрия составляет около 0,5 км, а ордовикские и силурийские отсутствуют, возможно, вследствие преддевонского размыва. В среднем девоне — начале карбона резко усиливается погружение (до 1,5 км) Хараулахского грабенообразного (?) прогиба, сопровождаемое накоплением красноцветов, сульфатов и излияниями мощных покровов щелочных базальтов, а затем, как и во всей Верхоянской области, накапливаются исключительно мощные терригенные толщи верхоянского комплекса миогеосинклинального типа (верхний палеозой — юра).

Юго-западнее Хараулахского авлакогена, в пределах Оленекского свода в раннем карбоне возник параллельный ему Кютюнгинский грабен северо-западного простирания, возможно, отвечающий от Верхоянского прогиба. По представлениям Г. А. Гринберга и др. [24], на месте Верхоянского мегантиклинория — между Сетте-Дабаном и Хараулахом — в среднем палеозое возникла (или, точнее, возродилась на месте аналогичной позднепротерозойской структуры) весьма протяженная система рифтоподобных раздвиговых зон. Аналогичные вулканоактивные рифтоподобные зоны развивались в среднем палеозое вдоль юго-западного борта Колымского срединного массива (в зоне хр. Черского) и пересекали его внутреннюю часть в северо-восточном направлении

(в районе Алазейского поднятия). Восточнее, на Омолонском массиве в девоне происходили мощные извержения кислых вулканитов. Между палеорифтовыми зонами, находившимися на месте Верхоянского хребта и хр. Черского, в раннем — среднем палеозое, по-видимому, существовала широкая область перикратонных опусканий с карбонатной седиментацией, и лишь в конце раннего карбона она переросла в интенсивно погружавшийся терригенный миегеосинклинальный прогиб.

Таким образом, на востоке Сибирской платформы, а также в пределах отдельных зон современной Верхояно-Чукотской складчатой области, до конца раннего карбона продолжавшей развиваться, как ее подвижная периферическая зона, во второй половине девона произошла существенная тектоно-магматическая активизация, приведшая к регенерации ряда рифейских палеорифтовых структур — авлакогенов, вспышкам щелочно-базальтового вулканизма и формированию щелочно-ультрабазитовых интрузий центрального типа (в Сетте-Дабанской и, возможно, Уджинской палеорифтовых зонах). В это же время формируется ряд кольцевых щелочно-ультраосновных интрузий сынырского типа на юго-западном продолжении Патомско-Вилюйской палеорифтовой системы в северной части Байкальской складчатой области. К среднему палеозою относится также возникновение значительной части кимберлитовых трубок Якутской алмазонасной провинции, на далеком северо-западном фланге Вилюйской палеорифтовой системы, в восточной части Анабарской антеклизы, однако пароксизмы кимберлитообразования, по-видимому, не совпадали с фазами усиления растяжения и вулканизма в палеорифтовых зонах востока Сибирской платформы, а чередовались с ними [58].

Следующий важный этап в развитии палеорифтовых структур Сибирской платформы — поздний палеозой — начало мезозоя (триас) — отвечает времени формирования тунгусского терригенно-вулканогенного комплекса, выполняющего одноименную обширную впадину в западной части платформы и Хатанго-Пясинскую впадину (включая Южный Таймыр) на ее северной периферии, и последующих деформаций этого комплекса. Для этого этапа характерно высокое стояние платформы, явившейся главным источником терригенного «питания» платформенных впадин и Верхоянской миегеосинклинали и господство континентальной седиментации в платформенных депрессиях. Тектоно-магматические процессы позднего палеозоя — триаса образуют единый «цикл», состоящий из позднепалеозойской, раннетриасовой и средне-поздетриасовой стадий. С конца раннего карбона до конца перми в Тунгусской и Хатанго-Пясинской впадинах происходило общее опускание, компенсированное, а в Тунгусской синеклизе — даже перекомпенсированное заполнением терригенными, в основном континентальными угленосными осадками. Этому времени отвечает активизация растяжения и погружения в прогибах Верхояно-Чукотской области. Проседание Тунгусской и Хатанго-Пясинской впадин, по-видимому, происходило в обстановке слабого общего

рассредоточенного горизонтального погружения и сопровождалось активизацией древних палеорифтовых структур (Иркинеевской, Котуйской и др.) и локальными проявлениями в них щелочно-основного и ультраосновного магматизма. Так, по данным Е. Л. Бутаковой [20], в Котуйской зоне уже в ранней и поздней перми, т. е. значительно раньше, чем в других районах Тунгусской синеклизы, происходили извержения щелочных базальтоидов и их туфов, а в ее западном обрамлении — на поднятии Енисейского кряжа формировался киинский щелочно-карбонатитовый кольцевой комплекс (250—270 млн. лет назад). К перми или началу триаса относится образование Киликейского грабена (Енисейское поднятие).

В раннем триасе на огромных пространствах Тунгусской, Хатанго-Пясинской впадин и Южного Таймыра в обстановке общего рассредоточенного и разнонаправленного растяжения, вероятно, связанного с «расползанием» уточняющейся литосферы над растущей обширной астеносферной линзой («подушкой») в верхней части мантии, происходят грандиозные извержения траппов, сперва существенно пирокластические, эксплозивные, а затем преимущественно лавовые, завершающиеся субвулканическими инъекциями долеритов в виде силлов, даек и пр. Общий объем вулканических и субвулканических образований тунгусской серии составляет только в Тунгусской синеклизе более 900 тыс. км<sup>3</sup>, а во всей области ее развития (до Южного Таймыра включительно) — до 2—2,5 млн. км<sup>3</sup> (В. Л. Масайтис, 1969 г.). В регенерированных авлакогенах, расположенных на периферии Тунгусской синеклизы, раннетриасовый магматизм приобретает отчетливый щелочной характер. Так, над погребенным Котуйским авлакогеном, в Меймеча-Котуйском районе, по Е. Л. Бутаковой [20], толент-базальтовым извержениям предшествовали извержения щелочных базальтоидов — нефелиновых базальтов, нефелинитов, лимбургитов, авгититов и их пирокластолитов (250—300 м), а за ними последовали новые извержения щелочных базальтоидов, чередующихся с трахибазальтами, трахиандезито-базальтами и др. (около 1500 м), и, наконец, излияния ультраосновных пикритовых лав — меймечитов (до 1000 м). Общая мощность вулканогенной серии возрастает здесь до 2,5—3 км (вместо обычных 0,5—1,5 км). Магматический процесс в Меймеча-Котуйском районе завершился становлением многочисленных (около 20) щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа с карбонатитами, прорывающих отложения рифея и палеозоя (Л. С. Егоров, 1964 г.). Некоторые из этих тел, например, Сабыда-Гулинская интрузия, достигают гигантских размеров — более 500 км<sup>3</sup>, причем, согласно геофизическим данным [76], отдельные вскрытые массивы являются апофизами еще более крупных плутонов, залегающих на глубине около 3 км. Широко распространены также дайки и дайковые рои щелочно-ультраосновных пород, часто расходящиеся в стороны от массивов центрального типа, а также силлы. В том же районе присутствуют многочисленные крупные раннетриасовые силлы и дайки долеритов, прорывающие породы рифея и палеозоя, а также единичные

трубки и дайки кимберлитов. В зоне Иркинеевского авлакогена формирование траплов заканчивается внедрением Чадобецкой кольцевой интрузии щелочно-ультраосновного состава с карбонатами. В северной части Туруханско-Норильского авлакогена мощность Тунгусского терригенно-вулканогенного комплекса достигает максимальных значений, причем только мощность трапповой серии доходит до 2,5—3 км. Она прорывается здесь мощными пласто-

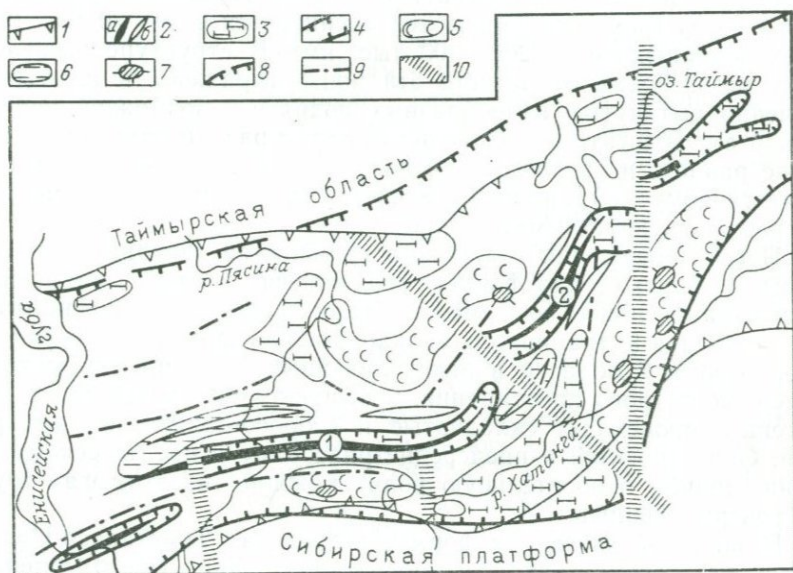


Рис. 17. Схема глубинного строения Енисей-Хатангского прогиба. По В. И. Яскевичу и др. (1980 г.)

1 — граница распространения мезо-кайнозойских отложений; 2 — оси мезо-кайнозойских структур — по сейсмическим данным (а — валов, б — прогибов); 3 — крупные раздвиговые зоны, заполненные магматическими образованиями ультраосновного и основного состава; 4 — центральные раздвиговые зоны; 5—6 — зоны разуплотнения (растяжения), не компенсированные внедрением подкоревой магмы (5 — повышенной соленасыщенности средне-палеозойских отложений и проявления соляной тектоники, 6 — развития мезо-кайнозойских прогибов); 7 — предполагаемые поднятия, связанные с соляной тектоникой; 8 — границы прогиба; 9 — магмоконтролирующие разломы; 10 — поперечные разломы с горизонтальным смещением. Цифры в кружках — валы (1 — Рассохинский, 2 — Балахнинский)

выми залежами и хонолитообразными телами пикритовых габбро-долеритов и норит-долеритов, оливиновых и безоливиновых габбро-долеритов, с которыми связано сульфидное медно-никелевое оруденение [20].

В Хатанго-Пясинском прогибе предполагается существование системы магмаактивных раннетриасовых раздвиговых зон [76] — см. рис. 17. В магнитном поле здесь выделяется ряд резко выраженных узких линейных положительных аномалий общего восточно-северо-восточного направления, но несколько изгибающихся в плане. С некоторыми из них совпадают крупные линейные гравитационные максимумы. Источник аномалий достоверно не изве-

стен, поскольку он скрыт под мощными юрско-меловыми отложениями (общая мощность чехла в осевой части прогиба достигает 10—15 км), однако комплексный анализ гравимагнитных и структурных данных позволяет интерпретировать их как раздвиговые зоны протяженностью в сотни и шириной в первые десятки километров, возникшие или, скорее, регенерированные в раннем триасе, вдоль которых поднялись из мантии гигантские дайкообразные тела базитов и ультрабазитов [76]. Предполагаемый объем каждого из трех крупнейших тел оценивается в 50—70 тыс. км<sup>3</sup>, а всех подобных тел — 200—300 тыс. км<sup>3</sup>. В структуре вышележащих мезозойских отложений эти зоны выражены в виде узких, линейно вытянутых валлообразных поднятий; возможно, они возникли в результате последующего сжатия раздвиговых зон (на рубеже раннего и среднего триаса или перед юрой), приведшего к частичному «выдавливанию» кверху заполняющего их магматического и осадочного материала.

После завершения траппового вулканизма западная и средняя части Сибирской платформы, являвшиеся ареной магматизма, испытывают общее воздымание (характерное для подавляющей части областей траппового вулканизма платформ), а по периферии этой огромной области в ряде линейных зон, преимущественно северо-восточного простирания, в основном приуроченных к авлакогенам, происходят складчатые и взбросо-надвиговые деформации. Они относятся к предсреднетриасовому и предъюрскому времени, причем относительную роль каждой из этих фаз трудно достоверно оценить.

В западной части платформы, в пределах Туруханско-Норильского авлакогена возникает инверсионное Хантайско-Рыбинское поднятие антиклинорного типа, состоящее из нескольких крупных складок, сложенных верхнепротерозойскими, палеозойскими и нижнетриасовыми образованиями. В зоне сочленения поднятия Енисейского кряжа и Канско-Тасеевской впадины формируется система линейных складок, подставляющая в юго-западном направлении более древние складчатые структуры Иркинеевского авлакогена. Эти складки, в которых участвуют породы вплоть до перми и раннетриасовых долеритовых силлов, несогласно перекрываются нижнеюрскими отложениями. По-видимому, в предъюрское время были сформированы взбросовые структуры сжатия на обоих крыльях Вилуйской авлакогенной системы. В предъюрское же время, вероятно, происходили повторные деформации в складчато-надвиговых структурах Непской или Ленской перигорной зоны складок в Ангаро-Ленском прогибе. К предъюрскому времени относятся также глыбовые подвижки, возможно, взбросового характера в Уджинском авлакогене.

Наконец, концу раннего и позднему триасу отвечают главные фазы формирования складчатой структуры Южного Таймыра, образованные в отложениях всего палеозоя и триаса, включая трапповую серию. Таймырская складчатая система возникла в длительно развивавшемся глубоком интракратонном прогибе, огра-

ничивавшемся с севера крупным выступом среднерифейского (?) метаморфического фундамента. Таймырский прогиб можно рассматривать либо как интракратонную миогеосинклираль, либо, учитывая формационный характер его выполнения, в частности наличие типичной для платформ трапповой серии,— как далеко зашедший в своем развитии авлакоген или систему авлакогенов. Возможно, наиболее правильно было бы применить для всей совокупности палеозойско-раннемезозойских структур Южного Таймыра и Хатанго-Пясинской впадины термин Таймырско-Хатангская палеорифтовая (авлакогенная) система и различать в ней две зоны с несколько различным строением и историей — южную Хатанго-Пясинскую и северную — Таймырскую. В отличие от ряда других зон триасовых складчатых деформаций нижний триас на Южном Таймыре несогласно перекрывается отложениями среднего и верхнего триаса, а они, в свою очередь, также несогласно — лейасом. Таким образом, здесь достоверно фиксируются в триасе две фазы складкообразования. Деформациями сжатия, которому подверглись в триасе многие палеорифтовые зоны на Сибирской платформе, в основном завершилось их собственно авлакогенное развитие.

Начиная с юры, активность большинства авлакогенов как тектонических зон с индивидуальным характером движения снижается, хотя и не вполне утрачивается, но вместе с тем, возникает ряд новых (?) рифтоподобных зон на юге Сибирской платформы. Над Вилюйской палеорифтовой системой в течение юры и мела развивается более широкая и плоская Вилюйская синеклиза, однако погребенные под мезозойским чехлом палеозойские грабено- и горстообразные структуры в сильно ослабленном виде отражаются в распределении мощностей, условиях залегания и контурах распространения юрских и меловых отложений. Вплоть до кайнозоя продолжается рост Кемпендяйских соляных диапиров, девонские ядра которых деформируют и протыкают мезозойский чехол. Аналогичная, но менее обширная заливообразная Анабаро-Оленекская синеклиза развивается в юрско-меловое время над северной (большей?) частью Уджинского авлакогена. Над южной частью Таймырско-Хатангской палеорифтовой системы и зоной ее сочленения с Сибирской платформой (s. str.) образуется широкая Хатанго-Пясинская синеклиза. В течение юры и мела здесь продолжались локальные пологоскладчатые деформации платформенного чехла, по-видимому, связанные с подвижками в фундаменте, а отдельные диапировые структуры с девонскими соляными ядрами в ее восточной части (Нордвик), как и в Вилюйской синеклизе, росли и в течение кайнозоя. В восточной части Анабарской антеклизы, разделявшей Вилюйскую и Хатангскую надавлакогенные синеклизы, к этому этапу приурочены последние вспышки кимберлитового вулканизма, ранее неоднократно проявлявшегося здесь на протяжении палеозоя.

На крайнем юго-востоке платформы, в южной части Алданского щита и в зоне его сочленения со Становым поднятием в на-

чале юры возникла система глубоких субширотных впадин (Чульманская и др.), которые заполнялись континентальными моласкоидными угленосными отложениями всех отделов юры (до 4 км), а также терригенно-вулканогенными образованиями нижнего мела. Первоначально они имели характер ступенчатых грабенов, ограниченных нормальными сбросами (рис. 18), и формировались в условиях меридионального растяжения, а локализация их в целом контролировалась зоной крупнейшего длительно живущего Северо-Станового глубинного шва. Лежащая к югу от него Становая область, еще в раннем протерозое переживавшая тектоно-магматическую активизацию, в течение юры и мела вновь стала ареной аналогичного процесса; она испытывала интенсивное, хотя и неравномерное сводово-глыбовое поднятие, глубокий разрыв, а кора ее подвергалась значительному разогреву и стала

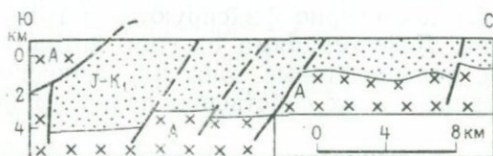


Рис. 18. Схематический разрез мезозойской Чульманской впадины в южной части Алданского щита. По данным ВЭЗ, И. В. Данкевич и др. (1970 г.)

вместилищем ряда крупных гранитоидных массивов. На Алданском щите в течение юры и мела также проявилась, хотя и в меньшей степени, тектоно-магматическая активизация; она выразилась в раздроблении щита на ряд приподнятых (главным образом, в средней части) и опущенных (преимущественно в южной части) блоков, а в дальнейшем (в раннем мелу) — в возникновении ряда центров извержений щелочных базальтоидов и мелких интрузивных тел щелочного и субщелочного состава (лейцитит-щелочно-сиенитовая формация). Возникшая в течение юры и раннего мела Южно-Алданская система грабенов, вероятно, первоначально сливавшихся в единую обширную сложно построенную грабенообразную депрессию, судя по морфологии структур, характеру ее выполнения и сопутствующего магматизма представляла довольно типичную эпиплатформенную рифтовую зону, ограниченную с двух сторон зонами поднятий. Однако в течение позднего мела растяжение сменилось общим меридиональным сжатием, зона Станового поднятия и самые южные приподнятые блоки Алданского щита были надвинуты с юга на Южно-Алданские впадины, а нормальные сбросы на их южных бортах преобразовались в надвиги и даже тектонические покровы. Амплитуда горизонтального перемещения по Южно-Чульманскому надвигу достигает по геофизическим данным 10—15 км [26]. Мезозойские грабенообразные впадины приобрели резко асимметричную в поперечном сечении форму (см. рис. 18). Аналогичные процессы проявились и на более западном участке южной окраины платформы — в Южном Прибайкалье: возникшая в юре перед краем Саяно-Байкальской зоны поднятий Иркутская впадина в меловое время подверглась пологой складчатости и на нее были надвинуты местами не менее чем

на 4—5 км обрамлявшие ее с юга и юго-востока докембрийские образования (Ангарский пологий надвиг или шарьяж). Поздне-мезозойские складки прибайкальской части Иркутской впадины приурочены к южной части Ленской перигороженной зоны складок в Ангаро-Ленском прогибе, которые возникли в конце каледонского этапа (и, возможно, были подновлены в конце герцинского) и следуют их северо-восточному простираанию; в некоторых случаях, несмотря на угловое несогласие между юрой и ранним палеозоем, наблюдается даже наследование пологих складок в юрском комплексе по отношению к более крутым складчатым структурам в палеозойском.

Между Прибайкальем и Алданским щитом, в пределах области распространения байкалитид и палеозоид Западного и Центрального Забайкалья в ранней—средней юре в условиях растяжения земной коры заложилась целая система сравнительно узких и протяженных грабенообразных впадин восточно-северо-восточного простираания, ограниченных нормальными сбросами, которые заполнялись довольно мощными терригенными, в частности, угленосными, а также вулканогенными образованиями. Развитие этой системы впадин, осложняясь некоторыми перестройками структурного плана и отдельными эпизодами сжатия (?), продолжалось вплоть до раннего мела и завершилось развитием взбросо-надвигов (чаще всего на юго-восточных крыльях впадин) и местами приразломными смятиями вмещающих толщ — т. е. инверсионными деформациями сжатия того же кинематического плана, что и в соседних южных районах Сибирской платформы. Возможно, что аналогичные юрские впадины, развивавшиеся в условиях растяжения, затем сменившегося сжатием, существовали (и будут обнаружены бурением) и в пределах некоторых грабенов кайнозойской Байкальской рифтовой зоны.

Природа тектоно-магматических процессов, протекавших в мезозое в южной части Алданского щита и Становой зоне, а также в пределах Прибайкалья, Забайкалья, Монголо-Охотской складчатой области и Бурейского массива, является предметом длительной дискуссии и до сих пор не получила однозначной интерпретации. Очевидно, эти явления были обусловлены влиянием двух взаимосвязанных процессов — регенерации в мезозое геосинклинального режима в самом восточном звене Урало-Монгольского подвижного пояса — Монголо-Охотской области и «волны» тектоно-термального возбуждения, распространившейся на восточную периферию Азиатского континента со стороны области Тихого океана, ложе которого, начиная с юры, подвергалось глубокому прогреву и тектоно-магматической переработке («обновлению»).

В позднем кайнозое в зоне Становика и области Алданского щита возобновились дифференцированные сводово-глыбовые поднятия, но Южно-Алданские впадины в эту эпоху активности не проявляли. Однако неоднократно отмечалось, в частности М. И. Ицкисоном и Л. И. Красным [35], что кайнозойские гра-

бены Байкальской рифтовой системы лежат на непосредственном западном продолжении позднемезозойских Южно-Алданских впадин, составляя как бы звенья единой, хотя и разновозрастной по времени активного развития рифтовой системы\*. Строение и развитие Байкальской позднекайнозойской рифтовой системы, хотя и лежащей у края древней платформы, но в основном в пределах зон байкалид и салаирид Урало-Монгольского складчатого пояса, здесь мы рассматривать не будем. Оно детально и всесторонне охарактеризовано в работах Н. А. Флоренсова, Н. А. Логачева, Ю. А. Зорина, С. И. Шермана и других исследователей и в книге о рифтовых зонах континентов [55].

Северная часть Туруханско-Норильского авлакогена (Хантайско-Рыбинский антиклинорий) испытала в плиоцен-четвертичное время новую инверсию, просела и в современном рельефе образует глубокую морфологически четко выраженную депрессию, в которую в плейстоцене проникало море. Напротив, выполненные трапповым комплексом впадины, расположенные к востоку (Путорана) и к западу от нее, превратились в плиоцене—антропогене в сводово-глыбовые поднятия с высотами до 1—1,7 км. Новейшие подвижки в зоне Иркинского авлакогена, возможно, предопределили положение долины нижнего течения р. Ангара. Таким образом, из рифейско-фанерозойских рифтовых зон лишь немногие полностью утратили свою активность в позднем мезозое и кайнозое.

### КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сравнительно небольшая Китайская платформа отличается от большинства древних платформ повышенной подвижностью, сильной деформированностью платформенного чехла и широким развитием гранитоидного магматизма, мощно проявившегося, как и складчатость, в эпоху позднемезозойской (яньшаньской) тектоно-магматической активизации. Эти своеобразные черты строения и развития платформы дают основание некоторым исследователям [143] применять для большей, восточной ее части термин «параплатформа», или считать ее, как Чен Го-Да, областью широкого распространения в ее пределах своеобразных структур типа «дива». Подобно другим платформам Лавразийской группы, Китайская платформа со всех сторон обрамляется разновозрастными фанерозойскими складчатыми поясами (каледонскими, герцинскими, индосинийскими), однако отличается от них относительно большей молодостью фундамента. Лишь северо-восточная часть ее — Китайско-Корейский или Северо-Китайский мегаблок имеет несомненный архейско-раннепротерозойский фундамент, тогда как в юго-восточной ее части — мегаблоке Янцзы или Южно-Китайском — завершение формирования фундамента несомненно, а в за-

\* Л. Г. Васютиной прослежены проявления эмбрионального позднекайнозойского рифтогенеза в зоне, прилегающей к Северо-Становому шву почти до Охотского моря (Природа, № 1, 1981).

падной части — в Таримском мегаблоке оно, очевидно, произошло в позднем протерозое, около 0,7—0,8 млрд. лет назад [143].

Вопрос о проявлениях рифтогенеза в истории Китайской платформы изучен недостаточно, однако в ее пределах известен ряд глубоких грабенообразных впадин рифейско-палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, некоторые из них с достаточным основанием были недавно квалифицированы В. Е. Хайным [96] как авлакогены (см. рис. 19, А). Рифейские авлакогены установлены в северо-восточной части Китайско-Корейского мегаблока, в пределах крупных выступов фундамента Корейского щита и Краевого поднятия Внутренней Монголии. В юго-восточной части последнего располагается обширная Яньшаньская зона погружения [70] длиной более 800 км и шириной 100—150 км (рис. 20), ограниченная с севера крупными разломами. Она состоит из ряда глубоких, ограниченных сбросами впадин, вытянутых в общем с простираанием всей зоны восточно-северо-восточного направления и разделенных выступами фундамента. Впадины выполнены терригенно-карбонатными отложениями верхнего протерозоя, достигающими 5—10 км и более; их верхняя часть, принадлежащая верхнему рифею и венду, была здесь впервые выделена А. Грэбо около 60 лет назад в качестве стратотипа синийской системы. Синийским отложениям подчинены осадочные месторождения железных и марганцевых руд. Местами в приразломных зонах присутствуют вулканогенные образования. Формирование впадин в значительной мере происходило конседиментационно. Синийские отложения в некоторых впадинах перекрываются кембро-ордовикскими мощностью в несколько сотен метров, а последние, также без видимого несогласия — отложениями среднего—верхнего карбона, перми и триаса. Отложения верхнего протерозоя и палеозоя в позднетриасовое время (в эпоху индосинийской складчатости) были совместно смяты в складки.

На северо-восточном продолжении Яньшаньского авлакогена в пределах северной части Корейского щита в рифее заложилась коленчатая в плане грабенообразная впадина Амноккан—Хесан-Ивон, а в южной части этого щита — грабен Окчхон северо-восточного простираания; они выполнены верхнепротерозойскими терригенно-карбонатными отложениями мощностью в несколько километров, а также отложениями кембрия—ордовика и верхнего палеозоя [19]. В средней части щита в рифее возникла и продолжала развиваться в палеозое крупная ограниченная разломом Пхеннамская впадина. В середине триаса рифейско-вендские и палеозойские отложения во впадинах на Корейском щите подвергались сжатию и были смяты в складки, местами затронуты метаморфическими изменениями и прорваны небольшими гранитоидными и щелочными интрузиями; во времени эти события (фаза Сонним или Серин) отвечают орогенической эпохе Акиеси на Японских островах. Особенно интенсивными складчато-надвиговые деформации и метаморфизм были в Пхеннамской впадине [19].



Положение рифейских авлакогенов, по-видимому, контролировалось особенностями структуры метаморфического фундамента. Так, авлакоген Хесан-Ивон был заложен вдоль шва между Каннимским архейским массивом (на западе) и раннепротерозойской эпикратонной складчатой зоной (на востоке). Яньшаньский авлакоген, возможно, приурочен к раннепротерозойской протогеосинклинальной зоне, выполненной комплексом Утай. Яньшаньский, Амнокканский и Хесан-Ивонский авлакогены простираются параллельно северной и восточной границам Китайской плат-

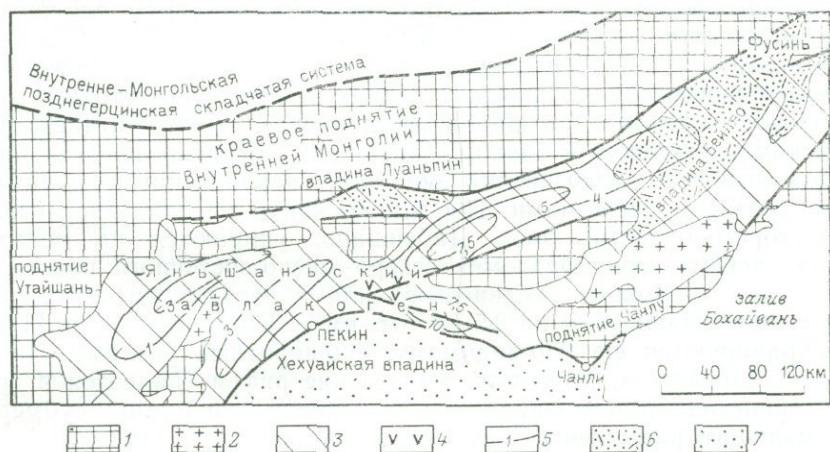


Рис. 20. Схема строения Яньшаньского авлакогена. Из работы «Основы тектоники Китая» [70], с изменениями

1 — поднятия дорифейского фундамента; 2 — гранитные массивы; 3 — впадины, выполненные отложениями рифея, венда и нижнего палеозоя; 4 — вулканические породы синия (верхнего рифея и венда); 5 — изопачиты синия (в км); 6 — грабены и впадины, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями юры и мела; 7 — кайнозойская впадина

формы с обрамляющими ее складчатыми зонами Урало-Монгольского и Тихоокеанского эпигеосинклинальных поясов, заложенных в позднем протерозое, т. е. приблизительно одновременно с этими авлакогенами. Очхонский авлакоген в южной части Кореи простирается параллельно складчатым структурам Японских островов Хонсю и Кюсю. Эти особенности расположения авлакогенов позволяют предполагать, что их возникновение было связано с процессом заложения восточной части Урало-Монгольского геосинклинального пояса, наложившегося на северную часть Китайской протоплатформы (или, возможно, отделившего ее от Сибирской), а также Сихотэ-Алинь-Ниппонского сегмента Тихоокеанского геосинклинального пояса, а деформации сжатия в авлакогенах — с раннемезозойской (индосинийской) складчатостью, завершившей длительное геосинклинальное развитие складчатых зон, обрамляющих Китайскую платформу с севера, юго-запада и с востока.

В более южных частях Китайской платформы типичные позднепротерозойские или палеозойские авлакогены неизвестны, хотя их существование и предполагается некоторыми авторами, например, М. Терманом, [185] в основании глубокой (более 7 км) кайнозойской Хехуайской впадины. Палеозойская (каледоно-герцино-индосинийская) субширотная интракратонная складчатая система Циньлиня, глубоко вклинивающаяся между северной и южной частями Китайской платформы и слепо утыкающаяся на востоке в высоко приподнятый Дабейшаньский блок ее докембрийского фундамента, по своему тектоническому положению напоминает Донецкий бассейн или систему Вичита, но по размерам, сложности тектонического строения и развития значительно превосходит их и в своей восточной, интракратонной части представляет своеобразную авлакогеосинклинальную складчатую систему. Восточное продолжение северных зон Циньлиня, лежащее между Китайско-Корейским мегаблоком и блоком Дабейшань, вероятно, представляет собой рифейско-палеозойский авлакоген, ограниченный крупными субширотными разломами. Последние, как и расположенный южнее горстообразный блок Дабейшань, упираются на востоке в крупнейшую зону разломов северо-северо-восточного простирания Танчен—Лукьянг сдвигового или сбросо-сдвигового характера, простирающуюся на 2,5—3 тыс. км от Янцзы до Амура [143], и экранируются ею. По-видимому, субширотные разломы Циньлиня—Дабейшаня, по которым в течение рифея—палеозоя и триаса происходили чередовавшиеся во времени деформации субмеридионального растяжения и сжатия, образовывали с этой сдвиговой зоной единую кинематическую систему.

В течение юры и мела Китайская платформа вместе с прилегающей к ней с юго-востока Катазиатской палеозойской складчатой областью пережила период своеобразной тектоно-магматической активизации (см. рис. 19, Б), выразившейся в образовании глубоких впадин, заполнявшихся очень мощными (до 5 км и более) континентальными терригенными юрскими и нижнемеловыми отложениями (синеклизы Сычуань и Ордос и др.), интенсивных наземных извержений кислых средних лав и пирокластитов, происходивших в позднеюрское и меловое время, главным образом в северо-восточной части Китайской платформы (Корейский щит, краевое поднятие Внутренней Монголии), а также к северу (Большой Хинган и др.) и востоку от нее (Катазиатская область). В течение раннего и позднего мела эти же области становятся ареной необычного для платформ гранитоидного магматизма, и таким образом, в пределах Восточного Китая возникает обширный позднемезозойский вулcano-плутонический пояс — одно из звеньев грандиозной системы вулcano-плутонических поясов Восточной Азии, простирающейся от Чукотки до Индокитая.

В эту эпоху регенерируются в качестве зон растяжения, опускания и вулканизма и некоторые авлакогены, заложенные в рифее. Так, например, в пределах Яньшаньского авлакогена в юрско-ме-

ловое время вновь возникло несколько возрожденных или наложенных грабенообразных впадин, в которых накапливались угленосные и вулканогенные (существенно андезитовые) толщи мощностью в несколько сотен метров. В пределах Корейского щита возникли многочисленные очень узкие грабены, приуроченные к крупным зонам разломов, ограничивавших или разбивавших дно более обширных рифейско-палеозойских авлакогенов Окчхон, Амноккан и Хесан-Ивон, а также Пхеннамской грабенообразной впадины. Они заполнялись рэтскими, юрскими и меловыми континентальными, частично угленосными осадками, а также средними и кислыми вулканитами средней—верхней юры и мела. Эти отложения образуют два комплекса, разделенные перерывом и несогласием, отвечающим позднеюрской фазе деформаций Тэбо [19], когда в некоторых мезозойских впадинах возникли довольно сложные складчато-надвиговые структуры. В начале мела вновь возобновились деформации растяжения, погружение грабенообразных впадин и вулканическая активность. В течение мела на территории Кореи были сформированы также два комплекса гранитоидов.

В более южных и юго-восточных районах платформы на протяжении позднемезозойского этапа также проявилось несколько фаз усиления деформаций сжатия, известных как яньшаньская эпоха складчатости. Первая фаза относится к концу юры, вторая, возможно, самая важная,— к середине мела и третья— к позднему мелу и концу мела. В результате этих движений возникли системы линейных складок северо-восточного простирания, в которые были смяты мезозойские отложения синеклизы Сычуань, а также палеозойский чехол в более восточных районах мегаблока Янцзы, Шаньдунской антеклизы и др. Яньшаньские складчатые деформации в большей мере затронули южную часть платформы с более молодым, позднепротерозойским фундаментом. Природа процессов позднемезозойской тектоно-магматической активизации, проявлявшейся на Китайской платформе и других тектонических областях Восточной Азии (самая восточная часть Урало-Монгольского складчатого пояса, зона Становика и Алданский щит на юго-востоке Сибирской платформы), остается пока недостаточно выясненной. Нам представляется, что эти явления так же, как и формирование позднемезозойских вулканоплутонических поясов на восточной периферии Тихоокеанского подвижного пояса, связаны с грандиозным тектоно-магматическим процессом обновления ложа Тихого океана. Этот процесс протекал одновременно с формированием Индийского, Атлантического и Арктического океанов, сопровождавшимся мощными проявлениями траппового вулканизма и рифтогенеза на обрамляющих их древних континентальных массивах. Иными словами, формирование вулканоплутонических поясов и тектоно-магматическая активизация «китайского типа», с одной стороны, и трапповый вулканизм и мезозойский рифтогенез на платформах Гондваны, с другой,— различные звенья глобального процесса общей перестройки

структуры земной коры и грандиозного выделения термальной энергии, который Земля пережила в мезозое.

В кайнозое большая часть Китайской платформы испытывала воздымания, амплитуда которых в ее западных и южных районах доходит до 1,5—2,5 км. Восточная часть Китайско-Корейского мегаблока была раздроблена на ряд приподнятых блоков, разделенных глубокими кайнозойскими впадинами. К числу первых относятся Корейский щит, Шаньдунский массив, антеклиза Шаньси и поднятия Внутренней Монголии, к числу вторых — впадина Желтого моря, юго-западная часть которой занимает приморскую низменность к северу от низовьев Янцзы, и субмеридиональная система впадин, простирающаяся от Янцзы на юго-юго-запад до Сунгари и Амура на северо-северо-восток на 2500 км. Эта крупнейшая система впадин, которую В. Е. Хаин [96] назвал Восточно-Китайской рифтовой системой, включает (с юга на север) небольшую изолированную впадину Дунтинху в среднем течении Янцзы, субширотное глыбовое поднятие Дабейшань, огромную впадину Хехуай, занимающую большую часть Великой Китайской равнины, с глубиной погружения фундамента до 7—8 км, из которых не менее половины приходится на кайнозой, сравнительно узкий грабен Ляохе, разделяющий поднятия Корейского щита и Внутренней Монголии, а также обширную глубокую (до 5 км) впадину Сунляо в Манчжурии, наложенную на самую восточную часть Урало-Монгольского складчатого пояса. Интенсивное погружение Восточно-Китайской системы впадин продолжается до настоящего времени. Зоны разломов сбросового типа, ограничивающие впадину Хехуай с севера (в районе Пекина), с запада и востока (на границе с массивом Шаньдун) относятся к числу наиболее сейсмоактивных зон Китая (Вань Чжу-цюань, 1960 г.). В одной из них произошло катастрофическое землетрясение в 1976 г. На периферии впадин Восточно-Китайской системы, в пределах обрамляющих их приподнятых массивов, а по-видимому, и внутри впадин имеется много проявлений базальтового и щелочного неоген-четвертичного вулканизма. Субмеридиональная зона разломов Танчен—Лукуанг, ограничивающая Восточно-Китайскую систему впадин с востока, относится к числу наиболее крупных в Восточной Азии. В кайнозое она в основном развивалась как зона сбросов (с опущенным западным крылом), однако анализ механизма смещений в очагах землетрясений свидетельствует о правосторонних сдвигах в этой зоне [143]. Очень крупная, хотя и прерывающаяся в районе поднятия Внутренней Монголии субмеридиональная зона разломов сбросового типа ограничивает Восточно-Китайскую систему впадин с запада. Все сказанное позволяет рассматривать Восточно-Китайскую систему кайнозойских впадин как своеобразную внутриконтинентальную рифтовую систему, находящуюся в процессе активного развития. Следует, однако, отметить, что по своей ширине, достигающей 400—500 км, впадины этой системы, за исключением грабена Ляохе, в несколько раз превосходят все

другие континентальные рифтовые зоны, как современные, так и древние.

К западу от Восточно-Китайской системы известен ряд более узких грабенов кайнозойского возраста, группирующихся в несколько зон. Наиболее протяженной и морфологически выраженной среди них является рифтовая зона северо-восточного простирания длиной до 1000 км, располагающаяся в пределах провинции Шэньси и Шаньси (рис. 21). К ней приурочены долины притоков Хуанхэ — рек Вэйхе и Фэньхе, и в литературе она известна либо по названиям этих рек, либо как депрессия Фэнвэй, и в работах некоторых западных исследователей [183] как грабен Шаньси. В плане рифтовая зона Фэнвэй имеет S-образную форму, напоминающую очертания Байкальской рифтовой системы. В тектоническом отношении юго-западная, субширотная часть ее приурочена к южной границе синеклизы Ордос (под которой, по-видимому, располагается крупный блок добайкальского фундамента) и Китайско-Корейского мегаблока в целом с Циньлинской палеозойской складчатой системой. Большая же северо-восточная часть рифтовой зоны пересекает в северо-восточном направлении сложно построенную антеклизу Шаньси, приспособившись, по-видимому, к структурным неоднородностям ее фундамента, и почти достигает юго-западного окончания авлакогена Яньшань. Таким образом, кайнозойская рифтовая зона Фэнвэй, по существу, является юго-западным продолжением этого древнего авлакогена и, очевидно, располагается в пределах единой древней, частично регенерированной в кайнозое системы разломов. Рифтовая зона состоит из нескольких грабенов северо-восточного и субмеридионального простирания, которые коленчато или кулисно сочленяются между собой, а местами образуют субширотные ответвления, направляющиеся к востоку, в сторону впадины Хехуай [54], — см. рис. 21. Ширина грабенов составляет 20—50 км, а длина отдельных «колен» — от 50 до 150 км. На всем своем протяжении — от Сиани на юго-западе до Тайюани и р. Санганьхэ на северо-востоке грабены отличаются высокой сейсмичностью. Грабены ограничены нормальными наклонными сбросами и выполнены мощными толщами континентальных речных и озерных отложений палеоген-неогенового и четвертичного возраста.

Морфология грабенов и разломов указывает на их формирование в условиях горизонтального растяжения. По мнению Чжан Вень-Ю, особенности взаиморасположения впадин, в частности зигзагообразный рисунок их сочленения, позволяют считать, что они возникли в условиях сочетания сдвига меридионального и горизонтального растяжения в северо-западном — юго-восточном направлении [128] — см. рис. 21, врезку. Идея о существенной роли сдвиговой компоненты при образовании систем грабенов Шаньси была высказана также П. Таппонье и П. Мольнаром [183], однако последние предполагают существование в этой области, как и в Байкальской рифтовой зоне, системы широтных (а не меридиональных, как Чжан Вень-Ю) левосторонних сдвигов, возник-

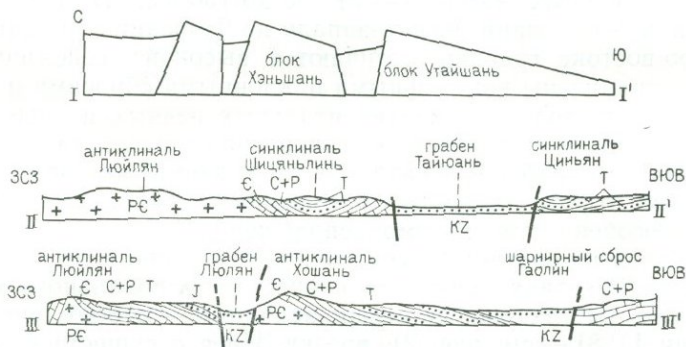
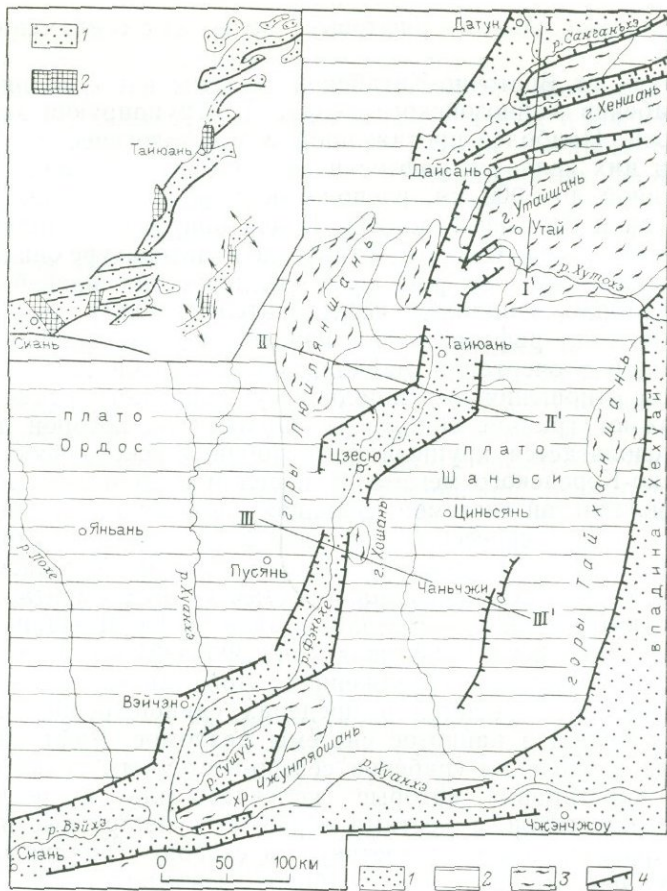


Рис. 21. Строение кайнозойской рифтовой зоны Фэнвэй. Вверху — схема расположения новейших структур. По Ма Синь-Юаню (1960 г.), с изменениями

1 — зоны опускания; 2 — зоны поднятия; 3 — выходы докембрийского фундамента; 4 — разломы. На врезке — структура той же зоны в интерпретации Чжан Вень-Ю (1977 г.); 1 — грабены, 2 — относительно поднятые участки. Внизу — I—I' — схематический профиль, показывающий блоковую структуру северной части зоны, II—II' и III—III' — геологические профили через среднюю часть зоны, по Ван-Чжу-цюаню (1960 г.)

ших вследствие коллизии Индостанской и Северо-Евразийской литосферных плит, и связывают с этими сдвиговыми подвижками раскрытие диагональных (относительно них) сдвиго-раздвиговых зон северо-западного простирания\*. К западу от рифтовой зоны Фэнвэй выявлен ряд других узких кайнозойских грабенообразных впадин субширотного и субмеридионального простирания, которые обрамляют прямоугольный блок синеклизы Ордос, испытавшей после погружения в мезозое инверсию и приподнятой в позднем кайнозое до 1,5—2,5 км, с севера (впадина Баоту) и с запада (впадина Инчуань и др.). Меридиональная зона разломов, ограничивающая с запада блок Ордос (и Северо-Китайский мегаблок), характеризуется высокой сейсмичностью. На территории Южно-Китайского мегаблока проявления кайнозойского рифтогенеза, помимо впадины Дунтинху в среднем течении Янцзы, представлены субмеридиональными грабенообразными впадинами Чэнду и Куньмин (Ван Юе-Лунь, 1960 г.), расположенными на западной окраине платформы.

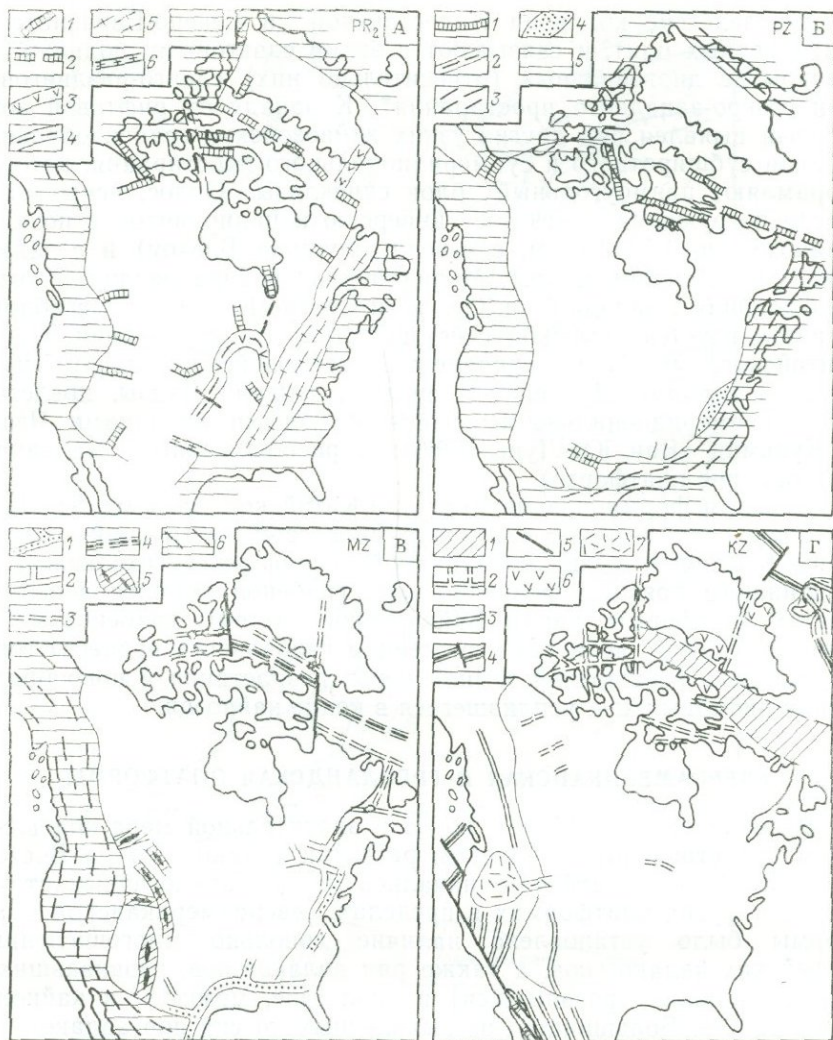
В целом формирование Восточно-Китайской системы грабенообразных впадин было связано с процессом деструкции земной коры Восточной Азии на западной периферии Тихоокеанского подвижного пояса, а возникновение грабенов в более западных частях платформы, как и Байкальской системы грабенов в Сибири, возможно, является отражением глобального процесса горизонтального расширения земной коры, разрастания и новообразования рифтовых зон, усилившегося в конце кайнозоя.

### СЕВЕРОАМЕРИКАНСКАЯ И ГРЕНЛАНДСКАЯ ПЛАТФОРМЫ

В последние 10—15 лет, когда в значительной мере под влиянием представлений о широком развитии авлакогенов на Восточно-Европейской платформе начались поиски аналогичных структур, на других платформах в пределах Североамериканской платформы было установлено наличие довольно многочисленных рифейских авлакогенов, а также ряд авлакогенов, развивавшихся (продолжавших развиваться) в палеозое, мезозое и кайнозое (рис. 22, А). Большинство из выявленных до сих пор авлакогенов относится к типу входящих, но древняя, неоднократно регенерировавшаяся Баффинова палеорифтовая система с ее северным и западным ответвлениями, разделяющая Североамериканскую и Гренландскую платформы, относится к числу далеко зашедших в своем развитии сквозных межконтинентальных рифтовых структур. Наконец, предполагается наличие «слепых» внутриплатформенных авлакогенов. В развитии рифтогенеза намечаются четыре главных этапа: средне-позднерифейский, венд-раннетриасовый, поздне триасово-раннекайнозойский и позднекайнозойский.

---

\* С. А. Ушаков и Ю. Г. Галушкин (1978 г.) считают, что между Байкальской и Шаньсийской рифтовыми зонами существует еще одна гипотетическая рифтовая зона, протягивающаяся в юго-восточной части Монголии.



В течение позднего протерозоя большая часть территории Североамериканской платформы, подобно Восточно-Европейской, была приподнята и подвергалась денудации. Погружение и накопление осадков, в подавляющей своей части терригенных, а также вулканического, главным образом базальтового, материала происходило лишь в узких грабенообразных прогибах — авлакогенах и в меньшей степени, в отдельных перикратонных прогибах, существовавших в основном на северо-восточной и северо-западной окраинах платформы. Основной эпохой активного развития и вулканизма в авлакогенах был средний рифей или неохеликий (1400—1000 млн. лет. назад) — время заложения или значитель-

Рис. 22. Этапы развития (А—Г) рифтовых зон на Североамериканской платформе. Составил Е. Е. Милановский (1979 г.)

А — поздний протерозой: 1 — рифейские авлакогены, 2 — то же, предполагаемые, 3 — среднерифейский базальтовый вулканизм и основные интрузии в авлакогенах, 4 — предпозднерифейские (гренильские) деформации сжатия в них, 5 — гренильская зона тектоно-магматической активизации в конце среднего рифея, 6 — вулканиты и интрузивы позднебайкальского возраста в авлакогенах, 7 — геосинклинальные пояса, обрамлявшие платформу в позднем протерозое; Б — палеозой: 1 — ранне-среднепалеозойские авлакогены, 2 — девоно-раннекаменноугольные (в зоне Бутия—Корнуолд на севере) и позднекаменноугольные—раннепермские (в зоне Вичита на юге) складчатые и глыбовые деформации инверсионной стадии в них, 3 — каледонские и герцидские геосинклинально-орогенные области (Иннуитская, Восточно-Гренландская, Аппалачская), 4 — Предаппалачский позднепалеозойский краевой прогиб, 5 — геосинклинальная область Кордильер; В — мезозой — начало кайнозой: 1 — раннемезозойские грабены (рифты) Аппалачей и периферии Мексиканского залива, 2 — подновленная в юре—мелу рифтовая система Св. Лаврентия, 3 — позднемезозойские периконтинентальные грабены Лабрадорского и Баффинова морей, 4 — позднемезозойская межконтинентальная рифтовая зона Лабрадорского и Баффинова морей, 5 — зона ларамийских сводово-глыбовых структур Южных Скалистых гор, возникших в условиях сжатия, 6 — геосинклинально-орогенная область Кордильер с невадийскими и ларамийскими складчато-надвиговыми деформациями; Г — кайнозой: 1 — эприфронтальная впадина Лабрадорского и Баффинова морей, 2 — сеть подновленных грабенов и горстов Канадского Арктического архипелага, 3 — позднекайнозойские континентальные рифтовые зоны, 4 — оси современных внутриокеанических рифтовых зон, 5 — крупнейшие зоны сдвигов и трансформных разломов, 6 — области эпоэнового базальтового вулканизма, 7 — области неоген-антропоэнового базальтового вулканизма

ного расширения внешней миогеосинклинальной зоны кордильерского звена Тихоокеанского геосинклинального пояса (формирования надсерии Белт) на западном краю, усиления процессов тектоно-термальной активизации в Гренильском поясе на восточном краю и, по-видимому, также заложения Иннуитской геосинклинали на северном краю платформы.

Наиболее протяженной и сложной рифейской палеорифтовой структурой на Североамериканской платформе является **авлакоген Кьюиноу** (рис. 23, А, 24). Он имеет в плане форму выпуклой к северу крутой дуги протяженностью около 2,5 тыс. км при ширине в 100—200 км. Большая часть этой гигантской структуры погребена под фанерозойским чехлом Североамериканской плиты и обнажен лишь средний участок авлакогена, прилегающий к западной части оз. Верхнего, где отчетливо видно, что он наследует простирания структур более широкой Пенокийской складчатой зоны гудзонского возраста, приурочиваясь главным образом к ее северной части. Выполняющие авлакоген Кьюиноу образования несогласно залегают на слагающем ее раннепротерозойском комплексе Анимики. На юго-востоке, по данным бурения и геофизическим исследованиям, авлакоген примыкает к фронту Гренильского пояса, представляющего зону среднерифейской (около 1 млрд. лет назад) тектоно-термальной активизации и радиологического «омоложения», которой подверглась область развития нижнепротерозойских и архейских глубоко метаморфизованных образований, в частности, гранулитов и чарнокитов, а также массивов анокситов. Авлакоген Кьюиноу можно рассматривать как некое ответвление Гренильской зоны, заложение и развитие которого протекало одновременно и в связи с процессом активизации в ней.

В разрезе серии («надгруппы») Кьюиноу, общая мощность которой достигает 10—15 км, по данным Ф. Кинга [39], Г. Холлса

[139, 140] и других, выделяются три основные части: 1) сравнительно маломощная (десятки — первые сотни метров) нижняя осадочная часть, представленная красноцветными конгломератами, алевролитами, алевролитами с отдельными прослоями строматолитовых доломитов, 2) средняя вулканогенная часть достигающая местами огромной мощности (до 10 км и более?), и 3) зале-

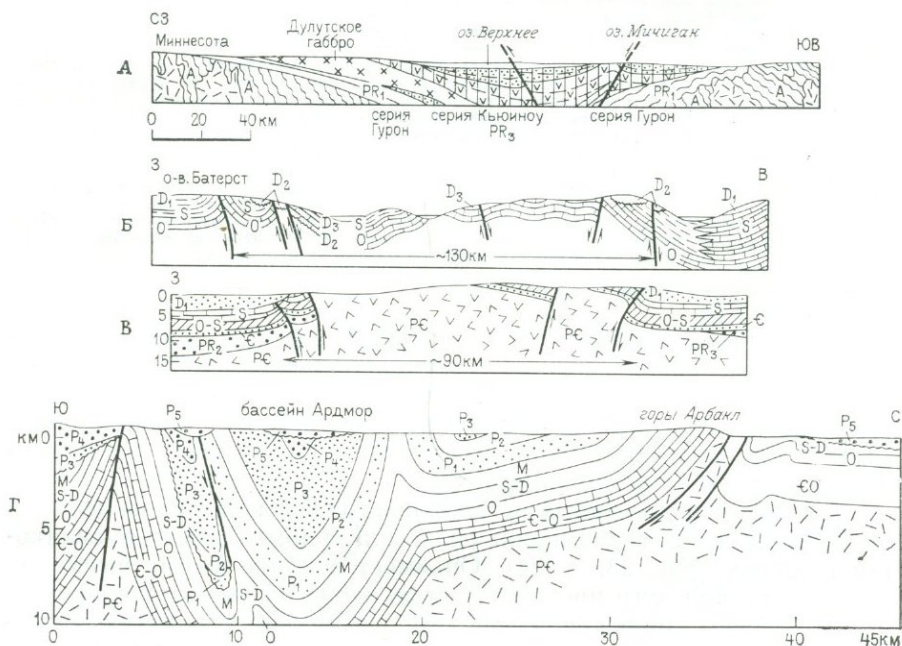


Рис. 23. Геологические разрезы позднепротерозойских и палеозойских авлакогенов Североамериканской платформы

А — общий разрез рифейского авлакогена Кьюноу в районе оз. Верхнего. По Ч. Лизсу и др. (1959 г.), из работы Ф. Б. Кинга [38]; Б и В — разрезы палеозойского авлакогена Буття—Корнуолс, по Дж. Керру, Р. Кристи (1978 г.); Б — северная часть — складчато-блоковая зона Корнуолс, В — южная часть — инверсионный (?) горст Буття; Г — разрез через восточную часть авлакогена Вичита, из работы А. Ирдли [34], с изменениями. М — Миссисиппская система (нижний карбон); P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub>, P<sub>4</sub>, P<sub>5</sub> — подразделения пенсильванской системы (средний—верхний карбон)

гающая на ней с размывом, а иногда и с некоторым угловым несогласием верхняя терригенная часть, сложенная красноцветными косослоистыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, а также медистыми сланцами и песчаниками (от 2—3 до 5—8 км). Обломочный материал приносился в конседиментационно погружающуюся впадину в семиаридных условиях с обрамляющих поднятий [140]. Средняя вулканогенная часть сложена покровами в основном базальтовых лав и изредка более кислых эффузивов (вплоть до андезитов и риолитов) с отдельными прослоями и пачками пирокластолитов, красноцветных песчаников и конгломератов. Среди базальтов, согласно Дж. Грину

[137], наиболее распространены офитовые оливиновые толеиты и кварцевые толеиты, но присутствуют также плагиоклаз-порфириновые базальты, субщелочные и щелочные базальты и трахибазальты. По мнению Дж. Грина, вулканиты Кьюиноу близки к ба-

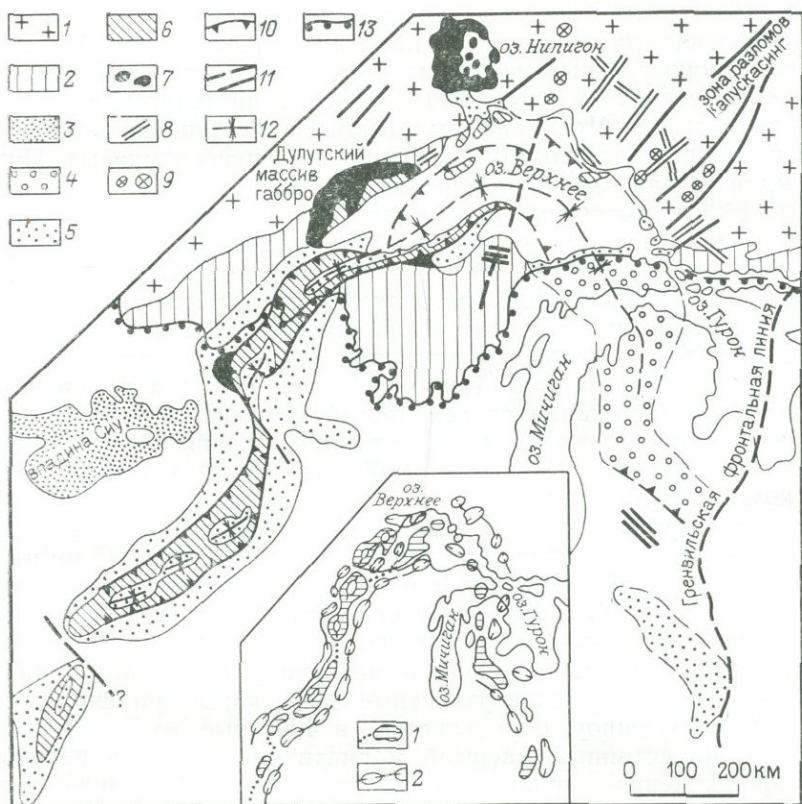


Рис. 24. Схема геологического строения авлакогена Кьюиноу. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.), по данным Ф. Кинга (1959 г.), Г. Холлса (1978 г.) и др.

1 — архей; 2 — нижний протерозой; 3 — средний рифей — кварциты Сиу; 4 — средний — верхний (?) рифей — вулканогенно-осадочные образования восточной части авлакогена Кьюиноу, нерасчлененные; 5 — средний рифей — вулканогенные толщи средней части разреза; 6 — средний — верхний рифей — терригенные толщи, преимущественно верхней части разреза; 7 — лополиты и силы габброидов; 8 — дайки базитов; 9 — щелочные интрузии; 10 — крупные рифейские взбросы и надвиги; 11 — крутые разломы; 12 — оси синклиналей; 13 — северная граница распространения фанерозойского чехла. На врезке — схема гравитаномалий Буге [140], сильно упрощено: 1 — участки положительных значений аномалий и оси максимумов, 2 — участки наибольших отрицательных значений аномалий и оси минимумов

зальтам Исландии и весьма сходны с мезо-кайнозойскими траппами платформ. Излияние их, судя по данным многочисленных радиоизотопных определений, происходило около 1150—1100 млн. лет назад и продолжалось, по-видимому, около 20—40 млн. лет. Самые древние потоки обладают прямой остаточной намагниченностью, а вышележащие лавовые толщи — обратной и вновь пря-

мой намагниченностью. Нижняя терригенная часть серии вряд ли может быть существенно древнее средней вулканогенной, а верхняя терригенная часть, по-видимому, должна относиться к верхам среднего рифея (1100—1000 млн. лет), или, что менее вероятно, — к верхнему рифею.

Вулканогенный комплекс (в обнаженной части) состоит из семи линзовидных лавовых толщ мощностью до 2,5—7 км, частично одновозрастных, но образующих изолированные ареалы размерами в среднем около 250×130 км, а частично перекрывающих друг друга. Метаморфизм базальтов постепенно возрастает вниз по разрезу от цеолитовых фаций до зеленосланцевых. Почти с каждой из лавовых толщ связаны рои базальтовых даек длиной до 10—15 км, вытянутые вдоль простирания авлакогена. Некоторые из роев насыщаются до 50—70 параллельных даек мощностью от долей метра до 10—15 м. Поперечное растяжение, связанное с внедрением даек, составляет в пределах роев от 2 до 18% [137]; вне роев оно, очевидно, было значительно меньшим. Можно предполагать, что дайки представляют каналы, питавшие трещинные излияния базальтов. Текстуры течения в лавах свидетельствуют о их растекании от оси прогиба в стороны его бортов; скорость лавовой аккумуляции, очевидно, превышала скорость проседания впадины (W. White, 1960 г.). С извержениями базальтов комагматичны пластовые интрузии долеритов и габброидов и, в частности, наиболее крупная лополитообразная расслоенная Дулутская интрузия длиной до 240 км и мощностью до 15 км на северо-западном побережье оз. Верхнего, внедрившаяся в базальтовую часть серии Кьюиноу на северо-западном крыле авлакогена. В основном она сложена габбро, но включает также анортозиты и гранофиры (в кровле). Объем материала, вынесенного на поверхность или в близповерхностные зоны коры при формировании серии Кьюиноу, определяется в 400 тыс. км<sup>3</sup> (W. White, 1960 г.), но истинный масштаб магматизма, учитывая погребенные продолжения авлакогена, по-видимому, был значительно больше. С вулканическим комплексом Кьюиноу связаны крупные, давно разрабатываемые месторождения сульфидной и самородной меди; в верхней красноцветной части серии присутствуют медистые песчаники и сланцы (сланцы Ноксау).

Впадина Кьюиноу представляет очень широкую и глубокую, несколько асимметричную синклинали или, скорее, грабен-синклинали с более крутым южным крылом, с углами падения на крыльях от нескольких градусов до первых десятков градусов (в связи с конседиментационным характером впадины книзу углы, очевидно, возрастают). В приосевой зоне прогиба выявлены отдельные кулисно расположенные синклинали. В средней части впадины на протяжении многих сотен километров прослеживаются продольные разломы амплитудой до 3—4 км типа взбросо-надвигов, падающих к ее оси, по которым приосевая часть впадины Кьюиноу оказалась надвинутой на ее крылья (см. рис. 23, А). На стадии погружения эти разломы, по-видимому, существовали

как нормальные сбросы, ограничивавшие приосевую грабенообразную часть впадины, а впоследствии (но несомненно, до начала кембрия) знак движений по ним сменился на обратный.

При общей дугообразной форме впадины хорошо выражен ряд крутых коленчатых изгибов ее простираения, а также пережимов, связываемых некоторыми исследователями с наличием различно ориентированных гипотетических трансформных разломов; возможно, что они обусловлены ундуляциями шарнира Кьюинноуской структуры. С основным «стволом» авлакогена связано несколько боковых ветвей, которые в основном приурочиваются к участкам ее крутых коленообразных изгибов. Некоторые авторы видят в этих участках признаки «тройных сочленений». Следует сказать, однако, что эти внешние «ветви», например, направляющиеся от оз. Верхнего на юго-запад (впадина Сиу, впоследствии превратившаяся в валообразное инверсионное поднятие), и на север, к оз. Нипигон непосредственно не смыкаются с авлакогеном Кьюинноу, а отделяются от него узкими приподнятыми перемычками и имеют, скорее, характер брахисинклиналей, а не линейно вытянутых грабенов. С Нипигонской впадиной связан крупный базитовый силл мощностью до 300 м. Выполняющие впадину Сиу кварцитовые песчаники переслаиваются с потоками или силлами риолитов раннерифейского возраста (1470 млн. лет), следовательно, впадина Сиу является более древней, чем Кьюинноуская [39]. В качестве тройного сочленения К. Берке и Дж. Дьюи рассматривают стык авлакогена Кьюинноу с зоной разломов Капускасинг, отходящей от восточного конца оз. Верхнего на северо-северо-восток [125], но эта зона сложена архейскими гнейсами и гранулитами, а на юге габбро-анортозитовым комплексом и в целом является более древней, хотя и активизированной в раннем — среднем рифее, о чем говорит присутствие в ней ряда небольших щелочных интрузий, датированных 1,7 и 1 млрд. лет.

Авлакогену Кьюинноу соответствует очень крупная полосовидная положительная гравианомалия, прослеживаемая почти на 1000 км от оз. Верхнего на юго-запад вплоть до Канзаса, и аналогичная аномалия, уходящая на юго-юго-восток через штат Мичиган [140]. Эта аномалия, совпадающая с осевым горстовым поднятием, сопровождается узкими зонами гравитационных минимумов, отвечающих крыльям авлакогена. К приосевой зоне авлакогена, в особенности к краевым частям горстообразного блока с внутренней синклиальной структурой, приурочены резко выраженные линейные и овальные магнитные максимумы, а сочетающиеся с ними овальные минимумы отвечают локальным глубоким впадинам на оси синклинали, выполненным мощной верхней терригенной толщей. Сейсмические данные свидетельствуют о том, что кора под палеорифтом Кьюинноу, как и под Печенгской впадиной на Балтийском щите, отличается аномально высокой плотностью, и уже на глубинах менее 10 км фиксируются скорости продольных волн 6,5—6,9 км/с, свойственные так называемому «базальтовому слою». Толщина коры составляет 40—50 км. Все

это можно объяснить влиянием многокилометровых толщ базальтов и пластовых интрузий основного состава, приуроченных главным образом к приосевой горстообразно приподнятой части авлакогена, а также наличием дайкообразных базитовых тел, возможно, сливающихся книзу в единое мощное базитовое тело, пронизывающее нижнюю часть коры. Несомненно, что формирование этого базитового выступа, мощные извержения и глубокое проседание Кьюиноуской впадины происходили в обстановке сильного растяжения, раздробления земной коры на всю ее мощность и раздвига ее блоков. В пользу значительного спрединга в ходе извержений приводится тот факт, что наблюдаемые на поверхности более ранние дайковые рои занимают более краевое положение, чем более молодые [140], однако это явление может объясняться и постепенным сужением зоны вулканической активности. Масштаб раздвига коры, однако, достоверно пока не установлен. Некоторые авторы (С. С. Chase, Т. Н. Gilmer, 1973 г.) оценивают его амплитуду в 80—100 км, однако такая оценка величины раздвига кажется сильно преувеличенной; вряд ли она может превышать 15—25 км (в Кенийской вулканической рифтовой зоне она составляет 5—10 км). Тем не менее, растяжение в авлакогене Кьюиноу на большей части его протяжения было весьма значительным по сравнению с большинством палеорифтовых структур на древних платформах, а масштаб вулканизма в нем также уникален. После прекращения магматизма вследствие продолжавшегося растяжения в рифте (или уплотнения подкорового субстрата вследствие охлаждения астеносферной «подушки») произошло дополнительное проседание его поверхности еще на несколько (до 5—8 км) километров. Наконец, на последней стадии развития авлакоген испытал инверсию, выразившуюся в горстообразном поднятии приосевой зоны впадины на несколько километров и ее симметричном надвигании на оба крыла (или их поддвигании под осевую выпирающую зону) в условиях горизонтального сжатия авлакогена. В связи с неясностью возраста верхней терригенной части серии Кьюиноу (верхи среднего или поздний рифей?) эта заключительная фаза сжатия может быть гренвильской или байкальской. Но поскольку на юго-востоке авлакоген срезается «Гренвильским фронтом», т. е. зоной краевого надвига одноименного пояса активизации, завершившейся около 1 млрд. лет назад, более вероятно, что «цикл» развития авлакогена Кьюиноу завершился в гренвильскую эпоху.

Дугообразная, извилистая в плане форма авлакогена не позволяет объяснить ни раздвигание коры в ходе его развития, ни деформации сжатия на завершающей стадии соответственно однонаправленным растяжением и последующим сжатием в пределах восточной половины платформы. Напротив, приходится допустить, что в течение среднего рифея она испытывала сперва общее разнонаправленное горизонтальное расширение (как бы «расползание»), а затем также общее горизонтальное сжатие и сокращение площади.

Помимо авлакогена Кьюиноу, на Североамериканской и Гренландской платформах известен ряд более мелких авлакогенов, выполненных рифейскими (в основном среднерифейскими) образованиями. Среди них различаются две группы. К первой относятся впадины в восточной и северной частях Североамериканской, а также на Гренландской платформе, заполненные вулканогенно-осадочными, либо почти целиком вулканогенными образованиями существенно базальтового состава. Ко второй группе принадлежат впадины в западной части Североамериканской платформы, выполненные в основном или целиком осадочными терригенно-карбонатными отложениями.

Вдоль «Гренвильского фронта» в северо-восточной части п-ова Лабрадор простирается впадина Сил-Лейк (Наскаупи), выполненная очень мощным комплексом (до 10—12 км) среднерифейских терригенных, в значительной части красноцветных отложений — кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев, конгломератов — с очень многочисленными, нередко мощными силлами диабазов, а также покровами базальтов, содержащими, как и вулканы Кьюиноу, включения самородной меди. Эти образования несогласно залегают на породах архея и слагают грабен-синклиналь северо-восточного простирания, опрокинутую к северо-западу, на которую с юго-востока надвинуты «омоложенные» архейские образования Гренвильского пояса. По-видимому, вдоль края последнего в среднем рифее протягивался грабенообразный прогиб, в котором в условиях растяжения и глубокого проседания происходило накопление терригенных отложений, а также излияния и инъекции базальтовой магмы. В гренвильскую фазу сжатия на рубеже среднего и позднего рифея этот прогиб подвергся смятию со стороны Гренвильского пояса, был срезан надвигом со стороны последнего и сохранился в виде отдельных фрагментов его первоначального северо-западного крыла, одним из которых и является грабен-синклиналь Сил-Лейк.

По другую сторону Лабрадорского моря, в Юго-Западной Гренландии сохранились остатки среднерифейских палеорифтовых структур Гардарской зоны. Последняя приурочена к участку сочленения областей развития архейских метаморфических образований — донагсуктопид (на севере) и более молодых или сильно переработанных в раннем протерозое — кетилид (на юге). Согласно новейшим данным Б. Аптона и др. [119, 188], в формировании структур Гардарской зоны различаются три близкие по времени фазы («эпизода») проявлений растяжения и магматической активности (рис. 25).

Ранняя фаза (около 1330 млн. лет) началась с регионального воздымания фундамента. За ним последовало растяжение в долготном направлении и возник субширотный грабен или несколько грабенов, которые заполнялись континентальными грубообломочными породами — аркозовыми песчаниками и конгломератами, переслаивающимися с покровами базальтов, общей мощностью более 3 км. Ширина сохранившегося фрагмента главного гра-

бена — около 25 км, а длина — около 50 км, но первоначально он, несомненно, был более протяженным и широким. Фаза закончилась внедрением небольших щелочных массивов центрального типа на концах этой широтной зоны.

Средняя фаза (1280—1250 млн. лет) началась с внедрения даек щелочных оливиновых долеритов восточно-северо-восточного и западно-юго-западного простирания. Затем последовали сбросовые подвижки по тем же направлениям, нарушившие первоначальную широтную структуру Гардарского грабена, и внедрение небольших центральных массивов сиенитов и гранитов в западной части области.

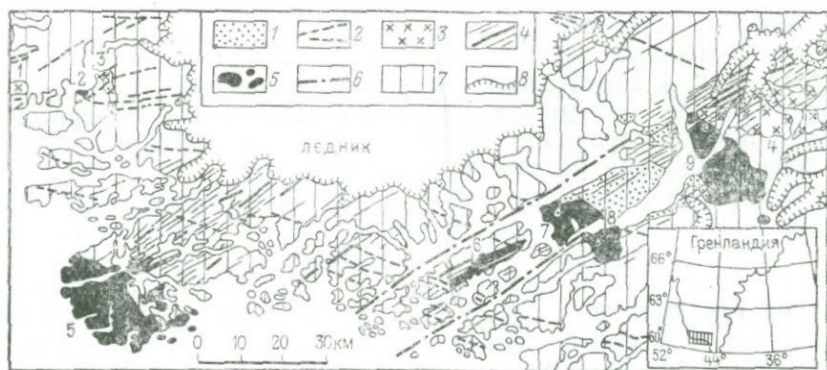


Рис. 25. Схема геологического строения Гардарской палеорифтовой зоны в Южной Гренландии. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.), по данным Б. Аптона и Д. Блонделла (1978 г.)

Образования первой фазы (1330 млн. лет): 1 — гардарский терригенно-базальтовый комплекс, второй фазы (1280—1250 млн. лет), 2 — дайки щелочных оливиновых долеритов, 3 — центральные массивы сиенитов и гранитов третьей фазы (1170—1160 млн. лет): 4 — гигантские дайки щелочных габброидов, дайки трахидолеритов и др.; 5 — щелочные центральные массивы с карбонатитами; 6 — предполагаемые крупные разломы, ограничивающие Гардарский грабен; 7 — дорифейский метаморфический фундамент; 8 — граница распространения ледников. Номера на схеме — интрузивные массивы: 1 — Кунгнат, 2 — Ивигтут, 3 — Грёйедал-Ика, 4 — Игалико (ранняя фаза), 5 — Нунарссут, 6 — Туктутог, 7 — Нарссак, 8 — Иллимауссак, 9 — Игалико (поздняя фаза)

Поздняя фаза (1170—1160 млн. лет) началась растяжением в северо-северо-западной — юго-юго-восточном направлении и внедрением гигантских даек щелочных габброидов с крупными полевошпатовыми фенокристаллами, содержащих ксенолиты анортозитов, которые образуют два мощных кулисно расположенных роя восточно-северо-восточного простирания. Затем последовало внедрение даек трахидолеритового и далее кислого состава и, наконец, — формирование крупнейших габброидных массивов Игалико и Нарссак и щелочных массивов центрального типа Иллимауссак, Нунарссут и др., сложенных щелочными гранитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами и другими щелочными породами, а также карбонатитами. С щелочными массивами связаны криолитовые месторождения Ивигтута. Третья фаза развития Гардарской зоны совпадает с формированием впадины Кьюиноу и, воз-

можно, Сил-Лейк, а первая, по-видимому, соответствует образованию впадины Сиу, имеющей, как и Гардарский грабен, субширотное простирание. Базальтовые лавы Гардарской зоны более или менее сходны с таковыми Кьюиноуской, однако Гардарскую зону отличает значительно более широкое развитие центральных массивов щелочных пород. В отличие от впадин Кьюиноу и Сил-Лейк Гардарская впадина подверглась блоковым перемещениям, но не испытала заключительных деформаций сжатия. С Гардарской зоной связан резкий полосовидный гравитационный максимум шириной около 30 км, восточно-северо-восточного простирания, ось которого совпадает с главным роем гигантских даек щелочных габбро (Туктутог), щелочным центральным массивом Илимаусак и Гардарским грабеном. Этот максимум Д. Блонделл [119] связывает с наличием на небольшой глубине кровли очень крупной интрузии базитов (габброндов и, может быть, анортозитов) длиной не менее 50 км и шириной (по разным моделям) от 10 до 28 км. В первой модели предполагающей всю кору, почти до поверхности, а во второй — форму линзы, залегающей на глубинах от 3—5 до 10 км.

Несколько грабенообразных впадин, выполненных рифейскими вулканогенно-терригенными образованиями (серия Туле и др.), известны в крайней северо-западной прибрежной части Гренландии в северной части Баффиновой Земли, а также в проливе Ланкастер к северу от нее. По данным Дж. Керра [149], авлакоген Ланкастер, активизированный в позднемеловое и кайнозойское время, был заложен в позднем протерозое, когда в нем накопилась мощная толща осадочно-вулканогенных пород, прорванная дайками основного состава. Грабен Ланкастер имеет широтное, а грабены Баффиновой Земли и Северо-Западной Гренландии — северо-западное простирание, почти параллельное ориентировке оси Баффинова моря. Такое же простирание имеет и ряд узких палеозойских грабенов в юго-восточной части Баффиновой Земли и Гудзоновом проливе, уходящих под воды Лабрадорского моря. В связи с этим можно предположить, что разобщение Гренландии и Северной Америки началось еще в рифее и продолжалось в палеозое и мезозое. Вполне вероятно, что на месте нынешних Лабрадорского и Баффинова морей уже в рифее возникла крупная грабенообразная впадина типа Кьюиноуской либо целая палеорифтовая система, состоявшая из нескольких продольных грабенов с рядом поперечных и диагональных ответвлений, вдававшихся в пределы Гренландского и Канадского щитов. В этой связи следует обратить внимание на то, что полоса развития крупных анортозитовых массивов, датируемых 1,4 млрд. лет, представляющая характерную черту строения Гренвилльской зоны, в восточной части п-ова Лабрадор либо в целом поворачивает к северу, либо, что, более вероятно, — дает направляющуюся к северу ветвь, которая тянется вдоль северо-восточного побережья Лабрадора через провинцию Найн, уходя в пределы Лабрадорского моря. Учитывая, что становление интрузий анортозитов

в зоне Гренвиль ознаменовало начало среднерифейской (Гренвильской) эпохи тектоно-магматической активизации (1,2—1,0 млрд. лет), а в дальнейшем Гренвильская зона и аналогичная ей по возрасту и характеру переработки Дальсландская зона на западе Балтийского щита оказались ложем или «рамой» Северо-Атлантического геосинклинального пояса, зародившегося в позднем (?) рифее, весьма вероятно, что и Гренвильский пояс среднерифейской активизации мог давать ветвь, уходящую на север, в область, занятую ныне Лабрадорским морем, и, что впоследствии в нее могла проникнуть и боковая ветвь Северо-Атлантического геосинклинального пояса.

Два рифейских авлакогена — Коппермайн и Батерст — выделяются в крайнем северо-западном углу Канадского щита. Они наследуют одноименные узкие раннепротерозойские интракратонные протогеосинклинальные прогибы (авлакогеосинклинали), принадлежащие к складчатому поясу Коронейшн. Впадина Коппермайн, вытянутая в субширотном направлении, обнажается из-под палеозойского чехла лишь фрагментом своего южного моноклинального крыла. Возможно, что авлакоген Коппермайн открывался на западе в миогеосинклинальный прогиб Белт—Персел, заложившийся в среднем рифее вдоль западного края платформы. К востоку авлакоген Коппермайн, по-видимому, продолжается под водами залива Коронейшн, где от него отходит клиновидная слепая ветвь — авлакоген Батерст. Впадина Коппермайн выполнена средне-верхне(?) рифейскими образованиями, с угловым несогласием залегающими на складчатых раннепротерозойских структурах. Низы разреза слагает толща доломитов и известняков с пачкой конгломератов и песчаников в основании, общей мощностью 1,2 км. Выше следует серия базальтовых, часто миндалекаменных лав с прослоями песчаников и конгломератов (до 4—5 км), а также силлами и дайками базитов; она датируется в рамках 1100—1300 млн. лет и, очевидно, может сопоставляться со средней частью серии Кьюиноу. Разрез завершается трансгрессивно залегающей толщей красноцветных песчаников и алевролитов с прослоями доломитов (до 1,5 км), с силлами и дайками долеритов; она сопоставляется с верхней частью серии Кьюиноу и может относиться к верхам среднего или к верхнему рифею. Возраст прорывающих ее базитовых тел составляет 750—635 млн. лет.

Вдоль западного края Североамериканской платформы в начале среднего рифея на континентальной коре был заложен широкий субмеридиональный миогеосинклинальный прогиб Белт (в северной, канадской своей части — Персел), являющийся наиболее ранним показателем возникновения (или существования) кордильерского сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. В нем накапливались очень мощные (до 10—15 и даже 20 км) карбонатно-терригенные толщи среднего рифея (надгруппы Белт и Персел), в верхах которых в северной части прогиба присутствуют горизонты основных лав. От края миогеосинклинали на восток отходили и проникали на сотни километров в глубь платформы не-

сколько относительно узких (десятки километров), но глубоких прогибов типа входящих авлакогенов. К их числу принадлежат (помимо авлакогена Коппермайн?) погребенный под фанерозойским чехлом авлакоген Альберта и авлакогены Монтана (Белт) и Уинта, в которых рифейский комплекс, вследствие позднейших ларамийских инверсионных поднятий выступает на поверхность [125, 177] (Е. Н. Kanasewich e. a., 1969 г.). К северо-западу от авлакогена Коппермайн от самого северного широтного сегмента Кордильер отходит к северу авлакоген гор Ричардсона, отделяющий от Североамериканской платформы Юконский срединный массив, разделяющий складчатые сооружения Кордильер Аляски и хр. Брукса. Контролирующая его зона разломов, по-видимому, существовала еще в позднем протерозое, играя роль краевого шва между древней платформой и областью Юконского массива с более молодым (раннебайкальским?) фундаментом.

Наиболее изучен авлакоген Уинта, выраженный в виде широтного горста или горст-антиклинали длиной около 200 и шириной 40—50 км, сложенной породами среднерифейской серии Уинта-Маунтин. Эта серия представлена кварцитовидными и аркозовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами мощностью до 7—7,6 км [39], которые накапливались в аллювиальных, дельтовых и мелководноморских обстановках за счет размыва суши, располагавшейся севернее и северо-восточнее авлакогена. Последний, очевидно, представлял глубокий грабен, ограниченный широтными сбросами, регенерированными (с обращением знака движений) в ларамийскую фазу.

Глубокая грабенообразная впадина существовала в среднем рифее в пределах плато Колорадо, где она вскрывается на склонах знаменитого одноименного каньона. Заполняющая ее надгруппа Гранд-каньон, сложенная конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, известняками, а также покровами и силами диабазов с возрастом 1,1 млрд. лет, мощностью до 3,4—4 км, наклонена и разбита сбросами. Контуры этой впадины недостаточно ясны. Возможно, она представляет рифейский авлакоген внутреннего, «слепого» типа. В конце среднего или в начале позднего рифея, около 1000 или 800 млн. лет назад миогеосинклинальный пояс Белт испытал поднятие и подвергся внедрению интрузий, слабому метаморфизму и местами складчатым деформациям умеренной интенсивности, а связанные с ним входящие авлакогены на западе платформы на длительное время утратили тектоническую активность.

Таким образом, в среднем рифее в восточных, северных и западных частях Североамериканской платформы заложилась или возродилась миогеосинклинальные узкие и протяженные грабенообразные прогибы, проникающие в ее пределы со стороны закладывающихся (?) или расширявшихся геосинклинальных поясов — Тихоокеанского (Кордильерский сегмент) на западе и Северо-Атлантического (Гренвильского пояса тектоно-термальной активизации) на востоке. Процесс формирования некоторых из

них, например Гардарской палеорифтовой зоны, Кьюннуоской системы s. l. и др., протекал неравномерно, с некоторыми структурными перестройками, в виде нескольких фаз, сопровождаясь (кроме некоторых авлакогенов на западной периферии платформы) весьма мощными проявлениями существенно базальтового вулканизма и инъекциями пластовых и дайкообразных тел базитов, а также становлением кольцевых щелочно-базитовых и щелочных магматических комплексов. Учитывая, что грабенообразные впадины возникали в разных частях платформы и имели разнообразные простирания и что их заложение и развитие сопровождалось мощным трещинным базальтовым магматизмом, следует полагать, что платформа подвергалась деформациям растяжения, которые охватывали всю ее площадь и происходили в различных направлениях, приводя к общему горизонтальному расширению («расползанию»). На рубеже среднего—позднего рифея одновременно с завершением тектоно-магматических процессов в Гренвилевском поясе и поднятием и фазой интрузивного магматизма в поясе Белт—Персел развитие большинства авлакогенов приостанавливается, а в некоторых из них завершается инверсионными деформациями сжатия — складчатостью, надвигами, возникновением осевых горстовых поднятий. Хотя эти явления свойственны восточной части платформы, прилегающей к Гренвилевскому поясу (Кьюнну, Сил-Лейк), их нельзя объяснить только давлением со стороны последнего, так как они имели место в зонах различного простирания — как параллельных этому поясу, так и поперечных к нему, и, по-видимому, следует связывать с некоторым общим сокращением площади восточной части платформы.

К позднему рифею и венду относятся заложение и начало глубокого погружения геосинклинальных прогибов по восточной периферии Североамериканской платформы, включая ее гренландский блок (Аппалачская и Восточно-Гренландская области), происшедшие, вероятно, на фоне общего значительного растяжения Северо-Атлантического геосинклинального пояса («раскрытия океана Япетус», по представлениям сторонников тектоники плит), а также возобновление погружений в Кордильерской геосинклинальной области. Помимо возможного возобновления погружения и накопления верхних красноцветных обломочных толщ верхнего рифея (?) в некоторых авлакогенах (например, Кьюнну, Копермайн) этому этапу отвечает заложение новой генерации авлакогенов, структурно связанных с байкальскими геосинклинальными поясами. Авлакогены этой генерации выявлены и изучены пока слабо. Наиболее достоверным их примером может служить позднебайкальский Южно-Оклахомский интракратонный геосинклинальный прогиб [141], являющийся предшественником палеозойского авлакогена Вичита. Подобно тому, как палеозойский авлакоген Вичита являлся слепым выростом в тело платформы южного звена палеозойской Аппалачской геосинклинальной системы — прогиба Уачита, Южно-Оклахомский прогиб, по-видимому, явился ее аппендиксом на более раннем — позднерифейско-вендском (до се-

редины кембрия) этапе развития. Основанием разреза глубокого, ограниченного разломами Южно-Оклахомского прогиба являются раннерифейские граниты (с возрастом 1320—1400 млн. лет), обнажающиеся в поднятии Арбакл. На них залегает очень мощная (4,5 км) толща граувакк, аргиллитов, кварцитов и силицитов, выше толща подводных андезито-базальтовых лав (более 300 м) и, наконец, лежащая с несогласием наземная толща риолитов и их пирокластолитов, т. е. ряд формаций, в миниатюре напоминающий формационный ряд геосинклиналей. Западнее, в поднятии Вичита, на поверхность выступают мощные пластовые тела (лополиты) габбро-анортозитов (внизу) и лейкогранитов (вверху) с возрастом 525—535 млн. лет, прорывающие осадочно-вулканогенные толщи Южно-Оклахомского прогиба. Таким образом, эти толщи, по-видимому, должны датироваться поздним рифеем—вендом—началом кембрия, а интрузии и деформации — серединой кембрия, т. е. позднебайкальской фазой.

В течение палеозоя на Североамериканской платформе развивался ряд авлакогенов, по крайней мере, частично унаследованных от позднепротерозойских структур этого типа. Палеозойские авлакогены в отличие от рифейских не затрагивают самих внутренних областей платформы, а приурочены к ее южной, юго-восточной и северной частям и тесно связаны в своем расположении и развитии с эволюцией западного фланга Северо-Атлантического геосинклинального пояса — Уачитской, Аппалачской и Восточно-Гренландской геосинклинальных областей на юго-востоке, востоке и северо-востоке платформы и Иннуитской геосинклинальной области — на севере. Если на Восточно-Европейской и Сибирской платформах авлакогены были в основном регенерированы в среднем — позднем девоне, то на Североамериканской платформе активизация некоторых авлакогенов произошла значительно раньше — в конце кембрия—ордовике. Наиболее изученным палеозойским авлакогеном является система Вичита, по своему тектоническому положению и истории развития напоминающая Донецкий бассейн, что уже давно было отмечено Н. С. Шатским [103]; он подчеркнул, что авлакоген Вичита приурочен к входящему углу края платформы, к которому примыкает крутой выпуклый изгиб южного продолжения Аппалачского пояса — герцинской складчатой системы Уачита (Уошито). Аналогичный входящий угол и соответственно примыкающий к нему резкий выпуклый изгиб края герцинид наблюдается и в 700 км юго-западнее — в районе поднятия Маратон, где в тело платформы также вдается зона разломов (авлакоген?) западно-северо-западного простирания, сильно замаскированная мезо-кайнозойскими структурами краевой части Кордильерского пояса.

Система Вичита вытянута с восточно-юго-восточного на западно-северо-западное более чем на 500 км и, возможно, доходит на западе до зон разломов Южных Скалистых гор, в свою очередь, отсекающих от Североамериканской платформы блок плато Колорадо. С некоторой условностью систему Вичита вместе с разло-

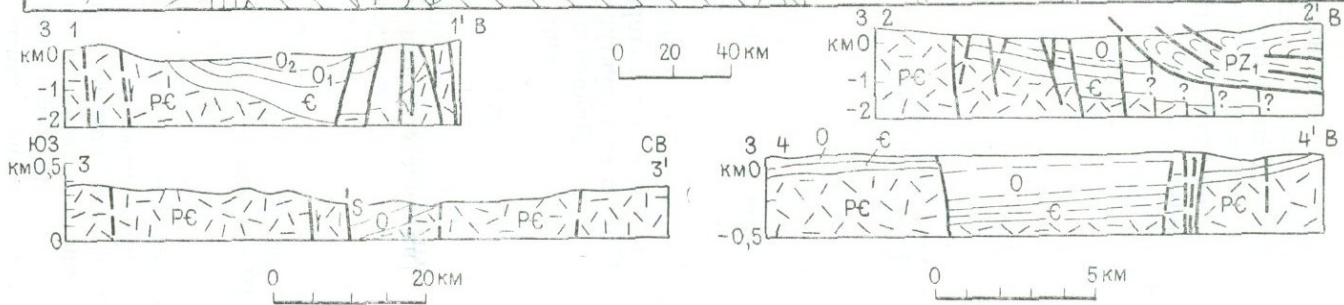
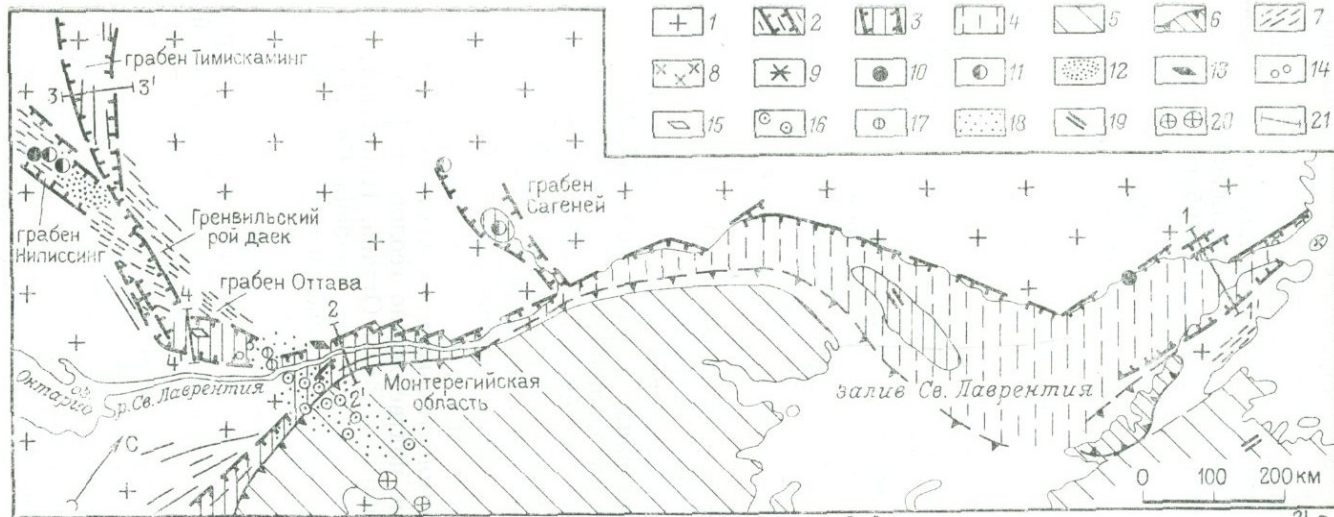
мами Южных Скалистых гор можно рассматривать в качестве сквозного авлакогена, отрезающего от основного тела платформы Западно-Техасскую и Колорадскую глыбы. Система Вичита представляет собой герцинскую складчатую зону, возникшую в позднекаменноугольное и раннепермское время. В формировании ее структуры важную роль играли глыбовые движения допалеозойского фундамента, разбитого многочисленными продольными и диагональными разломами, многие из которых проявляли активность еще в байкальском этапе, в период развития Южно-Окلاهомской интракратонной «геосинклинали» (авлакогена). Она состоит из ряда кулисно расположенных горст-антиклинальных поднятий, образующих две продольные зоны, и разделяющих их и обрамляющих всю систему с севера прогибов, выполненных каменноугольными и отчасти пермскими отложениями. Наиболее глубокими среди них являются «краевой» северный прогиб Анадарко и «внутренний» прогиб Ардмор, в которых основание палеозоя опускается до 9—10 км. Антиклинальные структуры сложены более древними палеозойскими отложениями, а в ядрах наиболее крупных, подновленных в кайнозое поднятий Вичита и Арбакл вскрываются соответственно нижнекембрийские и ниже-среднерифейские образования. На раздробленном гетерогенном верхнекембрийско-нижнекембрийском фундаменте в авлакогене Вичита несогласно отложилась серия верхнекембрийских — нижекаменноугольных существенно карбонатных осадков, формационно близких к палеозойским отложениям смежных районов платформы, но значительно более мощных (до 4 км). Особенно велика мощность ордовикских отложений. В конце раннего карбона начались дифференцированные сводово-глыбовые движения, приведшие к обособлению горст-антиклинальных поднятий, подвергшихся денудации, и синклинальных прогибов, накопивших мощные толщи (до 5 км) пенсильванских терригенных осадков. В некоторых впадинах присутствуют также несогласно залегающие конгломераты верхов пенсильвания и пермские красноцветы (до 1—1,5 км), фиксирующие несколько стадий повторных складчато-глыбовых деформаций. При общем германотипном стиле деформаций (коробчатые и гребневидные складки, горст-антиклинали и грабен-синклинали), указывающем на блоковые подвижки фундамента, в структуре системы Вичита наблюдаются признаки существенного сжатия, выраженные наличием сильно сжатых (до опрокинутых) складок и чешуй с общим надвижением масс к северу в сторону предгорного прогиба Анадарко, т. е. в ту же сторону, что и в расположенной восточнее складчатой системе Уачита, но со значительно меньшей амплитудой (см. рис. 23, Г). В целом, авлакоген Вичита по структуре и истории развития можно уподобить миниатюрной интраплатформенной эпимногеосинклинальной складчатой зоне.

В южной части Североамериканской платформы намечается также существование вытянутого в северо-северо-восточном направлении палеозойского (или позднепротерозойского?) входящего

авлакогена, погребенного под заливообразным мезо-кайнозойским Миссисипским прогибом [198], морфологически напоминающим Виллойскую и другие надавлакогенные краевые синеклизы Сибирской платформы. В позднем палеозое Миссисипский авлакоген испытал инверсию и превратился в линейное поднятие, прорванное интрузивными телами. На его северном продолжении в пределах палеозойской синеклизы Иллинойс в позднем карбоне образовалась инверсионная (?) субмеридиональная плакантиклиналь (вал) Ла-Салл, осложненная продольными разломами [34]. Погребенный под Миссисипским мезо-кайнозойским прогибом авлакоген сохраняет тектоническую активность и является одним из наиболее сейсмических районов платформы; с ним, в частности, были связаны землетрясения 1911—1912 гг., разрушившие город Нью-Мадрид [198].

В юго-восточной части платформы, граничащей с южной (герцинской) частью Аппалачей, палеозойские палеорифтовые структуры неизвестны. Но далее к северу П. Кумарапели и В. Саулл в 1960 г. выделили рифтовую систему Св. Лаврентия, протяженностью около 2000 км, приуроченную к границе каледонского сегмента Аппалачской складчатой системы и Гренвильской зоны Канадского щита и проникающую в пределы обеих этих областей. Эта система возникла в конце позднего протерозоя, развивалась в раннем палеозое и вновь «оживала» во второй половине мезозоя (с середины юры до середины мела), но с конца мела утратила свою тектоно-магматическую активность. Геологическое строение, магматизм и история развития рифтовой системы Св. Лаврентия охарактеризованы в ряде работ П. Кумарапели [154, 155]. В ее структуре им различаются: 1) продольный грабен долины р. Св. Лаврентия и залива Св. Лаврентия, сформированный в зоне краевого шва Североамериканской платформы на границе с каледонским сооружением Аппалачей; 2) предполагаемый по геоморфологическим данным поперечный грабен, пересекающий самую северную часть Аппалачской системы в районе пролива, отделяющего ее континентальную часть от о-ва Ньюфаундленд (наличие его пока не подтверждено геолого-геофизическими материалами); 3) поперечные грабены Оттава, Ниписсинг, Тимискаминг, Сагеней, которые отходят от грабена Св. Лаврентия в сторону платформы, рассекая Гренвильский пояс (рис. 26).

Весьма протяженный (около 1000 км), но относительно узкий (от 10—15 до 50 км) ступенчатый грабен протягивается от оз. Шамплейн к северо-востоку вдоль долины р. Св. Лаврентия по границе платформы и каледонского сегмента Аппалачской системы. Грабен наложен на край платформы и выполнен платформенными карбонатными отложениями верхнего кембрия и ордовика мощностью до 2—3 км, которые к западу, в сторону щита быстро уменьшаются в мощности и почти повсеместно исчезают, частично вследствие позднейшего размыва. Грабен слишком асимметричен, так как с юго-востока на рубеже ордовика и силура на него были надвинуты по системе пологих чешуй мощные ниж-



непалеозойские сланцевые толщи Аппалачей, смятые в сильно сжатые, опрокинутые складки (Таконский аллохтон). Таким образом, сохранилось лишь западное крыло грабенообразного прогиба, восточное крыло которого срезано шарьированными массами или погребено под ними.

В пределах северной части залива Св. Лаврентия грабен постепенно расширяется до 100—150 км, а севернее, в проливе Белл-Айл, отделяющем о-в Ньюфаундленд от Лабрадора, снова сужается до нескольких десятков километров. Согласно новейшим данным [134], в выполнении грабена участвуют как кембрийско-ордовикские отложения, накопившиеся до надвигания Таконского аллохтона, так и более молодые терригенно-карбонатные отложения силура и нижнего девона, перекрывшие фронт надвига на юго-восточном крыле грабена. В районе пролива Белл-Айл можно видеть восточное приподнятое крыло грабена, выраженное здесь поднятием хр. Лонг-Рейндж на западе Ньюфаундленда — тектоническим полуокном во фронтальной части каледонид, в котором обнажаются метаморфические протерозойские образования. На юго-восточном борту грабена — в поднятии Лонг-Рейндж и его продолжении — о-ве Белл-Айл наблюдаются продольные рои базальтовых даек с абсолютным возрастом 600 млн. лет, а на северо-западном Лабрадорском борту — останцы комагматичных им базальтовых покровов, которые рассматриваются как самые ранние признаки существования северной части рифтовой системы [155]. На северо-западном борту грабена залива Св. Лаврентия, на берегу Лабрадора находятся шток щелочных сиенитов и анортит-габбро-сиенитовый массив с возрастaми соответственно 570 и 540 млн. лет, что отвечает началу кембрия. Близкий возраст (560 млн. лет) имеет дайкоподобная интрузия габбро на северо-западном борту грабена долины р. Св. Лаврентия севернее Монреаля.

Наиболее крупный поперечный грабен Оттава протяженностью около 400 км пересекает метаморфический пояс Гренвиль в западно-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении; на востоке в районе Монреаля он смыкается с грабеном Св. Лаврентия, а на западе расщепляется на грабен Ниписсинг, служащий его непосредственным продолжением, и грабен Тимискаминг, про-

Рис. 26. Схематическая карта структур, размещения магматических образований и разрезы рифтовой системы Св. Лаврентия. По П. С. Кумарапели (1978 г.), с изменениями

1 — Канадский щит; 2 — разломы, пересекающие и ограничивающие грабены рифтовой системы; 3 — отложения нижнего палеозоя в них; 4 — предполагаемое продолжение рифтовой системы под заливом Св. Лаврентия; 5 — каледонская складчатая область Северных Аппалачей; 6 — фронт шарьяжа; 7—8 — проявления вендского магматизма (0,7—0,6 млрд. лет); 7 — рой диабазовых даек, 8 — базальты; 9—13 — проявления раннекембрийского магматизма (570—540 млрд. лет); 9 — анортит-габбро-гранитовый комплекс, 10 — щелочные центральные массивы, 11 — то же, щелочно-карбонатитовые, 12 — районы развития мелких интрузий, 13 — дайки; 14—15 — проявления средне-позднепалеозойского магматизма (450—275 млн. лет); 14 — щелочные массивы, 15 — дайки; 16—20 — проявления юрско-мелового магматизма (150—90 млн. лет); 16 — щелочные центральные массивы, 17 — то же, щелочно-карбонатитовые, 18 — районы развития мелких интрузий, 19 — дайки, 20 — юрские габброидные интрузии в Северных Аппалачах; 21 — линии разрывов

стирающийся на северо-запад. От восточной части грабена Оттава к юго-западу отходит еще одна, менее отчетливая неглубокая грабенообразная впадина, полуотделяющая от Канадского щита Адирондакский выступ докембрия. Древнейшими образованиями, фиксирующими начало рифтогенеза в этой зоне, является Гренвильский дайковый рой, — широкая (до 100 км) зона развития параллельных даек толеитовых базальтов, возраст которых по палеомагнитным данным ориентировочно оценивается в 700 млн. лет. Следующими по возрасту являются дайки сиенитов (575 млн. лет) и четыре щелочно-карбонатитовых массива центрального типа, несущих редкометалльное ниобиевое оруденение (565 млн. лет), которые располагаются цепочкой вдоль оси грабена Ниписсинг в районе одноименного озера. Совершенно сходен с ними по составу и возрасту центральный массив Сен-Оноре, приуроченный к грабену Сагены, пересекающему более северный участок пояса Гренвиль в западно-северо-западном направлении. Внедрение всех этих интрузивных тел происходило до накопления нижнепалеозойских карбонатных отложений, разрез которых в восточной части грабена Оттава включает кембрий — верхний ордовик, а в западной части этого грабена и грабенах Ниписсинг и Сагены — только средний ордовик, с размывом налегающий на щелочные массивы. В грабене Тимискаминг сохранились также верхнеордовикские и силурийские отложения. Нижнепалеозойские породы залегают полого, но разбиты многочисленными сбросами субширотного, северо-западного и отчасти северо-восточного простирания на множество мелких блоков. На участке сочленения грабена Оттава с грабеном Св. Лаврентия у г. Монреаль выступает высоко приподнятый горст, сложенный гранулитами. Вне грабена в Гренвильской зоне нижнепалеозойские отложения отсутствуют, хотя первоначально, маломощные карбонатные ордовикские осадки, вероятно, были более широко распространены. Но и в пределах самих грабенов, за исключением восточной котловины грабена Оттава, нижний палеозой очень сильно размыв и сохранился лишь в виде небольших фрагментов, тогда как на большей их части обнажаются метаморфические комплексы докембрия, разбитые сбросами и рассеченные густой сеткой трещин.

Помимо позднедокембрийских и раннекембрийских, в грабене Оттава известны интрузивные тела, для которых К-Аг методом определен более молодой возраст — сиенитовые штоки (450 млн. лет), дайки карбонатитов (320 млн. лет) и слюдяных перидотитов (275 млн. лет). Эти цифры, отвечающие верхам ордовика, карбону или перми, могут указывать на длительность и многофазность интрузивного процесса, свойственного режиму становления щелочных комплексов активизированных платформенных зон. К участку сочленения грабенов Оттава и Св. Лаврентия — Монтерегийской магматической области — приурочено большое число еще более молодых щелочных и щелочно-карбонатитовых, также ниобиеносных интрузий центрального типа, датироваемых

в интервале 120—90 млн. лет, что отвечает раннему—началу позднего мела. Зона распространения мезозойских интрузий, лежащая на продолжении грабена Оттава, пересекает в юго-восточном направлении всю Аппалачскую складчатую систему, а на ее дальнейшем продолжении в западной части Атлантики находится цепь подводных вулканических гор — хр. Кельвина. Близкие по возрасту позднелурские — раннемеловые (120—150 млн. лет) дайкообразные тела карбонатитов, лампрофиров и других пород встречены также на западе и востоке грабена Св. Лаврентия и в грабене Тимискаминг. Таким образом, на протяжении огромного времени — с венда до мела, т. е. более полумиллиарда лет рифтовая система Св. Лаврентия и, в частности, его наиболее магматически активная зона — Оттава с ее юго-восточным трансатлантическим продолжением — сохраняли свойственные им петрохимические и металлогенические особенности.

Возникновение палеорифтовой системы Св. Лаврентия П. Кумарапели связывает с заложением Аппалачского геосинклинального пояса, происходившим в позднем рифее—венде, т. е. с ранней («рифтовой» по терминологии некоторых исследователей) стадией геосинклинального цикла. В эту стадию формировались рои базальтовых даек в зонах интенсивного горизонтального растяжения, проходящих вдоль края геосинклинали, а также отходящих от него в сторону платформы на участках «тройного сочленения». Становление щелочно-карбонатитовых центральных интрузий в начале кембрия, по-видимому, происходило в условиях ослабления или временного прекращения растяжения. Значительное воздымание и денудация краевой части платформы продолжались вплоть до позднего кембрия или даже начала ордовика, когда она стала испытывать погружение, наиболее интенсивное вдоль края геосинклинали, а также в некоторых поперечных зонах тектоно-магматической активности. Но вопрос о том, когда в этих зонах возникли рифтовые формы—грабены и полуграбены, остается открытым. Согласно П. Кумарапели, эти грабенообразные структуры в основном были сформированы в течение позднемезозойской эпохи регенерации рифтовой системы — в конце юрского и меловом периодах. Кажется, однако, что с этой эпохой было связано лишь «подновление» структуры грабенообразных впадин (в особенности в районе Монреальского «узла»), а заложение и основные периоды их формирования следует, скорее, отнести к раннему и отчасти среднему палеозою. При решении этого вопроса следует учитывать эволюцию кинематических обстановок в каледонской геосинклинальной области Северных Аппалачей. Кембрий и первая половина ордовика были эпохой преобладающего растяжения — умеренного во внешней, миогеосинклинальной зоне Аппалачей, приплатформенному крылу которой в сущности отвечает грабен (точнее — полуграбен) Св. Лаврентия, и более значительного во внутренних, эвгеосинклинальных зонах, где оно привело к разрывам континентальной коры, новообразованию коры океанического типа и формированию офиолитового ком-

плекса. Затем последовала эпоха нарастающего сжатия внутренних зон геосинклинального пояса (вторая половина ордовика), завершившаяся в конце ордовика их раздвиганием, смятием и шарьированием в направлении платформы с частичным тектоническим перекрытием внешней зоны. В силуре — раннем девоне напряжения спадают, и во внутренних зонах Аппалачей развиваются новые прогибы, выполненные мощными терригенными и пестрыми по составу вулканическими образованиями; погружения возобновляются и на отдельных участках внешней зоны. В среднем девоне начинаются поздние, завершающие деформации сжатия и поднятие во внутренних зонах (акадская складчатость), сопровождаемые формированием синорогенных средних и кислых интрузий. В позднем девоне во внутренних зонах снова возникает обстановка некоторого растяжения, в общем сохраняющаяся в течение всего карбона и ранней перми, когда в многочисленных межгорных впадинах и грабенах накапливались мощные моласовые толщи. Наиболее обширная впадина Нью-Брансуик перекрывает все внутренние зоны Северных Аппалачей, разделив их южный (материковый) и северный (нюфаундлендский) сегменты.

В свете сказанного можно полагать, что продольная впадина (полуграбен) Св. Лаврентия, ограниченная сбросами со стороны платформы, уже существовала в конце ордовика, когда на нее были надвинуты со стороны внутренних зон геосинклинальной области складчато-чешуйчатые структуры Таконского аллохтона. В самой северной части Аппалачей в районе пролива Белл-Айл зона Св. Лаврентия приобретает вид самостоятельного грабена, обособленного от внутренних зон геосинклинального пояса горст-антиклинальным поднятием Лонг-Рейндж — «обломком» протерозойского метаморфического фундамента Гренвильской зоны. На это поднятие в таконскую фазу также были шарьированы аллохтонные чешуи из внутренних зон, которые перекрыли его, и сейчас оно выступает как тектоническое полуокно. После прекращения деформаций сжатия в Северных Аппалачах широкий северо-восточный участок продольной впадины Св. Лаврентия, расположенный в северо-западной части одноименного залива, в силуре возобновил погружение, продолжавшееся до раннего девона. Одновременно, в течение позднего кембрия и ордовика, а местами и силура (например, в грабене Тимискаминг) происходило проседание поперечных, вдающихся в платформу грабенов — входящих авлакогенов. О дифференцированном на площади характере опусканий в них свидетельствует, например, увеличение мощности и полноты разреза нижнего палеозоя во внутренней части впадины Оттава. В этих грабенах таконские деформации сжатия, вероятно, отразились слабо вследствие того, что они были вытянуты в направлении оси максимальных сжимающих напряжений, а может быть, даже способствовали их развитию, подобно тому, как это имело место на ранних стадиях развития Верхнерейнского грабена (в позднем эоцене—олигоцене). Кинематическая обстановка, благоприятная для активизации впадин системы

Св. Лаврентия, возникала также в конце девона — начале перми; возможно, что осадки этого возраста также накапливались в них, особенно в поперечных грабенах, но были уничтожены денудацией при последующем поднятии Гренвильской зоны. С этим предложением согласуется наличие в грабене Оттава перидотитовых и карбонатитовых даек каменноугольного и раннепермского возраста.

Подновление грабенов системы Св. Лаврентия могло происходить не только в конце юры и в течение мелового периода, но и прежде всего в позднем триасе — начале юры, когда формировалась система грабенов во внутренних зонах Южных и Северных Аппалачей, связанная с началом формирования впадины Северной Атлантики. Последняя же фаза активизации грабенов, очевидно, имела место в плиоцене—антропогене, о чем свидетельствует приуроченность к ним крупных депрессий современного рельефа (залитов, проливов, многих озер и др.).

Хотя процесс полного разобщения Гренландской и Североамериканской платформ и раздробление северной окраины последней завершился в мезо-кайнозойе, начался он еще в позднем протерозое и продолжался в палеозое. Этот процесс, затронувший на севере Американского континента широкую площадь, протекал под влиянием геосинклинальных поясов, обрамлявших в палеозое северную часть Североамериканско-Гренландской платформы с востока и с севера, — Северо-Атлантического каледонского, северный фрагмент которого мы видим в Восточной Гренландии, и Франклинского или Иннуитского раннегерцинского. Процессы деструкции платформы распространялись на северную часть Североамериканско-Гренландской платформы со стороны обоих палеозойских геосинклинальных, а позднее складчатых поясов, т. е. с юго-востока и севера. В последнее время, благодаря успехам в картировании полярных областей и шельфа Канады, была выявлена система узких линейных палеозойских грабенов северо-западного простирания, разделяющих глыбы докембрийского фундамента Лабрадора и Баффиновой Земли и глубоко вклинивающихся в последнюю с юго-востока, со стороны Лабрадорского моря [134] — см. рис. 22, Б. Они выполнены ордовикскими, силурийскими и нижнедевонскими эпиконтинентальными платформенными отложениями, которые на севере платформы заполняют также ряд обширных синеклиз (Гудзонова залива, Фокса и др.). По-видимому, первоначально они были распространены на севере Североамериканской платформы значительно шире, но позднее — скорее всего на рубеже силура и девона или в раннем девоне — вследствие процессов растяжения в юго-западном — северо-восточном направлении были разбиты сбросами северо-западного простирания на ряд грабенов и горстов, с которых нижнепалеозойский покров был впоследствии смыт. В пользу такой интерпретации говорят, например, срезание северной части округлой синеклизы Унгава, выполненной ордовикскими отложениями, южным краевым сбросом грабена Гудзонова пролива, и многие аналогичные структурные

соотношения, наблюдаемые в северной части синеклизы Гудзонова залива и на ряде других участков этого региона. С предположением о накоплении самой верхней части отложений, выполняющих грабены (лудловско-жединского и, возможно, более молодого возраста) в полуизолированных узких впадинах, согласуется их литологический состав (конгломерато-песчано-алевритоглинистые осадки, ангидриты, соль и пр.), существенно отличный от карбонатно-глинистых отложений открытого моря ордовика — нижнего силура. Возможность возникновения грабенов в более позднее время мало вероятна в связи с полным отсутствием в заполнении грабенов отложений моложе раннего девона. Однако, судя по отчетливому прямому проявлению рассматриваемых блоковых структур в современном рельефе, можно предполагать, что они были подновлены в плиоцен-четвертичное время, чему, несомненно, способствовал режим неоднократных гляциоизостатических нагрузок и разгрузок, «расшатывавших» неоднородную структуру кристаллического фундамента.

Длина рассматриваемых грабенов составляет от 300—500 до 1000 км, а ширина от 20 до 50—100 км. Самый широкий, протяженный (до 1000 км, а с кулисно подставляющими его на западе грабенами — до 1200 км) и, по-видимому, глубокий грабен этой системы протягивается по дну Гудзонова пролива, определяя его конфигурацию и морфологию дна. О возобновлении его проседания в новейшую эпоху говорит то, что глубины в этом бассейне составляют 200—600 м, а в одном из кулисно подставляющих его на западе грабенов — даже превышают 1000 м. Амплитуда вертикальных перемещений по ограничивающим грабены сбросам превышает 1—2 км. Грабен Гудзонова пролива и более короткие грабены восточной части Баффиновой Земли на востоке вливаются в огромную мезо-кайнозойскую депрессию Лабрадорского моря и, очевидно, располагаются на некотором протяжении в пределах ее западной краевой части. Здесь на юго-восточном продолжении грабенов Гудзонова пролива и залива Фробишер вдоль побережья Лабрадора тянется весьма длинная грабенообразная впадина глубиной до 8—10 км и более, установленная геофизическими исследованиями. В ее заполнении, возможно, участвуют не только мезо-кайнозойские, но и палеозойские отложения. Вместе с тем, горстовые поднятия в юго-восточной части Баффиновой Земли «обрубаются» с востока субмеридиональными сбросами, приводящими в соприкосновение нижнедокембрийские гнейсовые комплексы Баффиновой Земли с ордовикскими, силурийскими и нижнедевонскими отложениями, слагающими прибрежную северную часть Лабрадорского моря и, очевидно, выстилающими значительные пространства его ложа.

Ряд палеозойских грабенов северо-западного простирания, «вливающихся» с юго-востока и северо-запада в синеклизу Фокс, известен в юго-западной части Баффиновой Земли, а северо-восточный борт этой синеклизы контролируется сбросами того же простирания. Несколько аналогичных, выполненных ордовиком,

грабенов северо-западного простирания разбивает северную часть о-ва Баффинова Земля. Здесь же имеется и более древний, средне-рифейский грабен северо-западного простирания, в который «вложены» более мелкие палеозойские грабены. Широкое развитие палеозойских грабенов и сбросов северо-западного простирания в юго-восточной, юго-западной и северо-западной частях Баффиновой Земли позволяет предполагать, что и конфигурация ее северо-восточного побережья, вытянутого в том же направлении, контролируется разломами и грабенами, скрытыми под водами западной части Баффинова моря. Следует отметить, что вдоль северо-восточного побережья Баффиновой Земли проходит выявленная геофизическими исследованиями линейно вытянутая впадина глубиной до 6 км. Ее западным продолжением служит грабен пролива Ланкастер, в выполнении которого участвуют верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения [149]. Таким образом, весьма возможно, что в палеозое, во всяком случае с ордовика до девона, между Канадой и Гренландией, в пределах западной части Лабрадорского и Баффинова морей, существовала система впадин, по крайней мере, частично грабенообразных, занимавшая морским бассейном, но ширина ее, вероятно, была меньше ширины этих современных глубоководных впадин.

При геологическом картировании Канадского шельфа установлено [134], что у восточного края п-ова Лабрадор контуры кембрийских и пенсильванских отложений приобретают северное и северо-северо-западное простирание, уходя в пространство между Лабрадором и Южной Гренландией. Все сказанное свидетельствует о том, что обособление Североамериканской и Гренландской платформ началось, по-видимому, еще в рифее и продолжалось в палеозое.

К западу от впадины Гудзонова залива, Баффиновой Земли и пролива Кеннеди, разделяющего Гренландию и Землю Элмира, структурный план платформы, и в том числе план расположения палеозойских структур ее чехла, резко изменяется с диагонального на ортогональный. В значительной мере ортогональный план продолжает «сквозить» и севернее, в пределах Иннуитской палеозойской складчатой системы и наложенной на нее впадины Свердрупа, что может указывать на их заложение на древнем континентальном фундаменте, общем с таковым северной окраины платформы. Северо-западная окраина платформы отличается от северо-восточной также более широким развитием на ее поверхности платформенного чехла с большей мощностью и стратиграфической полнотой его разреза, позволяющей рассматривать северо-западную окраину Североамериканской платформы в качестве области перикратонного погружения. В ее пределах более широким распространением пользуется рифей, в основании палеозойского комплекса ниже карбонатных толщ ордовика и силура часто присутствуют терригенные отложения верхнего отдела, а в самых северных районах — более низких горизонтов кембрия.

Главным «мотивом» тектонического плана северо-западной окраины Североамериканской платформы является сочетание в нем долготно- и широтновытянутых разрывных и складчатых структур, границ платформенных впадин и поднятий. Проявлением его является и коленчатая конфигурация границ Иннуитского складчатого пояса и платформы, состоящей из ряда широтных и долготных отрезков. Вряд ли можно сомневаться, что этот ортогональный структурный план контролируется наличием в фундаменте северо-западной окраины Североамериканской платформы глубоких зон разломов двух взаимно перпендикулярных направлений, причем некоторые из этих зон являются более или менее типичными авлакогенами. В первую очередь это относится к меридиональной зоне поднятий Бутия—Корнуолс, которая в южной своей части разделяет синеклизы Виктория и залива Бутия, а в северной «внедряется» с юга в палеозойскую многоэосинклинальную складчатую область, как бы разрывая ее на две изолированные складчатые зоны — Парри и Элмира, и даже проникает в пределы впадины Свердруп. Общая длина долготной зоны Бутия — 900—1000 км (не считая ее мезо-кайнозойского продолжения в бассейне Свердруп, составляющего еще 200—300 км), ширина — 100—150 км. Большая южная часть зоны в пределах п-ова Бутия и западной части о-ва Сомерсет (около 600 км длиной) сложена метаморфическими образованиями архея или нижнего протерозоя, деформированными или переработанными гудзонской орогенной (1,7 млрд. лет назад), структуры которых в пределах этого выступа характеризуются меридиональными простираниями. Как на западе, так и на востоке поднятие ограничено ступенчатыми разломами типа взбросов, придающими ему форму веерообразного горста [150] — см. рис. 23, В. По этим разломам докембрийские метаморфические образования ядра поднятия надвинуты на смятые и запрокинутые в принадвиговых зонах обоих крыльев отложения верхнего кембрия, ордовика, силура, а также трансгрессивно и местами несогласно залегающего нижнего девона. Приводовая часть поднятия разбита сбросами; в некоторых блоках сохранились кембро-ордовикские отложения, сходные с таковыми смежных впадин. Следовательно, в раннем палеозое зона Бутия не была выражена в виде поднятия (а может быть, даже испытывала некоторое погружение относительно смежных районов плиты). Воздымание зоны Бутия по ограничивающим ее разломам началось перед девонем, что привело к частичному размыву в полосе поднятия нижнепалеозойского чехла, приостановилось во время накопления обломочных толщ нижнего девона, а затем возобновилось, приведя к формированию современной структуры этой горстовой зоны.

Севернее широтной зоны разломов Барроу—Ланкастер докембрийское ядро поднятия Бутия погружается под мощный чехол ниже-среднепалеозойских отложений, слагающих меридиональную Корнуолскую складчатую зону протяженностью около 350 км, разбитую продольными сбросами и взбросо-надвигами, плоскости

которых веерообразно наклонены к ее оси (см. рис. 23, Б). Корнуолская зона довольно простых складок, образующих слабо выраженный антиклинорий, формировалась в две стадии — предсреднедевонскую и послепозднедевонскую (раннекаменноугольную), разделенные фазой поднятия и размыва, поскольку отложения среднего и верхнего девона в пределах зоны Корнуолс залегают на подстилающих с угловым несогласием и сами смяты в более пологие складки. Приосевая часть Корнуолской зоны осложнена местами узкими продольными грабенами. По разлому, ограничивающему Корнуолскую зону с запада, происходит торцовое сочленение ее с широкой миогеосинклинальной складчатой зоной архипелага Парри, складки которой, возникшие в начале карбона, под прямым углом подходит почти вплотную к зоне Корнуолс, лишь у самого ее края несколько изгибаясь к югу. В северной части восточного края Корнуолской зоны наблюдается аналогичная картина ее торцового сочленения с Центрально-Элсмирской складчатой зоной. В целом, зону Бутия—Корнуолс следует, по-видимому, рассматривать как входящий палеозойский авлакоген, испытавший в среднем палеозое инверсию, выразившуюся в некотором сжатии и поднятии и приведшую в южной его части, где поднятие началось раньше и было более значительным, к возникновению веерообразного горста, а в северной, где воздымание началось позднее и проявилось слабее, — к формированию зоны складчато-глыбовых дислокаций. Интересно, что контролирующие его разломы фундамента пересекают не только периферическую зону платформы, но и продолжают далеко в глубь миогеосинклинальной складчатой области, указывая на наличие под ними общего докембрийского основания.

Можно предполагать, что структурами типа авлакогенов, испытывавшими в палеозое инверсию, являются узкое валообразное меридиональное поднятие с выходами рифея в ядре, расположенное в юго-восточной части о-ва Виктория, а также более широкие валообразные поднятия с рифейским ядром — например, субширотное поднятие Минто в северной части того же острова и поднятие, простирающееся в долготном направлении от оз. Медвежьего к южному концу о-ва Банкс. В отличие от зоны Бутия—Корнуолс, они принадлежат не к входящим, а внутриплатформенным структурам, с чем, очевидно, связана меньшая тектоническая «зрелость» этих зон.

Очень своеобразной сложной полициклической структурой авлакогенного типа, продолжавшей свое развитие в мезозое, являлась в палеозое меридиональная зона гор Ричардсона [5, 94]. Она отсекает от Североамериканской платформы Юконский (Эскимосский) срединный массив, отделяющий Аляскинский сегмент складчатого пояса Кордильер от раннегерцинской омоложенной в мезозое складчатой зоны хр. Брукса на севере Аляски. Последняя в свою очередь, возможно, является западным продолжением раннегерцинской Иннуитской складчатой системы, а именно — складчатой зоны архипелага Парри, с которой она может коллен-

чато сочленяться посредством предполагаемого субмеридионального промежуточного звена, погребенного под мезо-кайнозойским чехлом в восточной мелководной части моря Бофорта. Таким образом, зона гор Ричардсона, связывая мезозойский Кордильерский и раннегерцинский Иннуитский геосинклинальные складчатые пояса и отделяя от лежащей между ними платформы ее узкий западный «аппендикс», представляет типичный сквозной авлакоген. Контролирующая его долготная зона разломов, вероятно, существовала уже в позднем протерозое, отделяя в то время от древней платформы зону с более молодым (рифейским?) фундаментом. В течение раннего и среднего палеозоя авлакоген гор Ричардсона представлял интенсивно погружавшуюся впадину, в которой накопилось более 7 км кембро-силурийских и верхнедевонско-нижнекаменноугольных платформенных отложений. Первые поднятия, сопровождавшиеся внедрением гранитоидной магмы, происходили в этой зоне, как и в зоне Бутя—Корнуолс, в раннем девоне, но основная фаза инверсии движений — сжатия и воздымания, приводивших к формированию складчатой структуры антиклинорного типа, произошла после раннего карбона, одновременно с аналогичными деформациями в зоне хр. Брукса и южной зоне Иннуитской системы s. str. Возникновению миниатюрного интракратонного складчатого сооружения хр. Ричардсона сопутствовало заложение на обоих его флангах «краевых» прогибов — Мидчанелского на востоке, на границе с платформой, и Олдкроуского на западе, на границе с Юконским массивом, выполненных верхнекаменноугольными и нижнепермскими молассами. Завершающие герцинские поднятия в зоне гор Ричардсона, сопровождавшиеся внедрением новой генерации гранитоидов, произошли в поздней перми — начале триаса. В мезозое (с позднего триаса до мела) обе краевые впадины, а частично и поднятие гор Ричардсона, развивавшиеся в эту эпоху в тесной связи с геосинклинальным поясом Кордильер, вновь были вовлечены в опускание, завершившееся на рубеже мела и кайнозоя, в ларамийскую фазу складчатости, новыми сильными деформациями и общим поднятием. Структурные соотношения авлакогена гор Ричардсона и складчатой зоны хр. Брукса сходны с таковыми авлакогена Корнуолс и складчатой зоны о-ва Парри. Эти зоны под прямым углом подходят с запада к авлакогенам, утыкаясь в них, и их дальнейшее восточное продолжение в обоих случаях смещается к северу, но при сочленении зон Брукса и Ричардсона смещение оказывается значительно большим.

В западной части Североамериканской платформы, прилегающей к Кордильерскому геосинклинальному поясу, типичные палеозойские авлакогены или палеозойские деформации в позднепротерозойских авлакогенах неизвестны. Однако в позднем палеозое в пределах современной области Южных Скалистых гор возник глубокий прогиб, выполненный молассовыми толщами средне-позднекаменноугольного и пермского возраста мощностью до 3—4 км, сходными с одновозрастными терригенными толщами впа-

дины Анадарко, Ардмор и др. в тектонической зоне Вичита. Этот прогиб, обрамлявшийся зонами поднятия докембрийского фундамента, простирался от восточного конца рифейского авлакогена Уинта в юго-восточном направлении, пересекая территорию штата Колорадо, а южнее, в пределах северной части штата Нью-Мексико, приобретая меридиональное направление [38] (F. King, 1978).

Средняя и южная части прогиба совпадают с кайнозойской рифтовой зоной Рио-Гранде (включая ее краевые поднятия), а прогиб в целом ограничивает с востока юго-западную часть Североамериканской платформы — массив плато Колорадо — от остальной территории платформы. Поэтому всю зону позднепалеозойских прогибов и поднятий можно назвать Периколорадской системой. Позднепалеозойские структуры этой системы представляли, по-видимому, крупные коробления земной коры в условиях некоторого сжатия. Локализация этих структур, очевидно, контролировалась теми же крупными структурными неоднородностями, которые впоследствии, также в условиях сжатия, предопределили тектонический план ларамийских деформаций, а позднее — позднекайнозойских рифтовых структур, формировавшихся в условиях общего растяжения. Выше упоминалось, что Периколорадская зона позднепалеозойских впадин и поднятий смыкались или почти смыкалась на юго-востоке с зоной палеозойского авлакогена Вичита, существовавшей с конца рифея. Поэтому можно допустить, что зоны глубоких разломов в фундаменте платформы, предопределившие возникновение и неоднократную регенерацию Периколорадской системы, также возникли еще в позднем докембрии.

В целом, рифтовые структуры на Североамериканской платформе развивались в течение палеозоя в более ограниченных зонах, тяготеющих к наиболее активным геосинклинальным поясам, обрамлявшим платформу, и не проникали так далеко в ее внутренние части, как в позднем протерозое. Исключение составляет северная окраина Канадского щита, подвергавшаяся в конце раннего — начале среднего палеозоя сильному раздроблению и растяжению, приведшему к возникновению или активизации системы грабенов северо-западного простирания в области Гудзона пролива и Баффиновой Земли и долготных и широтных авлакогенов в более западной части Арктического побережья Канады.

Фазы интенсивных деформаций сжатия в обрамляющих платформу геосинклинальных областях отражались главным образом в тех авлакогенах, которые приурочивались к входящим углам края платформы и совпадали по своей ориентировке с простиранием смежных участков геосинклинальной области, подвергавшихся в это время горизонтальному сжатию. В этих авлакогенах погружение сменялось поднятием, растяжение — сжатием и возникали складчатые, складчато-глыбовые и глыбовые (горстовые) структуры, ограниченные взбросо-надвигами, а по бортам этих

инверсионных поднятий возникали небольшие компенсационные краевые впадины.

В мезо-кайнозое тектоническая обстановка проявления рифтогенеза на Североамериканском континенте, как и в других регионах Земли, существенно изменяется по сравнению с рифеем и палеозоем. Если ранее рифтовые структуры, как правило, возникали и развивались в тесной связи с заложением и этапами эволюции обрамляющих платформу геосинклинальных и эпигеосинклинальных орогенных поясов (лишь в зоне, разделявшей Северную Америку и Гренландию, можно предполагать зачатки «автономного» от развития геосинклиналей процесса деструкции древней платформы), то в мезо-кайнозое ведущую роль приобретает процесс деструкции континентальной коры платформ и складчатых областей, связанный с раздроблением и горизонтальным растяжением обширных внегеосинклинальных зон Земли, ведущий к формированию впадин северной части Атлантического и Арктического океанов и «обновлению» структуры ложа Тихого океана. Проявления мезозойского и кайнозойского рифтообразования на Североамериканской платформе и ее складчатом обрамлении подчинены этому глобальному процессу.

С наибольшей силой этот процесс проявился в Американском секторе Арктики, где он привел к полному разобщению Гренландской и Североамериканской платформ и раздроблению северной окраины последней на множество горстообразных обломков, разделенных различно ориентированными грабенами. На юго-востоке и юго-западе Североамериканского континента рифтообразование, связанное с развитием, расширением и «обновлением» ложа океанов, происходившее соответственно в мезозое и в позднем кайнозое, в основном проявлялось в пределах обрамлявших Североамериканскую и Гренландскую платформы Аппалачско-Уачитской и Восточно-Гренландской палеозойских и Кордильерской мезозойской складчатых эпигеосинклинальных областей и в значительно меньшей мере затронуло некоторые прилегающие к ним периферические участки платформ.

На северной периферии Североамериканской платформы — в области Канадского Арктического архипелага, лежащей к западу от Баффиновой Земли и северной части Гренландии, эпиплатформенный рифтогенез проявлялся, как уже отмечалось, в палеозое, а возможно, также уже в рифее, связанный с существованием длительно живущей ортогональной сетки разломов и подчиненных ей протяженных грабенов и горстов (зоны Бутия—Корнуолс, Ланкастер и др.). Некоторые из этих структур продолжали развиваться в мезозое и кайнозое. К числу их относится широтный грабен пролива Ланкастер, ответвляющийся к западу от субокеанической впадины Баффинова моря и продолжающийся к западу через пролив Барроу—Мелвилл—Мак-Клур до котловины моря Бофорта в Северном Ледовитом океане. Длина всей цепочки коленчато сочлененных грабенов Ланкастер—Мак-Клур достигает 1500 км. Наиболее изучена его восточная часть — собственно гра-

бен (авлакоген) Ланкастер. Дж. Керр [149] рассматривает его как затухающую западную ветвь в тройном сочленении рифтовых структур в северо-западной части впадины Баффинова моря (в качестве третьей ветви трактуется раздвиго-сдвиговая зона, идущая на северо-северо-восток к проливу Кеннеди). В выполнении авлакогена Ланкастер участвуют рифейские осадочно-вулканические образования и отложения нижнего палеозоя, а также синхронные главной фазе проседания авлакогена породы верхнего мела и палеогена мощностью до 6 км, прорванные редкими небольшими интрузивными телами. Эта фаза углубления и растяжения в грабене Ланкастер совпадает с главной фазой «раскрытия» межконтинентальной Лабрадорско-Баффиновой рифтовой зоны, а также других рифтогенных структур области Канадского архипелага. В дальнейшем отложения, выполняющие восточную часть грабена Ланкастер, подверглись смятию, поднятию и частичной деструкции. По-видимому, это произошло одновременно с деформациями сжатия, мощно проявившимися в более северной области—впадине Свердруп в позднем эоцене — олигоцене. Позднее, по-видимому, с позднего миоцена до современности, вновь происходило погружение грабена Ланкастер, дно которого в западной его части опущено ныне до 500 м, а в восточной — даже более чем на 1000 м. Аналогичные кайнозойские грабенообразные структуры приурочены к широтному проливу Джонс, длототно вытянутому глубоководному (до 1 км и глубже) заливу Бутия и многим другим проливам и заливам области Арктического архипелага и северного побережья Северной Америки. Эти впадины выполнены толщами палеогеновых терригенных отложений, главным образом песчаников континентального происхождения, мощность которых доходит до 3 км [187]. Разделяющие их острова и полуострова представляют собой горстовые или сводово-горстовые поднятия, несомненно, подновленные позднекайнозойскими воздыманиями, о чем говорят значительные высоты их водораздельных участков (до 1—1,5 км) и присутствие на них высоко приподнятых останцов палеогеновых отложений. К их числу относятся, в частности, зона авлакогена Корнуолс, вновь сводообразно-приподнятая и распространившаяся далеко на север по простиранию вплоть до центральной части впадины Свердруп.

В крайнем северо-восточном углу Североамериканской платформы в позднем мезозое и кайнозое дважды активизировалась субмеридиональная зона авлакогена Ричардсона, отделяющая эту платформу от Юконского массива и складчатой зоны гор Брукса. После возникновения в этом авлакогене в позднем палеозое инверсионного Центрального поднятия и сопряженных с ним краевых впадин, последние в позднем мезозое испытали новое довольно глубокое погружение и были перекрыты несогласно залегающими отложениями верхней юры и нижнего и верхнего мела мощностью до 2—2,5 км [5]. Разделяющее впадины поднятие гор Ричардсона, также частично перекрывавшееся мезозойским чехлом, на рубеже мела и палеогена вновь было приподнято и не-

сколько надвинуто по зоне глубинного разлома Донна-Ривер на прилегающую к нему с востока Мидчанелскую впадину, в смежной западной части которой образовались сильно сжатые и даже запрокинутые субмеридиональные складки. Строение западной краевой впадины Олдкроу, или Поркьюпайн, более простое, но и в ней в мезозойских отложениях образовались линейные складки. В кайнозое в сводовой части поднятия гор Ричардсона возникла долготновытянутая, наложенная на его ядро впадина Боннет-Плам, выполненная континентальными кайнозойскими нерасчлененными образованиями, но в целом оно испытало новое воздымание, и современные высоты гор Ричардсона достигают 1,5—2 км. Северные части предгорных впадин, напротив, в плиоцен-четвертичное время снова испытали опускание. Мощность терригенных угленосных верхнекайнозойских отложений в северной части впадины Мидчаннел, в низовьях р. Макензи составляет 750 м. Регенерация и активность структур авлакогена гор Ричардсона в течение позднего мезозоя и кайнозоя были связаны с тектоническим развитием прилегающего к ней с юга северного Аляскинского сегмента Кордильер, где мощно проявились деформации сжатия, связанные с ларамийской эпохой складчатости, а также с дейтерогенными процессами в пределах палеозойского складчатого сооружения гор Брукса (к северу от Юконского массива), которое в меловое время испытало новое интенсивное поднятие.

Рассмотрим проявления кайнозойского рифтообразования на юго-западной окраине платформы в связи с тектонической эволюцией Кордильерского подвижного пояса в течение мезозоя и кайнозоя.

Развитие Кордильерского геосинклинального пояса, заложенного в среднем рифее, продолжалось в позднем рифее—венде, палеозое и мезозое. Начиная с позднего рифея, кроме внешней миогеосинклинальной зоны, формировалась внутренняя вулканогенная, эвгеосинклинальная зона Кордильерского пояса, а с позднего палеозоя в крайней западной части Кордильер обособилась Кламатская геосинклиналь с корой океанического типа. Развитие Кордильерского пояса протекало длительно и сложно, и продолжительные эпохи значительного погружения и горизонтального расширения земной коры некоторых зон чередовались с фазами поднятий и складчато-надвиговых деформаций в тех или иных зонах и сегментах Кордильер — в частности на рубеже среднего и позднего рифея, в конце среднего палеозоя — в раннем карбоне, на рубеже триаса и перми и в средней—поздней юре — в невадийскую эпоху складчатости, впервые сопровождавшейся мощным гранитоидным плутолизмом и приведшей к консолидации структуры внутренних зон мезозойского складчатого сооружения Кордильер. Однако после невадийских деформаций до конца мела продолжалось погружение в крайней восточной миогеосинклинальной зоне и в крайней западной эвгеосинклинальной зоне Кордильер, заложенной на коре океанического типа и, вероятно, развивавшейся в условиях ее субдукции под окраину Североамериканской платформы.

риканского континента. Развитие обеих этих зон завершилось в конце мела — начале палеогена в эпоху ларамийской складчатости — новым импульсом гранитоидного плутонизма, отмиранием прогибов и интенсивными складчато-надвиговыми и покровными деформациями. В ходе их, как и в невадийскую эпоху, происходило перемещение масс от центральных зон орогенического пояса к его периферии, т. е. в восточной миогеосинклинальной зоне — продвижение в сторону платформы особенно значительное в Скалистых горах Канадских Кордильер, а в западной, эвгеосинклинальной (Францисканской) зоне — в сторону океана.

Некоторые фазы развития пояса Кордильер отразились в движениях на прилегающей части платформы и, в частности, в пределах зон крупных разломов. Так, например, более интенсивное погружение в восточной миогеосинклинальной зоне Кордильер в начале карбона сопровождалось возобновлением глубокого погружения в поперечных субширотных рифейских авлакогенах — Монтана, где возник далеко вдающийся внутрь платформы прогиб Биг-Сноу (34) и Уинта. В среднем — позднем карбоне и перми к востоку от Кордильер, вероятно, вдоль зон древних разломов развивался глубокий, обрамленный с обеих сторон линейными поднятиями, прогиб Колорадо, который отделял от основной части платформы одноименный массив. В течение мезозоя в западной части платформы вдоль края геосинклинального пояса формировалась огромная зона перикратонного прогибания, достигающая максимальной ширины и глубины в меловое время. Ларамийские деформации сжатия в конце мела — эоцена в Кордильерском поясе сопровождалась осушением большей части этой зоны и обособлением на ее северном участке, прилегающем к канадским Скалистым горам, относительно узкого краевого прогиба. На южном же участке перикратонной зоны на рубеже мела и палеогена возникло много сравнительно небольших поднятий меридионального, северо-западного и субширотного простирания. Эти поднятия Центральных и Южных Скалистых гор подвергались интенсивному размыву, а по соседству с ними образовалось большое количество небольших молассовых впадин. В большинстве поднятий Центральных и Южных Скалистых гор обнажаются кристаллические породы нижнего протерозоя, но поднятие гор Уинта и небольшое в длину поднятие Скалистых гор Центральной Монтаны слагаются осадочными толщами среднего рифея. Широтное поднятие Уинта представляет собой горстообразный, ограниченный взбросами выступ инверсионного характера, возникший на месте одноименного авлакогена, заложившегося в среднем рифее и подновлявшегося в раннем карбоне.

Простирающееся в восточно-северо-восточном направлении поднятие Скалистых гор Центральной Монтаны представляет асимметричную валообразную структуру с крутым, контролируемым разломом в фундаменте южным и пологим северным крылом. В ядре ее обнажаются рифейские отложения авлакогена Монтана, а на крыльях — палеозоя (главным образом, породы нижнего кар-

бона, накопившиеся в прогибе Биг-Сноу, т. е. в регенерированном авлакогене Монтана) и мела. К этому поднятию приурочены также многочисленные мелкие интрузии, так называемого поперечного пояса щелочных изверженных пород, представляющие собой гипабиссальные и субвулканические тела типа силлов, лакколитов и штоков, а также остатки связанных с ними вулканических построек. Интрузивные образования представлены разнообразными по своей щелочности и кремнекислотности породами — диоритами, монцонитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, шонкинитами, местами также перидотитами и пироксенитами, а более редкие вулканические — базальтами, латитами, кварцевыми латитами и риолитами [34]. Щелочность пород постепенно возрастает по мере движения к востоку в глубь платформы.

Поднятия с более древним кристаллическим ядром, как правило, ограничиваются хотя бы с одной стороны взбросами и надвигами, нередко весьма пологими, с горизонтальной амплитудой в несколько километров, что указывает на формирование ларамийских структур Центральных и Южных Скалистых гор в условиях горизонтального сжатия\*. Хотя основное направление сжатия было субширотным, но оно сопровождалось, очевидно, и некоторым сжатием в меридиональном (в зоне Уинга) и юго-западном — северо-восточном направлении, что, вероятно, можно объяснить некоторым сокращением площади западной части Америки в процессе общего разноориентированного горизонтального сжатия. При этом зона ларамийских деформаций сжатия в Южных и в значительной мере в Центральных Скалистых горах США, как показал Ф. Кинг [38] (F. V. King, 1978), в основном наследует зону позднепалеозойских деформаций, отделившую глыбу Колорадского плато от остальной части платформы. Помимо интрузивной зоны Монтана, краевую часть платформы пересекает еще одна позднеларамийская — палеоценовая (60 млн. лет) поперечная магматическая зона Колорадо, имеющая близкое к Монтанской северо-восточное простирание. Она состоит из многочисленных интрузивных тел диоритов, монцонитов и гранит-порфиоров, рвущих поверхности ларамийских надвигов Скалистых гор. В отличие от Монтанской зоны, Колорадская магматическая зона не подчиняется простиранию крупных ларамийских разломов, наследующих палеозойские и рифейские структуры, а пересекает их под почти прямым углом. Таким образом, на рубеже мезозоя и кайнозоя почти весь огромный пояс Кордильер, за исключением узкой полосы Тихоокеанского побережья, вступил в орогенный этап развития. Ларамийские орогенные деформации, захватившие в конце мела юго-западную окранию платформы — область Цен-

---

\* О значительной амплитуде общего сжатия в пределах Центральных Скалистых гор говорит тот факт, что в одном из ларамийских поднятий этой области — горах Уинд-Ривер, по новейшим данным глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (COCORP), горизонтальное сокращение коры в результате пологих смещений по глубинным надвигам составляет не менее 21 км [12].

тральных и Южных Скалистых гор, продолжались, постепенно ослабевая, в течение палеоцена и эоцена.

По представлениям сторонников концепции тектоники плит, длительно действовавший механизм субдукции Восточно-Тихоокеанской плиты под плиту Североамериканского континента в палеогене прекратил свое существование, когда под его западную часть, т. е. область Кордильер на территории США и Западной Мексики, оказалась поддвинутой осевая зона Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса, что привело к широкому развитию в этой области в позднем кайнозое явлений растяжения. Во всяком случае, несомненно, что этот грандиозный внутриокеанический рифтовый пояс, имеющий в своей северной части северо-северо-восточное простирание, в настоящее время подходит с юга под острым углом к Тихоокеанскому побережью Америки в районе Калифорнийского залива и одноименного полуострова и далее продолжается в пределах южного (Мексиканского) и среднего (на территории США) сегментов Кордильерского орогенического пояса, а также прилегающего активизированного юго-западного участка платформы, накладываясь на невадийские и ларамийские структуры этих сооружений или, вернее (учитывая глубинную природу рифтогенеза), «проектируясь» через них на земную поверхность. При этом в связи с резкими отличиями в структуре, составе и физических свойствах океанической коры и континентальной коры эпигеосинклинального орогенического пояса и активизированной платформы рифтогенез и сопутствующий ему вулканизм в этих областях проявились в существенно различных, специфических формах.

К числу сравнительно немногих позднекайнозойских рифтогенных структур и связанных с ними вулканических зон на западе Северной Америки, которые располагаются на территории Североамериканской платформы, можно отнести восточную часть грабена Снейк — район Йеллоустонского парка, несколько вулканических районов, расположенных в пределах плато Колорадо, подновленные плиоцен-четвертичными движениями ларамийские поднятия Центральных и Южных Скалистых гор и, наконец, одну из крупнейших рифтовых зон Североамериканского континента — зону Рио-Гранде, рифтовая природа которой была распознана лишь в конце 60-х — начале 70-х годов. В последнее время эта зона подверглась детальному и комплексному геологическому, петролого-геохимическому и геофизическому исследованиям, и в настоящее время представляет одну из наиболее изученных континентальных рифтовых зон. Располагаясь внутри платформы, зона Рио-Гранде, вместе с тем, обладает некоторыми своеобразными чертами магматизма, отличающими ее от других эпиплатформенных рифтовых зон и сближающими ее с эпиорогенными рифтовыми зонами. Поскольку строение рифтовой зоны Рио-Гранде в советской литературе, и в том числе в обобщающей работе автора по кайнозойским рифтовым зонам континентов [55], почти не освещено, мы его охарактеризуем подробнее [138, 173]. Позднекайнозойская рифтовая зона Рио-Гранде простирается в общем

субмеридиональном направлении от границы Мексики и США на юге до Центральных Скалистых гор (40° с. ш.) на севере, глубоко (на 1100 км) вдаваясь в тело Североамериканской платформы и полуотделяя от

основной ее части активизированный краевой массив плато Колорадо (рис. 27). На севере она сужается, вырождается и затухает, а на юге расширяется, распадается на несколько параллельных грабенов и горстов и у г. Эль-Пасо выходит к южной границе платформы. Южным продолжением зоны Рио-Гранде уже в пределах краевой части Мексиканского сегмента складчатого пояса Кордильера является простирающаяся в юго-юго-восточном направлении еще на 1000 км широкая эпирогенная рифтовая зона Чуауа, состоящая из ряда сопряженных грабенов и горстов.

Отличалось ли развитие фундамента будущего Колорадского массива в докембрии от остальной части Североамериканской плат-

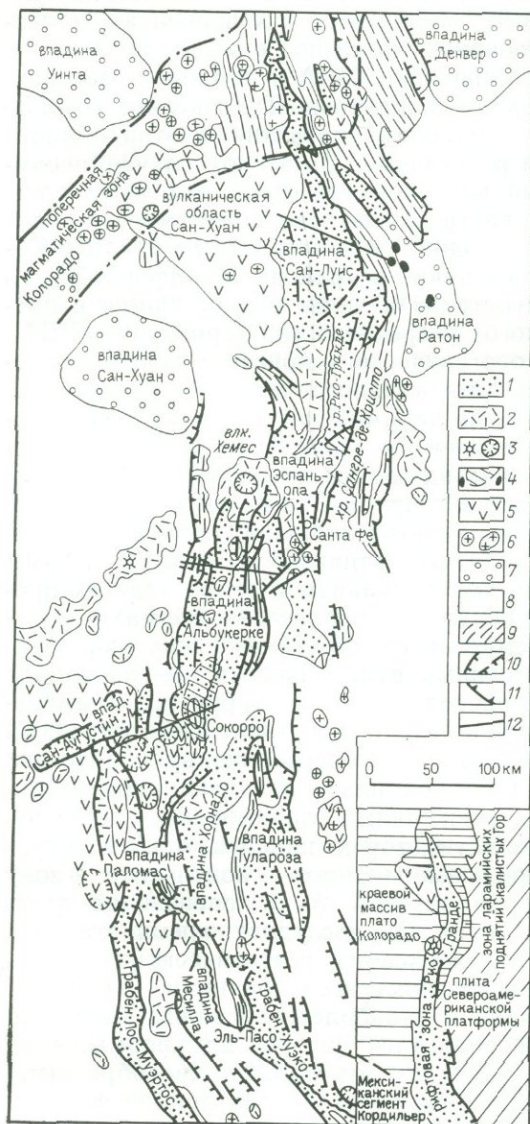


Рис. 27. Схема геологического строения рифтовой зоны Рио-Гранде. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.), по данным работы «Материалы путевода-теля...» [138] и др.

1 — неоген-четвертичные осадки, выполняющие впадины; 2 — неоген-четвертичные вулканы; 3 — крупные вулканы и кальдеры; 4 — неогеновые интрузии и не вскрытые магматические тела, выявленные геофизическими исследованиями; 5 — олигоценовые вулканы; 6 — позднемиоценовые и палеогеновые интрузии; 7 — осадочные толщи верхов мела—эоцена; 8 — палеозойско-мезозойский осадочный чехол; 9 — докембрийский фундамент; 10 — неоген-четвертичные сбросы; 11 — ларамийские взбросы и надвиги; 12 — линии разрезов на рис. 28.

На врезке — схема тектонического положения зоны Рио-Гранде

формы и к какому времени относится начало его обособления от последней — пока недостаточно ясно. Несомненно, однако, что уже в среднем рифее он был полуизолирован от остальной части платформы авлакогенами, вдававшимися в нее с запада (Уинта) и юга. Более определенно существование мобильной зоны, проходящей вдоль восточного и северо-восточного края массива Колорадо, вырисовывается в позднем палеозое (пенсильваний—пермь), когда в ней возник глубокий трог Колорадо, обрамленный с обеих сторон интенсивно растущими поднятиями докембрийского фундамента. Вновь, еще более отчетливо эта шовная зона на границе блока плато Колорадо и расположенной восточнее плиты Мидконтинента проявила себя в эпоху ларамийской орогении — в конце мела—эоцена, когда к ней оказались приуроченными интенсивные деформации сжатия и сдвига [146], выразившиеся в развитии взбросов и надвигов. В южной части Периколорадской шовной зоны, в горах Сангре-де-Кристо край Колорадского массива был надвинут на восток, на платформу, а в ее более северной части поднятия Передового хребта Скалистых гор, Парк-Рейндж, Гренит, Уинд-Ривер и другие были, напротив, надвинуты на юго-запад в сторону центральной части массива. Согласно В. Келли [146], надвиговые смещения дополнялись праводвиговыми деформациями, связанными с небольшим вращением Колорадской глыбы против часовой стрелки.

К концу эоцена деформации сжатия на юго-западной периферии платформы прекратились, а когда в середине олигоцена эта область стала подвергаться горизонтальному растяжению, оно сосредоточилось в той же ослабленной Периколорадской шовной зоне, которая являлась ареной ларамийских деформаций. В связи с тем, что позднелавозойское растяжение было ориентировано в широтном или реже в западно-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении, максимальное растяжение испытала южная часть дугообразного Периколорадского шва, имеющая юго-западное и меридиональное простирание. Именно здесь возникла рифтовая зона Рио-Гранде, максимально раскрывающаяся к югу и постепенно выклинивающаяся к северу. Северная же часть шовной зоны, где разломы приобретают северо-западное или даже субширотное простирание, не только не испытала растяжения, но, по-видимому, в связи с некоторым новым поворотом Колорадской глыбы, на этот раз по часовой стрелке, даже подверглась сжатию, приведшему к воздыманию сложенных докембрийскими образованиями горных кряжей Центральных Скалистых гор до высот в 4—4,4 км, вследствие пологого коробления коры и повторных взбросовых подвижек.

Рифт Рио-Гранде по простиранию, естественно, подразделяется на три сегмента примерно равной длины — долготный южный сегмент, средний сегмент северо-северо-восточного простирания и северный, вытянутый в северо-северо-западном направлении. Эти сегменты существенно отличаются по своей структуре, времени заложения и истории развития [173] (Ch. E. Chapin,

1979). На докембрийском метаморфическом фундаменте, выступающем в краевых и внутренних поднятиях рифтовой зоны, в пределах грабенообразных впадин нередко залегают верхнепалеозойские (средний—верхний карбон и пермь) терригенные толщи мощностью от нескольких сотен метров до 2—3 км. Местами присутствуют мезозойские и эоценовые отложения, также отложившиеся до начала рифтогенеза, общая мощность которых может достигать 2—2,5 км. Непосредственными предвестниками рифтообразования явились происходившие на некоторых участках зоны будущего рифта в олигоцене мощные извержения дифференцированных серий вулканитов известково-щелочного ряда—андезито-базальтов, андезитов и более кислых пород, в частности риолитовых пепловых туфов и игнимбритов. В южной части зоны, в вулканическом районе Дэтил-Моголлон извержения начались около 32 или даже 37 млн. лет назад, а в ее северной части — в вулканическом районе Сан-Хуан — 26—27 млн. лет назад [157, Ogden Tweto — 173] и продолжались на юге до 24—26 млн. лет, а на севере — до 20 млн. лет. Однако около 28 млн. лет назад в южной части зоны Рио-Гранде и несколько позднее — в ее более северных частях извержения дифференциатов коровой известково-щелочной магмы сменились существенно базальтовыми излияниями (W. R. Seager, P. Morgan, 1979) [173], свидетельствующими, по-видимому, о растяжении коры и поступлении магматического материала из верхней части мантии. С этого момента начинается погружение грабенообразных впадин, вероятно, первоначально несколько более широких, чем в настоящее время, и еще не ограничивающихся сбросами столь большой амплитуды. Это погружение, сопровождаемое накоплением мощных континентальных терригенных и вулканогенных образований, с перерывами продолжается до современности.

В среднем сегменте рифтовой зоны (E. Baltz, 1978; K. Manley, 1979) [138, 173] разрез выполняющих ее образований начинается с базального горизонта конгломератов, туфогенных песчаников и андезитовых туфов (0—360 м), относимого к самым верхам олигоцена — низам миоцена (26—21 млн. лет). Выше следует мощный, сложно построенный аллювиально-пролювиальный комплекс пестроцветных косослоистых частично туфогенных песков, алевролитов, рыхлых песчаников, гравелитов, конгломератов с гальками докембрийских кристаллических палеозойских осадочных и кайнозойских вулканических пород с прослоями пеплов и туфов в верхней части. Мощность этой серии Санта-Фе во впадине Эспаньола может достигать 2 км, а в соседней с юга впадине Альбукерке — далее 4 км. По возрасту она отвечает почти всему миоцену и низам плиоцена (от 21 до 4—5 млн. лет).

Более молодые плиоценовые и четвертичные континентальные отложения, с размывом, а иногда и угловым несогласием налегающие или вложенные в серию Санта-Фе, за исключением южной части рифта Рио-Гранде, маломощны и распространены фрагментарно. Верхней части серии Санта-Фе и ее стратиграфических ана-

логов соответствуют и частично перекрывают их распространённые на отдельных участках рифтовых впадин и на их бортах вулканогенные образования позднемiocенового, плиоценового и четвертичного возраста, отвечающие новой эпохе магматической активизации, которая возобновилась после длительной (7—12 млн. лет) паузы, около 13 млн. лет назад и с короткими перерывами продолжалась до современности. Они имеют бимодальный характер и представлены неоднократно излияниями толеитовых, оливиновых и щелочных базальтов и извержениями риолитовых игнимбритов и туфов. Возобновление вулканизма сопровождалось активизацией растяжения, сбросовых подвижек, погружения рифтовых впадин и роста смежных поднятий. Особенно заметная интенсификация вулканической деятельности, выраженной в мощных излияниях базальтов, и одновременное усиление растяжения, блоковых дифференцированных движений и общее поднятие области имели место между 7 и 3 млн. лет назад с главным пароксизмом 4—5 млн. лет назад. Этому времени отвечает и формирование огромного полигенного центрального вулкана Хемес в средней части рифта, завершившееся формированием кальдеры обрушения и мощными извержениями игнимбритов в эоплейстоцене и последующими внутрикальдерными экструзиями риолитов в плейстоцене. Вулкан Хемес принадлежит к плиоцен-четвертичной вулканической зоне северо-восточного простираения, пересекающей рифт и восточную часть массива Колорадо. Поздний плиоцен и антропоген характеризуются также усилением базальтового вулканизма в южной части рифта. В районе Сокорро комплексом геофизических методов на глубинах 18—20 км выявлено внедрившееся в земную кору под южной частью рифтовой впадины еще не застывшее крупное магматическое тело силло- или лакколитообразной формы, занимающее площадь около 1700 км<sup>2</sup> (E. Rhinehart *et al.*, 1979) [173]. По-видимому, это не единственный случай вторжения значительных масс горячего мантийного материала в растянутую кору рифтовой зоны.

Состав продуктов магматизма, предшествовавшего и сопутствовавшего развитию рифтогенеза в зоне Рио-Гранде, выраженный сначала вулканитами известково-щелочного ряда, а затем — контрастными бимодальными базальт-риолитовыми сериями — резко отличается от магматических образований, свойственных большинству современных эпиплатформенных рифтовых зон и их древних аналогов, но сходен с составом вулканитов эпиорогенных рифтовых областей и, в частности, синхронных зоне Рио-Гранде кайнозойских рифтовых зон Кордильерской области. Несмотря на существенные отличия в строении докайнозойского субстрата и предшествующей истории, зона Рио-Гранде, судя по типу магматизма, так же как и по своей структурной позиции и характеру деформаций, имела органическую связь с более западными рифтогенными зонами запада Северной Америки и является по существу элементом единой области кайнозойского эпиорогенного

рифтогенеза, магматизм которого контролировался общими глубинными тектоно-термальными процессами.

Тектоническая структура рифтовой зоны Рио-Гранде существенно изменяется вдоль ее простираия (рис. 28). В южном сегменте, между Сокорро и Эль-Пасо, где рифтовая зона достигает наибольшей ширины (до 150 км, а на ее южном продолжении — в области Чиуауа в Северной Мексике — даже до 200 км), она

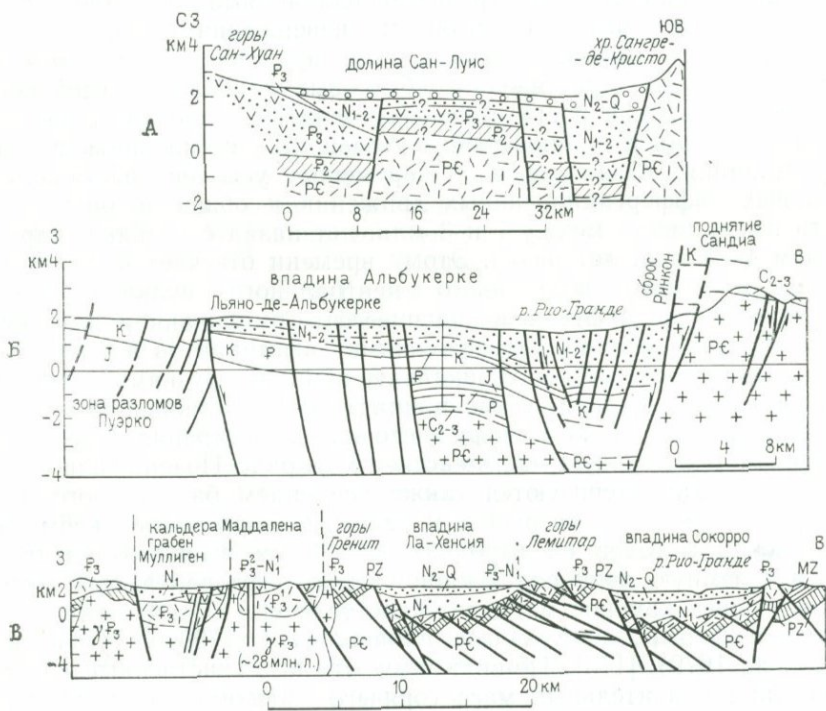


Рис. 28. Геологические разрезы через северную (по О. Твето, 1979 г.), среднюю (по В. Келли, 1978 г.) и южную (по Чэлину и др., 1978 г.) части рифтовой зоны Рио-Гранде

выражена в каждом поперечном сечении тремя (а в Чиуауа — даже четырьмя-пятью) взаимно параллельными субмеридиональными грабенами или односторонними грабенами (в Чиуауа они приобретают юго-восточное простираение); длина грабенов составляет несколько сотен километров, ширина — 20—35 км, а мощность выполняющих их неоген-четвертичных отложений может достигать 2—2,5 км. Кровля докембрийского фундамента опущена еще на 2—5 км ниже. Разделяющие впадины горсты или односторонние горсты сложены толщами моноклинально залегающих палеозойских, мезозойских и палеогеновых образований, из-под которых местами обнажается докембрийский цоколь. По ширине они не уступают впадинам, но возвышаются над поверхностью депрес-

сий относительно слабо (на сотни метров—километр) и на большей части своей площади прикрываются чехлом четвертичных аллювиально-пролювиальных образований, из-под которых выступают в виде относительно узких (не более 10—15 км) гряд. Краевые поднятия в этом сегменте отсутствуют. Отмеченные черты тектонического плана южного сегмента рифтовой зоны Рио-Гранде, в частности наличие нескольких узких взаимно параллельных рифтовых впадин и выступов, необычны для эпиплатформенных рифтовых зон и сближают его с эиорогенными рифтовыми зонами, например, с рифтовой провинцией Бассейнов и Хребтов и Сонорской зоной в Северо-Западной Мексике.

Позднекайнозойские отложения, выполняющие грабены, нередко бывают наклонены до 20—30°, образуя моноклинали или пологие синклинали, и разбиты многочисленными нормальными сбросами, которые падают под углами 45—60° и в ряде случаев ковшеобразно выполаживаются книзу, т. е. имеют «листрическую» форму, что указывает на значительную амплитуду горизонтального поперечного растяжения. Некоторые исследователи, учитывая также сильную инъецированность коры рифтовой зоны поднявшимися из мантии магматическими телами, оценивают величину растяжения для южной части рифта в 100 и даже 150% (Ch. E. Chapin, 1979) [173]. Как считают И. Рамберг и С. Смитсон [171], при общей субмеридиональной вытянутости грабенообразных впадин и поднятий они, при более детальном рассмотрении, часто обнаруживают коленчатую форму и состоят, как и обрамляющие и пересекающие их сбросы, из коротких отрезков северо-западного и северо-восточного простирания. В целом тектонический план приобретает сетчатый или «шахматный» характер, обусловленный приспособлением новейших долготных рифтогенных структур к резко отличным простираниям структур фундамента.

Средний сегмент рифтовой зоны, между Сокорро и Аламосой, существенно отличается от южного общим северо-северо-восточным простиранием, почти вдвое меньшей шириной (70—100 км, включая краевые поднятия), а также формой и характером размещения отдельных впадин и поднятий. В этом сегменте выделяются три кулисно расположенные, вытянутые в долготном направлении крупные грабенообразные впадины (с юга на север)—Альбукерке, Эспаньола и Сан-Луис, длиной от 100 до 200 м и шириной от 40—50 до 70—80 км. Мощность неогеновых отложений и вулканитов или амплитуда относительного опускания за рифтовый этап достигает в них 2—4 км, т. е. превышает таковую в грабенах южного сегмента, а докембрийский кристаллический фундамент в северной и средней частях впадины Альбукерке по геологическим, гравиметрическим и магнитометрическим данным опущен до 3—4 км (или до 5—6 км ниже поверхности впадины). С востока, а местами также и с запада впадины обрамляются узкими резко асимметричными меридиональными поднятиями, сложенными кристаллическими породами докембрия, поднятыми

до высот в 3—4 км и перекрытыми моноклинально падающими от рифта верхнепалеозойскими отложениями. Блоковые поднятия хр. Сангре-де-Кристо, ограничивающие с востока впадины Эспаньола и Сан-Луис, на востоке срезаются ларамийскими взбросами и надвигами. Впадины ограничены субмеридиональными сбросами, часто ступенчатыми, амплитуда которых достигает на восточных бортах впадины 4—6 км, а их внутренние части разбиваются продольными сбросами меньшей амплитуды на ряд понижающихся к осям впадин ступеней или реке «клавиш». По сравнению с южным сегментом рифтовой зоны сбросы обычно более круты (хотя некоторые из них, по-видимому, и выполаживаются книзу), а залегание неогеновых отложений внутри ограниченных ими блоков, как правило, более пологое (до 10—20°). В симметрично построенной южной части грабена Альбукерке слои залегают субгоризонтально, в северной части этого грабена преобладает наклон слоев к востоку, во впадине Эспаньола — к ее центру, а во впадине Сан-Луис — снова к востоку [146]. Западное крыло впадины Эспаньола осложнено огромным плиоцен-четвертичным вулканическим массивом Хемес, подводящие каналы которого приурочены к погребенным под вулканами краевым разломам, ограничивающим ее с запада. В. Келли [146] отметил интересную особенность структуры среднего сегмента рифтовой зоны, связанную с кулисным расположением грабенов, которая состоит в шарнирном типе некоторых разломов: краевые сбросы восточного борта более южного грабена, продолжаясь к северу, принимают на себя роль краевых сбросов в соседнем, более северном грабене, меняя при этом знаки смещения и направления падения на обратные.

Северный сегмент рифтовой зоны — от Аламасы до Ледвилля, вытянутый в северо-северо-западном направлении, характеризуется ее постепенным вырождением (Ogden Tweto, 1979) [173]. Впадина Сан-Луис, в середине которой погребен внутренний горст, к северу быстро сужается от 70—80 до 10—15 км. Еще дальше к северу, частично продолжая, а частично кулисно подставляя восточный грабен впадины Сан-Луис, тянется столь же узкий, затухающий к северу грабен Верхне-Арканзасской долины. Относительная глубина опускания днища грабенов к северу снижается от 2 до 1 км и менее. Напротив, краевые глыбовые поднятия докембрийского фундамента хр. Саватч на западе и Передового хребта Скалистых гор на востоке расширяются к северу до 40—70 км и достигают высот 4—4,4 км, приобретая ведущую роль в новейшей структуре рифтовой зоны.

Рифт Рио-Гранде характеризуется сравнительно невысокой сейсмичностью, сравнимой с таковой Колорадского плато и даже Великих равнин (A. Sandford e. a., 1979) [173], но сильно уступающей таким сейсмоактивным районам Кордильер, как восточная часть провинции Бассейнов и Хребтов, территории Калифорнии и Вашингтона. Общий умеренный уровень сейсмичности согласуется со снижением тектонической активности в рифте Рио-

Гранде в течение антропогена по сравнению с плиоценом. Относительно наиболее сейсмичен средний участок рифта, включающий впадины Эспаньола и Альбукерке, и особенно южное окончание последней — район Сокорро, где в средней части коры намечается присутствие еще не застывшего магматического тела, и западный край впадины Эспаньола, прилегающий к сохранявшему в антропогене активность вулканическому массиву Хемес, где зарегистрирован за последние 20 лет ряд небольших землетрясений. Эти же районы, а также поднятие Дьябло к востоку от Эль-Пасо на юге рифтовой зоны выделяются наибольшими скоростями современных вертикальных движений, по-видимому, также обусловленными продолжающейся активностью магмы в глубине земной коры (R. E. Reilinger e. a., 1979) [173]. Наибольшие скорости относительного поднятия установлены севернее Сокорро (т. е. над гипотетическим магматическим телом): за 40 лет (с 1911 по 1951 г.) относительное воздымание этого участка, по данным повторных нивелировок, составило 20 см (средняя скорость поднятия 0,5 см/год). Западный участок впадины Эспаньола у восточного края плиоцен-четвертичного вулкана Хемес за 5 лет (с 1934 по 1939 г.) испытал локальное опускание на 4—5 см (скорость 1 см/год).

Средние плотности теплового потока в рифте Рио-Гранде и соседнем вулканическом поясе Сан-Хуан составляют соответственно  $10,72 \cdot 10^{-2} \pm 2,72 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> и  $11,94 \cdot 10^{-2} \pm 2,72 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> (против  $6,28 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> и менее на большей части плато Колорадо и около  $4,19 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> или немного более в области Великих равнин). На некоторых же участках среднего и южного сегментов рифта интенсивность теплового потока превышает  $16,76 \cdot 10^{-2}$ — $18,85 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Это позволяет предполагать существование под рифтом Рио-Гранде и районом Сан-Хуан зоны частичного плавления в коре и верхах мантии на глубинах от 15 до 55 км (M. Reiter e. a., 1979) [173]. Средние температуры в осевой зоне рифта Рио-Гранде на глубине 40 км, по расчетам Дж. Бридвелла, могут достигать 1000° (122)—см. рис. 29. На основании магнитотеллурического зондирования, проведенного в районе Сокорро, установлено присутствие в коре рифта Рио-Гранде на глубинах 10—15 км или 8—10 км и менее высокопроводящего горизонта, связанного с существованием ниже его магматического тела с температурой около 900° (G. R. Tirasek e. a., 1979) [173]. Таким образом, данные различных геофизических методов указывают на существование в коре рифтовой зоны отдельных магматических камер: участки, к которым они приурочены, характеризуются наиболее высокой сейсмичностью, активностью локальных современных движений, термальными аномалиями и др.

Магнитные аномалии в зоне рифта Рио-Гранде, за исключением отдельных участков с широким развитием вулканических пород и неглубоко залегающих интрузивных тел, в основном отражают структурно-вещественные неоднородности в докембрийском фундаменте (L. Cordell, 1978). Простирающие магнитных аномалий

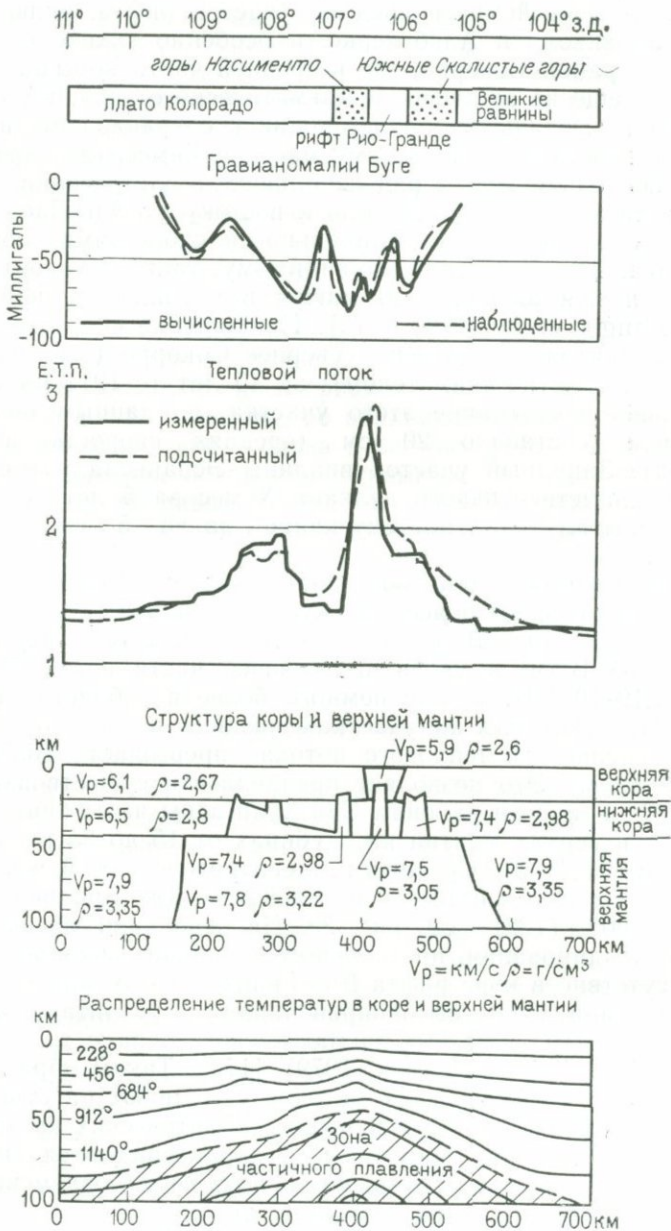


Рис. 29. Геофизические характеристики и глубинная структура рифта Рио-Гранде и смежных областей. По Дж. Бриджеллу (1978 г.)

часто совпадает с краевыми разломами, что указывает на унаследованность многих из них от структурного плана фундамента. Многие аномалии магнитного поля имеют северо-западное или северо-восточное простирание, свидетельствуя о приспособлении основного субмеридионального направления рифта к более сложному структурному рисунку кристаллического основания. Аналогичное явление наблюдается на самом южном участке рифтовой зоны, проявляющееся в виде решетчатого (шахматного) рисунка гравианомалий [171]. Гравитационное поле среднего сегмента рифта Рио-Гранде характеризуется (L. Cordell, 1978) отрицательными аномалиями Буге порядка  $200 \cdot 10^{-5}$ — $250 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> (в северной, гористой части рифта они еще более возрастают, в южной, пониженной — уменьшаются). В них суммируется влияние ряда факторов — гипсометрии поверхности рифтовой зоны, ее мощного низкоплотностного осадочного выполнения, рельефа докембрийского фундамента, наличия структурно-вещественных неоднородностей в его верхней части, а также распределения масс в нижней части коры и верхах мантии, в частности, проникновения в литосферу, в нижнюю часть коры рифта главным образом в его осевой зоне высокотемпературных мантийных диапиров, обладающих аномально пониженной плотностью и вязкостью [122]. По данным сейсмических исследований методом преломленных волн, в рифте Рио-Гранде мощность коры в среднем составляет 33 км по сравнению с 50 км в области Великих равнин и 40—45 км на Колорадском плато (K. H. Olsen e. a., 1979) [173]. На глубине 21 км установлено резкое увеличение скорости продольных волн — с 6,0 до 6,4 км/с, возможно отвечающее подошве линзовидного магматического тела, выявленного в районе Сокорро, и аналогичных тел, залегающих в средней части земной коры. Непосредственно ниже границы Мохо в зоне рифта фиксируется слой с пониженной скоростью продольных волн — 7,6 км/с, тогда как над областью Великих равнин скорость под разделом Мохо составляет 8,0, а под плато Колорадо — 7,8 км/с. Эта скоростная аномалия, очевидно, может отражать существование выступа астеносферы, достигающего под рифтовой зоной Рио-Гранде подошвы относительно утоненной на 10—17 км земной коры.

## ЮЖНОАМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Хотя все известные на Южноамериканской платформе рифтовые структуры имеют фанерозойский возраст, остановимся кратко на некоторых особенностях развития Южной Америки в позднем протерозое, поскольку они имеют существенное значение для выяснения общих закономерностей эволюции рифтогенеза (рис. 30). Геологическое изучение докембрия Южноамериканского континента в отличие от таких частей Гондваны, как Африка, Австралия и Индостан, находится еще на ранней стадии, и дорифейская история этой платформы остается еще очень мало изученной. Однако в исследовании позднего докембрия в последнее время

достигнуты значительные результаты [7, 184]. К концу раннего протерозоя почти вся территория Южноамериканского континента, возможно, кроме небольших участков на северном и южном окончании Анд, обладала метаморфическим фундаментом континентального типа, несомненно распространявшимся за пределы атлантического края современной платформы. В раннем рифее продолжался процесс кратонизации; территория Южной Америки, по-видимому, испытывала поднятие и подвергалась денудации,

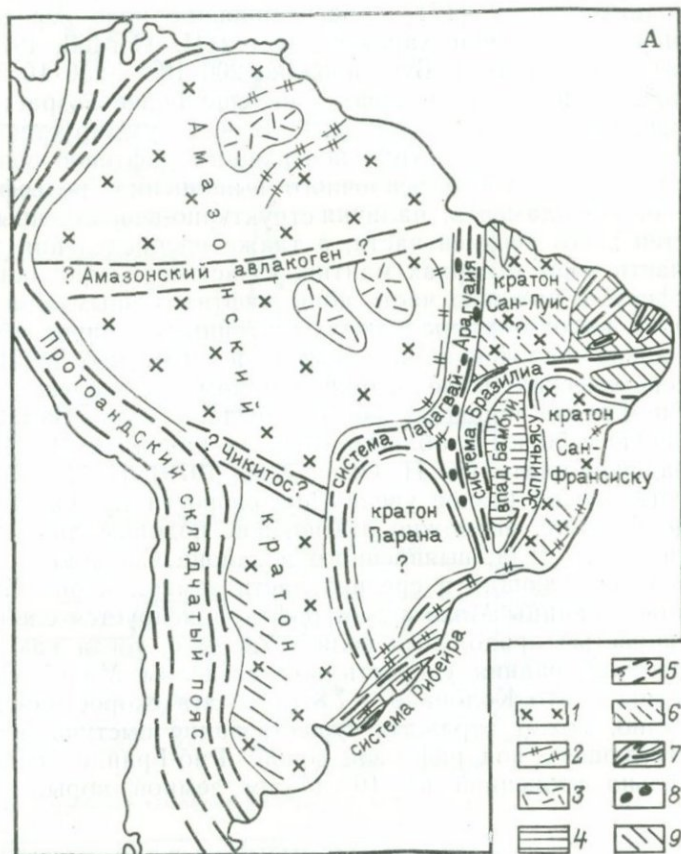
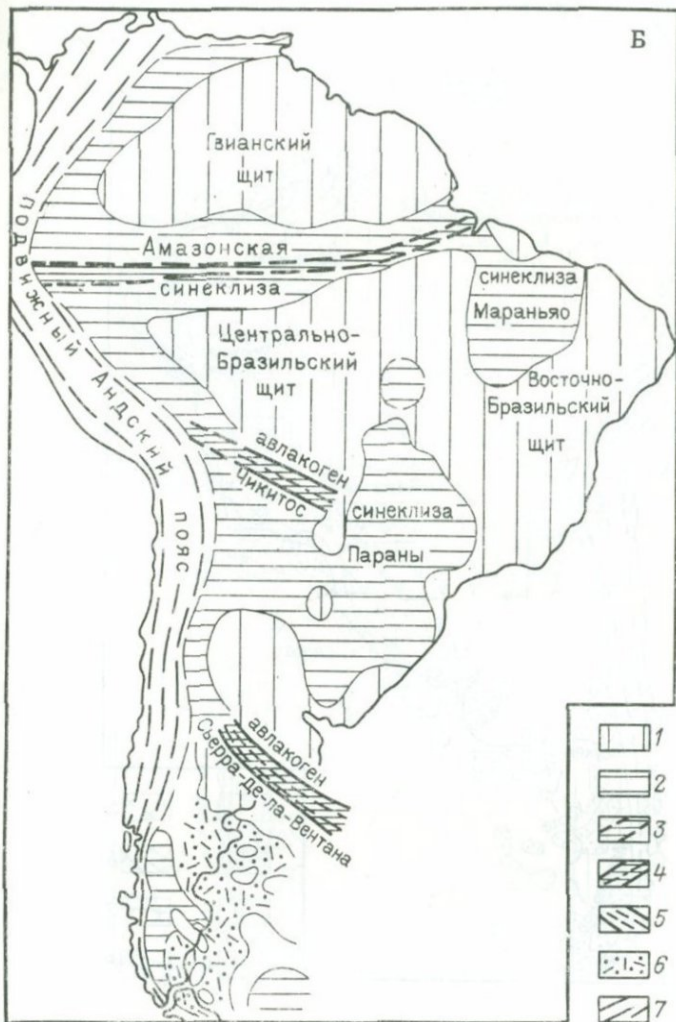


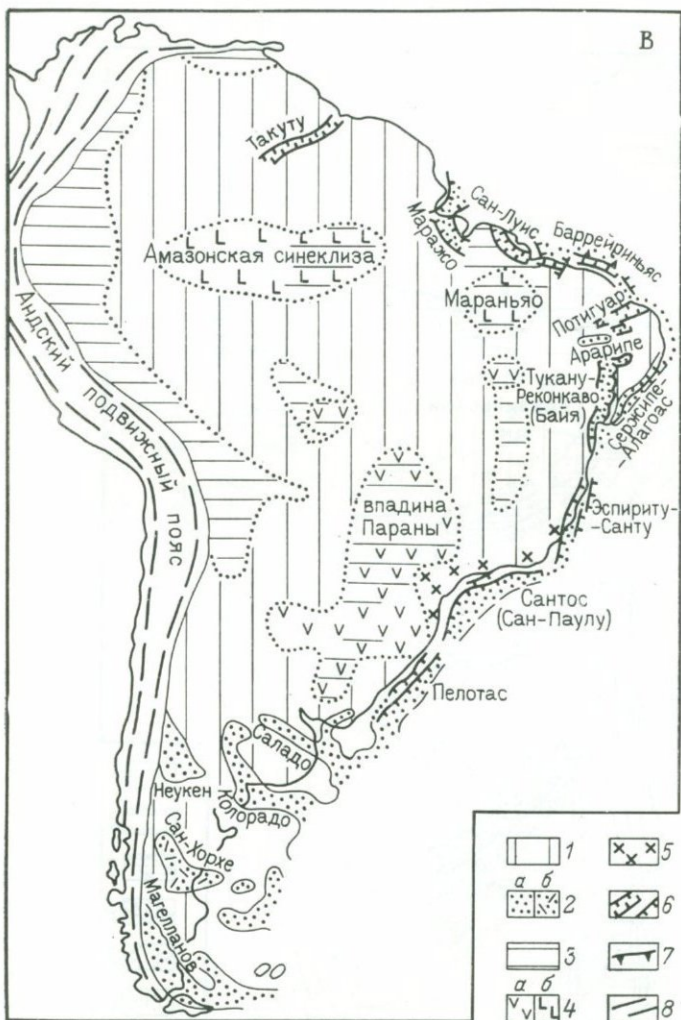
Рис. 30. Проявления рифтогенеза в геологической истории Южноамериканской

А — поздний протерозой (с использованием данных Н. А. Божко): 1 — кратоны, раннерифейский вулканогенно-осадочный чехол, 4 — рифейско-вендский платформенный осадочный фундамент дорифейских кратонов и массивов в венде (в бразильскую эпоху), 7 — интра в конце среднего рифея и венде (в уруасунскую и бразильскую эпохи), 8 — тела ультра в венде (в бразильскую эпоху); Б — палеозой — средняя юра: 1 — области под глыбы, 3 — предполагаемые раннепалеозойские авлакогены, 4 — палеозойские авлакогены, складчатость) и слабый метаморфизм в триасе и юре, 6 — позднетриасовые—среднеюрские 7 — Андский подвижный и окраинно-континентальный пояс; В — поздняя юра — мел: 4 — области позднеюрского и главным образом раннемелового траппового магматизма (а — мелового щелочного магматизма, б — грабены и сбросы, 7 — взбросо-надвиги, 8 — Андский ренных поднятий на платформе, 2 — то же, значительных, 3 — области погружения на поясе, 5 — грабены и зоны сбросов, 6 — зон контрастных глыбовых движений по взбросо проявления щелочного магматизма в конце мела — золене (в зоне Пампасских Сьерр — шельфа



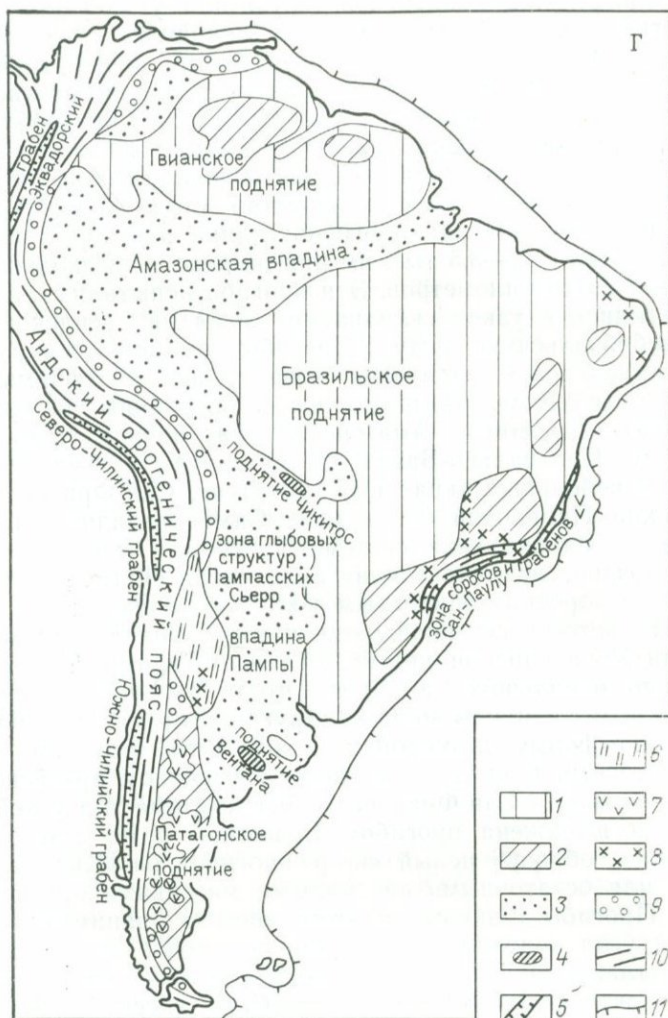
платформы. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

сложные археем и нижним протерозоем, 2 — архейские чарнокит-гранулитовые пояса, 3 — дочный чехол, 5 — предполагаемые авлакогены, 6 — зоны тектоно-термальной переработки кратонные складчатые зоны и системы, образовавшиеся на месте авлакогеосинклиналей базитов в них, 9 — Протоандский эпигеосинклинальный складчатый пояс, сформированный нтия на платформе в палеозое—раннем мезозое, 2 — синеклизы и перикратонные про- испытывавшие инверсию в позднем палеозое, 5 — то же, испытывавшие инверсию (включая впадины, выполненные наземными кислыми вулканитами и терригенными отложениями, 1 — области поднятия на платформе, 2 — глубокие впадины, выполненные континенталь- осадочными), 3 — неглубокие впадины, выполненные отложениями нижнего и верхнего мела, преимущественно эффузивного, 6 — преимущественно интрузивного), 5 — проявления ранне- окраино-континентальный подвижный пояс; Г — кайнозой; 1 — области слабых и уме- платформе, 4 — реактивированные поднятия в авлакогенах на платформе и в Андском сам (горстов и грабенов), 7 — проявление кайнозойского базальтового вулканизма, 8 — в неогене), 9 — Предандские крайвые прогибы, 10 — Андский орогенический пояс, 11 — край



Продолжение рис. 30

а в некоторых районах северо-западной и центральной частей современной платформы происходили наземные извержения основных и кислых вулканитов. Однако в среднем рифее восточная часть платформы начинает подвергаться раздроблению и растяжению преимущественно в субширотном направлении, и на ней закладываются первые узкие, но весьма длинные бороздовидные субмеридиональные прогибы, испытывавшие глубокое погружение, тогда как остальная часть платформы, очевидно, оставалась при-



Продолжение рис. 30

поднятой. В западном из этих прогибов—Уруасуанском — накапливались терригенно-карбонатные осадки и основные лавы, а в восточном—Эспиньясу — преимущественно кварцевые песчаники и кислые вулканиты. В Уруасуанском прогибе раздробление и растяжение коры было столь глубоким и интенсивным, что привело к внедрению в рифейские образования альпинотипных гипербазитов (некоторые исследователи трактуют их как свидетельство присутствия офиолитового комплекса). На рубеже среднего и

позднего рифея — в раннебразильскую или уруасуанскую эпоху эти прогибы подверглись сжатию, линейной складчатости и были метаморфизованы. Эти структуры по своей морфологии, тектонической позиции и истории развития вполне соответствуют понятию об авлакогеосинклиналях. Процессы раздробления и растяжения возобновились на территории Южной Америки в позднем рифее, причём на этот раз возникло уже не два-три, как в среднем рифее, а большее количество столь же узких и протяженных, бороздового типа прогибов; длина некоторых из подобных зон достигала 2—3,5 тыс. км при ширине от нескольких десятков до 1—2 сотен километров. Эти прогибы испытали складчатость и превратились в узкие складчатые зоны в вендское время (в позднебразильскую эпоху). Прогибы группируются в три системы, разделившие территорию современной платформы, не подвергнутой глубокому раздроблению и опусканию на три блока («кратона») — огромный Амазонский на западе (отвечающий Гвианскому, Центрально-Бразильскому щитам и Амазонской синеклизе) и небольшие «кратоны» Сан-Луис, Сан-Франсиску и гипотетический Паранский на востоке. Самое западное положение занимала меридиональная система прогибов (авлакогеосинклиналь), а позднее интракратонная складчатая система Парагвай—Уругвайя, с коротким широтным коленчатым изгибом в средней части. Эта система, северная часть которой унаследовала средне-рифейский Уруасуанский прогиб, отделяет огромный Амазонский «кратон» от небольших Сан-Луисского и Паранского «кратонов» на северо-востоке и юго-востоке. Другая система прогибов, имевшая в плане форму выпуклой к западу дуги, отделяла от них самый восточный блок дорифейского, в основном архейского фундамента — «кратон» Сан-Франсиску. Эта система в ее узкой южной части была выражена прогибом Бразилиа, а на северо-востоке расширялась, образуя целый «веер» прогибов, разделенных узкими горстами или остаточными срединными массивами древнего фундамента. Прогибы и поднятия этого «веера» занимают северо-восточный угол континента, срезаясь под почти прямым углом берегом Атлантики. На средних своих участках эти две системы прогибов почти смыкались, разобщая Сан-Луисский и Паранский «кратоны». Непосредственно к востоку от этого участка между прогибом Бразилиа и «кратоном» Сан-Франсиску в позднем рифее — венде образовалась платформенного типа впадина Бамбу, заполненная карбонатными и терригенными отложениями, в том числе горизонт тиллитов. С юго-востока кратон Параны ограничивала следующая система Рибейра, состоящая из нескольких узких линейных прогибов, также превратившихся в венде в складчатые зоны. Она простирается почти параллельно побережью Атлантики, а ее северо-восточное продолжение, косо уходящее в сторону океана, возможно, обрамляет с востока «кратон» Сан-Франсиску.

Позднерифейские прогибы всех трех систем выполнены терригенно-карбонатными отложениями мощностью в несколько кило-

метров, но в разрезе некоторых из них присутствуют основные вулканиты, а в отдельных зонах также мелкие тела гипербазитов, свидетельствующие, очевидно, о глубоком раздроблении и растяжении литосферы в период, предшествовавший позднебразильской (байкальской) складчатости (0,65—0,6 млрд. лет назад). Последняя привела к возникновению сильно сжатых линейноскладчатых зон, обычно с вергентностью и надвиганием на смежные «кратоны», и сопровождалась метаморфизацией рифейских образований (обычно в зеленосланцевой фации) и формированием массивов гранитоидов, а в некоторых зонах — становлением протрузивных тел гипербазитов. Вдоль границ некоторых складчатых систем возникли краевые впадины, заполнявшиеся красноцветными вендскими молассаами. Проявления гранитоидного магматизма и наложенного ретроградного метаморфизма охватили многие узкие массивы дорифейского фундамента внутри складчатых систем, а также кратон Сан-Луис, юго-восточную часть кратона Сан-Франсиску и, возможно, кратон Параны.

По всей вероятности, к позднему (?) рифею относится заложение в западной части континента Протоандского геосинклинального пояса, в основной своей части возникшего на древнем фундаменте континентального типа. В венде или начале кембрия этот пояс, рифейские образования которого в основном представлены отложениями миогеосинклинального типа (Н. А. Богданов, 1975 г.), подвергся складчатости, метаморфизму (в зеленосланцевой, отчасти в амфиболитовой фации) и был прорван гранитными интрузиями. В результате был сформирован Протоандский складчатый пояс позднебразильского (байкальского) возраста, подстилающий большую часть современного горного сооружения Анд, а также образующий фундамент самой южной (Патагонской) и юго-западной части Южноамериканской платформы (область Пампасских Сьерр Аргентины). Протоандский пояс, резко отличающийся от складчатых зон востока Южной Америки огромной протяженностью и шириной, представлял собой звено Тихоокеанского окраинно-геосинклинального пояса, отделившего в позднем протерозое территорию Южноамериканской платформы от области, занимаемой ныне Тихим океаном. Напомним, что от аналогичного Протокордильерского рифейского пояса (Белт) в глубь Североамериканской платформы вдавался ряд позднепротерозойских авлакогенов. На западе Южноамериканской платформы рифейские авлакогены достоверно не известны, однако можно предполагать их существование вдоль долины р. Амазонки, а также между средним, выпуклым к востоку, Боливийским участком Анд и южной частью интракратонной системы Парагвай—Уругуай; в последнем районе известна палеозойская зона разломов Чикитос, северо-северо-западного—восточно-юго-восточного простирания, возможно, наследующая рифейский авлакоген.

Таким образом, территория Южной Америки, почти повсеместно обладавшая к концу раннего протерозоя корой континентального типа, подверглась в течение рифея и венды глубокому пре-

образованию, которого избежала лишь область Амазонского «кратона» в средней части континента. К западу от него возник эпикратонный окраинно-континентальный геосинклинальный пояс, испытавший складчатость, а к востоку — сложная, грубо параллельная побережью Южной Атлантики система узких авлакогеосинклиналей, переживших байкальскую (бразильскую) складчатость, а также срединных массивов и небольших «кратонов», подвергшихся тектоно-термальной переработке. Связь расположения подвижных позднепротерозойских поясов с особенностями тектонического строения и предшествующего развития фундамента Южноамериканской платформы остается пока недостаточно ясной. Однако рифейские подвижные пояса на востоке Южной Америки в основном наследуют положение древних, вероятно, раннеархейских чарнокито-гранулитовых поясов, один из которых простирается вдоль Атлантического побережья Уругвая и Восточной Бразилии, а другой — более западный — вдоль восточного края Центрально-Бразильского щита [77]. Эти пояса пережили тектоно-термальную переработку в протерозое, а вдоль восточного пояса впоследствии в мезозое возникла впадина Южной Атлантики.

Типичные рифтовые структуры ранне-среднепалеозойского возраста на Южноамериканской платформе могут предполагаться в некоторых районах, прилегающих к геосинклинальному поясу Анд, возобновившему свое развитие в палеозое. Вполне вероятно, что Амазонский авлакоген, простиравшийся вдоль 4° с. ш., продолжал существовать или мог проявлять себя и в раннем палеозое; во всяком случае почти несомненно, что огромная, длительно развивавшаяся (с ордовика до кайнозоя) Амазонская синеклиза, подобно многим другим синеклизам древних платформ была заложена над одноименным рифейско-раннепалеозойским (?) субширотным авлакогеном, контролировавшимся древней зоной разломов. Следует заметить, что Амазонский линейament планетарного масштаба находит продолжение на западе — в системе Анд и восточной части Тихого океана (хр. Карнеги) и на востоке — в Центральной Атлантике (разломы Романш, Чейн и др.).

К юго-западному краю Центрально-Бразильского щита примыкает зона Чикитос, сложенная ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями мощностью более 3 км, разбитыми разломами восточно-юго-восточного простирания на ряд грабенов и горстов. По-видимому, это палеозойский авлакоген, скорее всего, испытавший инверсию, который вдавался в тело платформы со стороны входящего боливийского угла Андийского пояса. Авлакоген Чикитос был подновлен кайнозойскими движениями и морфологически выражен в виде хр. Сerrания-де-Сантьяго и смежных с ним депрессий.

В юго-восточной части современной платформы выделяется складчатая зона южных Сьерр Буэнос-Айреса (Сьерра-де-ла-Вентана), образовавшаяся в триасе на месте относительно узкого палеозойского прогиба (авлакогена) юго-восточного простирания,

по-видимому, заложенного в зоне сочленения древнего кратона и байкальского Протоандского складчатого пояса. Авлакоген Сьерра-де-ла-Вентана шириной около 200 км и длиной не менее 500 км выполнен кварцитами, доломитами и аргиллитами ордовика (0,5 км), кварцитами, алевролитами и граптолитовыми сланцами силура (1,25 км), конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами нижнего девона (1,2—1,4 км) (К. Б. Сеславинский, 1975 г.), также залегающими на них с перерывом диа-

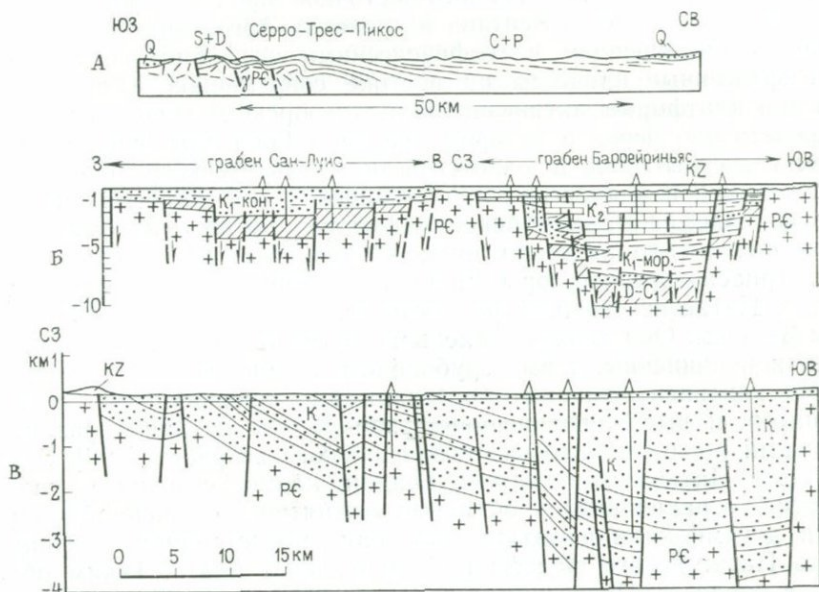


Рис. 31. Геологические профили (А—В) рифтовых зон Южноамериканской платформы

А — разрез палеозойско-триасового авлакогена Сьерра-де-ла-Вентана (по Х. Харрингтону, 1959 г.); Б — разрез грабенов Сан-Луис и Баррейриньянс (по Дж. К. Меснеру, Л. К. Вулдриджу, 1964 г.); В — разрез южной части мелового грабена Реконкаво (Байя)

миктитами среднего—верхнего карбона (2,3 км) и песчано-глинистыми с прослоями известняков паралическими отложениями перми. Общая мощность палеозоя достигает 5—6 км. В триасе (?) авлакоген испытал инверсию, сопровождающуюся глыбовой складчатостью и слабым метаморфизмом палеозойских отложений, и превратился в узкую интракратонную складчатую зону (рис. 31, А). Радиологические данные указывают также на термальное «событие» позднеюрского времени. В неоген-четвертичное время авлакоген подвергся активизации и выражен в рельефе в виде горной гряды Сьерра-де-ла-Вентана, длиной до 300 км, шириной 60 км и высотой до 1,2 км [97, 142]. Такой же триасовый возраст имеет складчатая зона Капских гор на крайнем юге Африки, обладающая близким составом пород палеозоя с зоной Сьерра-де-ла-Вентана, а также с Фолклендскими (Маль-

винскими) островами, расположенными к востоку от южного конца Южной Америки. В мобилистских реконструкциях для времени, предшествующего распаду Западной Гондваны (т. е. концу юры), на которых Африка и Южная Америка примыкают друг к другу, зона Сьерра-де-ла-Вентана играет роль западного продолжения Капид, а плита Фолклендских (Мальвинских) островов и одноименного подводного плато ограничивает эту зону с юга. Эта реконструкция кажется в принципе достаточно правдоподобной. Следует отметить, что юго-восточное продолжение складчатой зоны Сьерра-де-ла-Вентана в пределах Аргентинского шельфа установлено бурением и геофизическими исследованиями [196].

Рифтогенные процессы на востоке современной Южноамериканской платформы активизировались в юрско-меловое время, непосредственно перед и во время распада Гондваны. Юрские впадины известны лишь в южной части Атлантического побережья в Патагонии и в пределах прилегающей к ней широкой полосы шельфа. Здесь на докембрийском фундаменте или палеозое платформенного типа залегают вулканогенно-осадочные толщи верхнего триаса—средней юры, мощность которых в северной и южной частях Патагонского шельфа достигает по сейсмическим данным 3—4 км. Они сложены кислыми эффузивами и пирокластолитами и подчиненными им грубообломочными и песчано-глинистыми континентальными образованиями, прорванными телами гранитов, и выполняют неправильной формы впадины, разбитые сбросами предположительно позднюрского возраста [196]. С востока эта Патагонская система впадин, кроме северного своего участка, ограничивалась областью поднятия, сложенной породами докембрия и палеозоя, которая представляла внешнюю часть Патагонского шельфа и Фолклендское плато. Таким образом, в пределах Патагонии в позднем триасе и юре имела место тектоно-магматическая активизация эпибайкальской платформы, напоминающая мезозойскую активизацию восточной части Китайской платформы. С конца юры в связи с распадом Западной Гондваны и зарождением впадины Южной Атлантики процессы тектоно-магматической активизации в различных формах охватывают всю восточную окраину и расположенные западнее внутренние области современной Южноамериканской платформы, а в раннем мелу распространяются на ее северную окраину.

Система впадин, развивавшаяся в триасе — средней юре в южной части платформы, подвергается перестройке: здесь в течение поздней юры и мела формируется ряд относительно узких протяженных прогибов, заложённых вдоль разломов восточно-северо-восточного простирания и, по-видимому, наследующих ориентировку структур байкальского возраста. С севера на юг это прогибы (грабены): Саладо, Колорадо, Сан-Хорхе и Магелланов (см. рис. 30, В). Три северных прогиба выполнены континентальными, преимущественно пестроцветными песчано-глинистыми осадками мощностью до 2—3 км, с которыми в прогибе Саладо связаны покровы раннемеловых базальтов, а в прогибе Сан-

Хорхе—горизонты туфов. В Магеллановом прогибе преобладают морские терригенные отложения, при подчиненной роли континентальных, а также пирокластических образований. Эти прогибы проникают в глубь современной суши до 400—600 км и прослеживаются по геофизическим данным еще на 400—500 км к востоку в пределах широкого аргентинского шельфа, где мощности отложений возрастают до 3,5—5 км (W. J. Ludwig e. a., 1968) до континентального склона. Согласно мобилистским реконструкциям, два северных прогиба отходили под прямым углом от шва северо-северо-восточного простирания, по которому произошло «раскрытие» Атлантики, а прогиб Сан-Хорхе лежал на западном продолжении Фолклендской субширотной зоны трансформного разлома (ныне ограничивающей с севера одноименное подводное плато).

В более северной, бразильской части платформы тектоно-магматическая активизация в конце поздней юры и мелу проявлялась в различных формах. Мощной вспышкой вулканизма завершилось длительное погружение (со среднего палеозоя до мезозоя) в обширных внутренних синеклизах—Параны и Мараньян (Парнаиб). В обеих синеклизах с конца юры до конца раннего мела происходили очень мощные излияния базальтов, сопровождаемые внедрением силлов и даек; максимум траппового магматизма имел место 120—130 млн. лет назад, в неокоме. Продукты его только в синеклизе Параны покрывают около 1,2 млн. км<sup>2</sup> при мощности до 1,8 км (в среднем 0,5 км), а их объем достигает здесь 0,65 млн. км<sup>3</sup> [113, 118]. Мощность меловых базальтов, сохранившихся во впадине Мараньян, значительно меньше, но в ней присутствуют силлы долеритов толщиной до 400 м, прорывающие палеозой. Эти две области траппового вулканизма первоначально, по-видимому, сливались в единую зону, субпараллельную южно-атлантическому побережью Южной Америки, но почти нигде (кроме небольшого участка на крайнем юге Бразилии) не выходящую к последнему. Трапповый вулканизм охватил и некоторые другие районы платформы, распространяясь на запад вплоть до Боливийских Восточных Анд. В пределах Амазонской синеклизы бурением и геофизическими исследованиями установлено присутствие многочисленных даек и силлов (мощностью до 200—300 м) долеритов, прорывающих палеозойские и мезозойские (?) отложения. Подобно впадине Свердруп на северной периферии Североамериканской платформы базальтовый магматизм в Амазонской впадине, по-видимому, проявлялся в течение длительного времени, по крайней мере, с триаса и завершился лишь в раннемеловую эпоху. Присутствие поздне триасовых траппов устанавливается и во впадине Мараньян. Общий первоначальный объем продуктов раннемелового траппового магматизма на Южноамериканской платформе, вероятно, достигал 1 млн. км<sup>3</sup>. Магматический процесс проявился главным образом в пределах длительно (со среднего палеозоя) развивавшихся глубоких платформенных впадин, и после его завершения их погружение почти прекратилось: мощность перекрывающих траппы меловых осадков в синек-

клизах Параны и Мараньян и мел-кайнозойских в Амазонской незначительна и несоизмерима с мощностью дотрапповых (домеловых) отложений.

К востоку от области траппового вулканизма, приуроченной к синеклизе Параны, между ней и Атлантическим побережьем, располагается вытянутая на 1000 км в северо-восточном направлении Южно-Бразильская зона позднеюрско-раннемелового и отчасти позднемелового—раннепалеогенового щелочного магматизма. К ней приурочены многочисленные массивы центрального типа, сложенные разнообразными щелочными, в том числе ультраосновными щелочными породами—нефелиновыми сиенитами, фонолитами, сиенитами, мельтейгитами, якупирангитами, тингуаитами, шонкинитами, эссекситами, йолитами, пироксенитами и др., а также карбонатитами [49]. В этой же зоне обнаружены проявления алмазоносных кимберлитов. Щелочные массивы проявляют докембрийский фундамент восточной части платформы. Особенно значительное их скопление приурочено к своду Понта-Гросса, к юго-западу от Сан-Паулу [113]. Для некоторых из них допускается позднедокембрийский возраст (Е. В. Свешникова, 1973 г.), но большая их часть, в том числе фосфатоносный щелочно-карбонатитовый массив Якупиранга (К. С. Мельшер, 1969 г.), относится к поздней юре—началу мела (134—151 млн. лет) и непосредственно предшествует началу активного рифтогенеза. Самые восточные щелочные интрузивные массивы, а также остатки щелочных вулканитов в прибрежной зоне юго-западнее Рио-де-Жанейро и на о-ве Сан-Себастьян имеют позднемеловой—эоценовый возраст (50—85 млн. лет) и обладают более кислым составом (до нордмаркитов и щелочных гранитов). В крайней северо-восточной части Бразилии, близ Ресифе, также имеются позднемеловые вулcano-плутонические комплексы кислых щелочных пород (рибекитовые граниты, комендиты, трахиты и др.). К этому же временному интервалу (85—50 млн. лет) относятся базальты архипелага Абрьюс и одноименной банки около 18° ю. ш. Менее значительные проявления позднеюрского—раннемелового щелочного магматизма установлены вдоль западного борта синеклизы Параны, на сводовом поднятии Гуапору в Парагвае [113]. Помимо уже упоминавшегося апатита (Якупиранга) с щелочным мезозойским магматизмом на востоке Южноамериканской платформы связаны промышленные концентрации Zr, Th, U, Mo, Ti, Nb, Te, Ni, Ba, F и редкоземельных элементов [113].

Восточная периферия современной Южноамериканской платформы явилась в позднемезозойское время ареной процессов раздробления и рифтообразования. Эти деформации начались одновременно с главной фазой щелочного магматизма в конце юры и, постепенно усиливаясь, продолжались в течение всего мелового периода, приведя в итоге к полному разобшению Южноамериканского и Африканского фрагментов Гондваны и возникновению впадины южной части Атлантического океана. Главным структурным

проявлением этого грандиозного процесса в пределах Южноамериканской платформы явилось формирование многочисленных грабенообразных впадин — рифтовых зон внутриконтинентального и периконтинентального типа, приуроченных к ее восточной и северо-восточной окраине. Верхнеюрские и меловые отложения, выполняющие эти впадины общей мощностью 5—8 км, отражают ряд стадий в развитии рифтового процесса [115, 127]. Заложению рифтовых зон предшествовало общее сводовое поднятие нынешней восточной периферии Южноамериканской, а также западной периферии экваториальной части Африканской платформы. Континентальные отложения верхней юры и неокома отвечают предрифтовой стадии, когда в обширных, неглубоких синклиналиеподобных депрессиях в озерных условиях накапливались относительно тонкообломочные осадки (главным образом, мальм)\*, и стадии формирования внутриконтинентальных рифтовых долин, которые обособлялись внутри этих депрессий и заполнялись мощными грубообломочными отложениями, включая конгломераты (неоком) озерно-аллювиального и пролювиального генезиса, материал которых сносился со смежных приподнятых блоков. Последней стадии отвечает главный пароксизм траппового вулканизма во впадинах Параны и Мараньян, контролировавшийся, как и заложение рифтовых зон, режимом общего горизонтального растяжения и развития глубоких разломов и зон проницаемости. Первая морская трансгрессия, проникшая в эту область с юга, способствовала накоплению мощных толщ аптских солонатоводных эвапоритовых отложений, включающих мощные толщи соли, и вышележащих мелководноморских терригенно-карбонатных отложений альбского возраста. Формирование этих толщ происходило в полузамкнутых водоемах аридной зоны в условиях затрудненного притока океанических вод. В южной части побережья Бразилии эта стадия наступила раньше, о чем свидетельствует присутствие неокомских эвапоритов во впадине Сантос (южнее Сан-Паулу) и морских отложений аптского возраста во впадине Пелотас (еще южнее) [115]. Напротив, в северной, приэкваториальной части побережья Бразилии рифтовый процесс запаздывает и апт-альбу отвечает более ранняя стадия заложения внутримеридиональных грабенов. Согласно ультрамобилистским представлениям, формирование эвапоритовых и наиболее ранних морских отложений раннемелового возраста Южной Атлантики происходило в единой очень узкой рифтовой типа впадине, разорванные последующим спредингом крылья которой сохранились ныне на восточном побережье Бразилии и западном побережье Экваториальной Африки. Однако этому противоречит наличие

---

\* Некоторые сторонники мобилистской концепции [127] предполагают существование в поздней юре Африкано-Бразильской впадины, располагавшейся своим западным крылом на восточной окраине Южной Америки между Рио-де-Жанейро и Ресифи, а восточным — на западном побережье Африки, между Камеруном и Анголой.

горстовых поднятий с корой континентального типа, ограничивающих солеродные впадины со стороны океана, которые выявлены в ряде мест на континентальных окраинах Африки и Южной Америки. Более правильным нам кажется представление о том, что в течение раннего мела между континентом Южной Америки и Африки существовала сложно построенная рифтовая система (ширина ее недостаточно ясна), состоявшая из целого ряда грабенов (рифтов) внутриконтинентального и межконтинентального (красноморского) типа, разделенных горстовыми поднятиями и поперечными перемычками. Роль поперечного барьера, лимитировавшего поступление морских вод в пределы области рифтогенеза, располагавшегося между Бразилией и Экваториальной Африкой, по мнению некоторых исследователей, могла играть субширотная зона поднятий, разобщенными впоследствии фрагментами которой являются современные подводные возвышенности Рио-Гранде (?) и Китового хребта в западной и восточной частях Южной Атлантики.

Последняя стадия развития внутриконтинентальных и периконтинентальных рифтовых зон на востоке и северо-востоке Южной Америки отвечает позднему мелу и выражена в накоплении существенно терригенных мелководноморских отложений с подчиненными пачками осадков паралического континентального генезиса. Одновременно с погружением этих грабенов продолжалось расширение осевой части Южно-Атлантического рифтового пояса, преобразовавшегося из межконтинентального во внутриокеанический.

В структурном отношении меловая рифтовая система восточной и северо-восточной окраины Южной Америки представлена многочисленными внутриконтинентальными и периконтинентальными рифтовыми зонами—грабенами, наследующими ослабленные зоны докембрийского фундамента. Большинство меловых грабенов на восточной и северной периферии Южноамериканской платформы следует простирацию интракратонных складчатых зон байкальского возраста, зон тектоно-термальной активизации в сопряженных с ними массивах дорифейского фундамента или приспособляется к их простирацию, а контролирующие их крупные сбросы в значительной мере наследуют активизированные разломы докембрийского заложения [113]. Вдоль восточного побережья Бразилии с юга на север мы встречаем ряд периконтинентальных рифтовых зон ранне- и позднемелового возраста — это расположенные в пределах шельфа и континентального склона полуграбены Пелотас и Сантос, частично лежащие в пределах суши, ступенчатый грабен Эспириту-Санту и рифтовая зона Сержипе—Алагоас, состоящая из нескольких грабенов и горстов, а в зоне северо-восточного побережья — грабены Потигуар, Баррейриньяс (ограниченный с северной стороны взбросами) [127], Сан-Луис и Маражо (в устье Амазонки). Подвижки по ограничивающим грабены сбросам происходили в течение раннего и отчасти позднего мела; кайнозой они обычно не смещают. Нередко

меловые, а кое-где и кайнозойские отложения в грабенах протыкаются или деформируются диапирами с ядрами из аптской соли.

К другой группе меловых рифтовых структур относятся грабены, глубоко вдающиеся в тело платформы или даже не имеющие непосредственной связи с перикратонной рифтовой системой. Наиболее протяженный (до 600 км) и глубокий (до 6—7 км) грабен этой группы—Реконкаво—Тукано (см. рис. 31, В) отходит от восточного побережья Бразилии в районе Сальвадора, следуя в северном направлении, а затем резко поворачивает к восток-северо-востоку и слепо заканчивается. К этой же группе относятся расположенные севернее более мелкие грабены субширотного и северо-восточного простирания — Арарипи, Игуати и др., в основном наследующие простирание байкальских складчато-блоковых веерообразных структур северо-восточного угла платформы. В отличие от большинства грабенов перикратонной системы эти грабены в основном заполнены континентальными и соленосными отложениями верхней юры — нижнего мела, при незначительном развитии вышележащих морских отложений (также в основном принадлежащих к верхам нижнего мела). В южной части грабена Реконкаво (Байя), а также в зоне грабенов Сержипе—Алагаос имеется ряд крупных эксплуатируемых нефтяных месторождений, приуроченных главным образом к песчаникам нижнего мела. Аналогичное положение занимает меловой грабен Такуту, далеко (до 500 км) проникающий в юго-западном направлении в глубь Гвианского щита со стороны Атлантического побережья. Этот грабен приурочен к Трансгвианскому чарнокит-гранулитовому поясу, имеющему сходное простирание, и, очевидно, возник в связи с тектонической регенерацией этой древнейшей структурной зоны [77].

В конце мела процессы грабенообразования на восточной и северной окраинах Южноамериканского континента закончились, но возобновилась магматическая активность (базальты и главным образом щелочные продукты) в области между впадиной Парана и юго-восточным побережьем Бразилии. После ее прекращения в зоне Сан-Паулу протяженностью около 1000 км и шириной 50—100 км между 22 и 28° ю. ш. в течение олигоцена и неогена имела место новая фаза рифтогенных деформаций. Северо-восточная часть этой зоны представлена узкими линейно вытянутыми грабенами, выраженными в виде глубоких межгорных котловин, заполненных кайнозойскими отложениями и обрамленными поднятиями, достигающими 2—2,8 км (Параиба, Таубате и др.), юго-западная — односторонними грабенами и ступенчатыми сбросами с общим опусканием к юго-востоку, к океану [114]. Амплитуда кайнозойских перемещений по некоторым сбросам доходит до 3 км. Кайнозойские деформации в зоне Сан-Паулу, по-видимому, отчасти имеют гравитационное происхождение [114] (Н. Е. Asmus, A. L. Ferrari, 1978 г.) и связаны большим гипсометрическим контрастом между приподнятым до 2—3 км краем платформы (свод Понта-Гросса, сложенный докембрием) и непо-

средственно прилегающей к нему (до 7—8 км) периконтинентальной рифтовой впадиной Сантос. Этот контраст поддерживается изостатической неуравновешенностью блоков коры — мощной типично континентальной на северо-западе и утоненной, растянутой и утяжеленной внедрившимся в ее нижнюю часть мантийным материалом на юго-востоке. Дугообразно вогнутая конфигурация бразильского побережья, прилегающего к впадине Сантос, согласуется с идеей о гравитационном происхождении кайнозойских структур зоны Сан-Паулу, представляющих как бы глубинные оползневые чешуи, захватывающие верхнюю часть земной коры.

К позднему кайнозою относятся проявления тектонической активизации в ряде районов платформы; они затронули и некоторые палеорифтовые структуры, в частности авлакогены Сьерра-де-ла-Вентана и Чикитос, где возникли горные гряды высотой до 1,2—1,4 км, и грабен Такуту в Гвиане, подновленный неоген-четвертичными погружениями. Своеобразная зона контрастных глыбовых движений по разломам преимущественно взбросового типа возникла в неогене—антропогене на границе южной части платформы и горного сооружения Анд (Е. Е. Милановский, 1975 г.). Новейшие глыбовые структуры зоны Пампасских Сьерр, по-видимому, образовались в результате воздействия позднекайнозойского орогенеза Анд на относительно приподнятый краевой участок Южноамериканской платформы.

#### АФРИКАНО-АРАВИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

В пределах современной Африкано-Аравийской платформы большинство типичных проявлений рифтогенеза относится к мезозою и кайнозою и в небольшой мере к палеозою; в позднем протерозое они почти не известны (рис. 32). Однако некоторые позднепротерозойские структуры в определенной мере родственны рифтовым зонам и размещение мезо-кайнозойских рифтовых зон в значительной степени контролируется тектоническим планом позднего протерозоя. Земная кора континентального типа почти на всей территории Африки, по-видимому, была в основном сформирована уже к концу архея, и возникшие в ее пределах раннепротерозойские геосинклинальные области, позднее деформированные и метаморфизованные в эбурнейскую и майомбскую эпохи, имели эпи- и интракратонный характер, а масштабы горизонтального растяжения и сжатия коры, сопровождавшие отдельные стадии их развития, не превышали, как показали А. Крёнер и другие исследователи, первых сотен километров. К концу раннего протерозоя территория Африки вновь была спаяна в единый гигантский кратон, распространившийся за пределы современного континента. Однако уже в раннем рифее начался новый длительный этап раздробления, растяжения и тектоно-термальной переработки древнего фундамента Африки и Аравии, продолжавшийся до венда и начала палеозоя, который, по крайней мере трижды — на рубеже раннего и среднего рифея, среднего и позд-

него рифея и в венде — начале кембрия, прерывался деформациями сжатия и усилением проявления гранитного магматизма и метаморфизма. Хотя позднепротерозойской структуре и тектонической истории Африки посвящена огромная литература тем не менее, такие вопросы, как масштаб горизонтальных движений — растяжения и сжатия, роль субдукции, особенно в позднепротерозойской истории таких областей, как Хоггарская и Красноморская, остаются остро дискуссионными. В советской литературе проблемы позднепротерозойской тектоники Африки наиболее полно освещены в ряде работ Н. А. Божко (1980 г.) [8, 9].

В позднем протерозое на территории Африкано-Аравийской платформы был заложен ряд относительно узких и довольно протяженных (1—3 тыс. км) интракратонных геосинклинальных прогибов, одни из которых, выполненные терригенно-карбонатными образованиями, могут рассматриваться как миеосинклинальные (энсиалические), а некоторые другие, с широким развитием вулканических образований и присутствием, хотя и не полностью представленной офиолитовой ассоциации, — как эвгеосинклинальные (энсиматические). При их заложении и развитии раздробление континентальной коры было, очевидно, более глубоким, а ее растяжение — более значительным. Часть этих прогибов, имевших узкую, бороздовую форму (шириной в десятки—сотню километров), может рассматриваться как авлакогеосинклинали. Другие, более широкие прогибы (до нескольких сотен километров в поперечнике), возможно, образовывались в результате слияния нескольких узких прогибов и погружения промежуточных блоков. Рифейские интракратонные прогибы Африки приурочены к четырем поясам субмеридионального и в меньшей мере северо-восточного простирания. Наиболее древний — раннерифейский пояс северо-восточного простирания разделил центральную и южную части Африки. Он включал первоначально узкие взаимно параллельные прогибы Кибарид и Ирумид и некоторые более мелкие структуры, превратившиеся к началу среднего рифея в одноименные складчатые системы. В позднем рифее между зонами Ирумид и Кибарид возник более широкий Дамаро-Катангский миеосинклинальный прогиб, слепо замыкавшийся на северо-востоке в средней части континента; в венде на его месте образовалась одноименная складчатая система.

В среднем рифее закладываются узкие субмеридиональные прогибы, пересекающие Северо-Западную Африку, — Мавритано-Сенегальский и Западно-Хаггарско-Атакорский. Последняя зона к северу значительно расширяется, сливаясь с окраинно-геосинклинальной системой Антиатласа. Развитие этих эвгеосинклинальных зон продолжается в позднем рифее. В конце позднего рифея или венде эти зоны испытывают сильное сжатие. От средней части Атакоро-Западно-Хаггарской системы в позднем рифее отходил в юго-западном направлении авлакоген Гурма [161], затухавший в теле Западно-Африканского кратона. Четвертый узкий субмеридиональный пояс прогибов сформировался в среднем—позднем

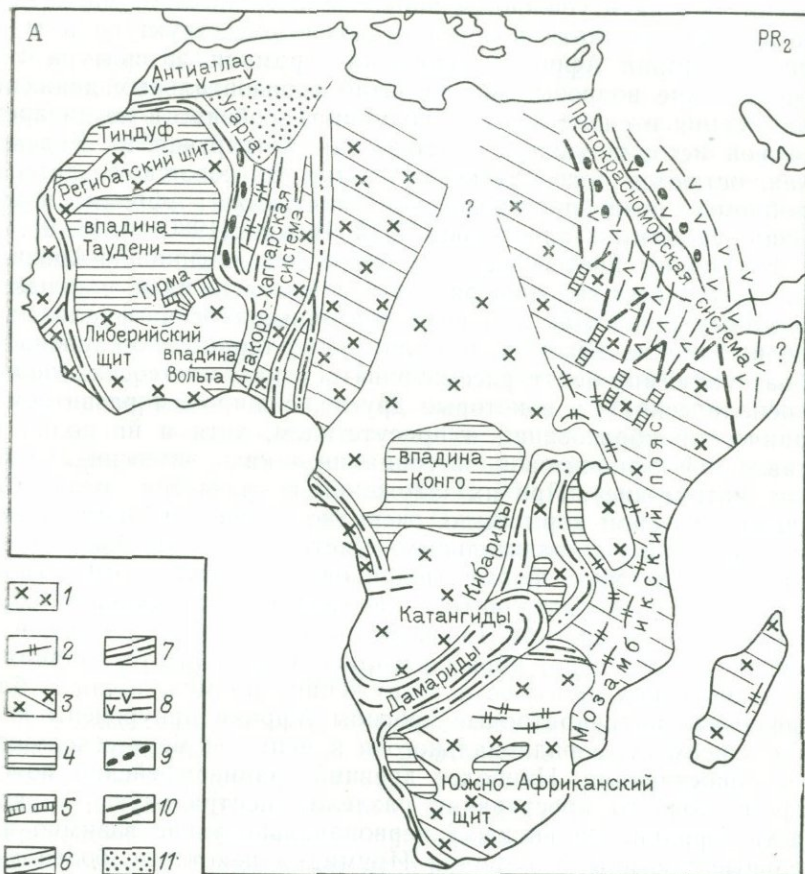
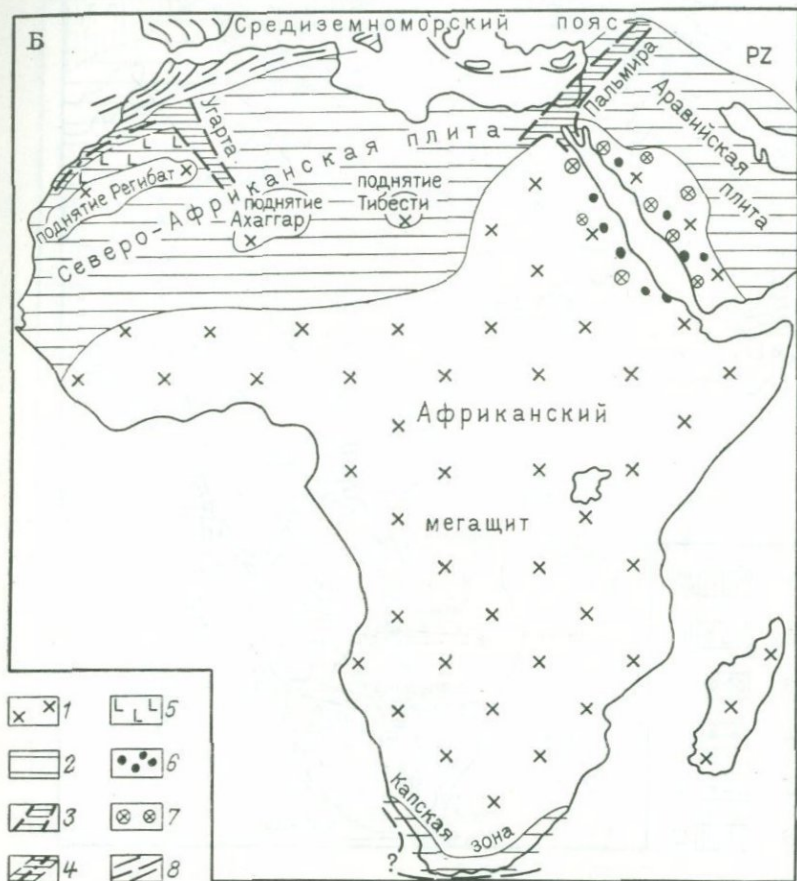


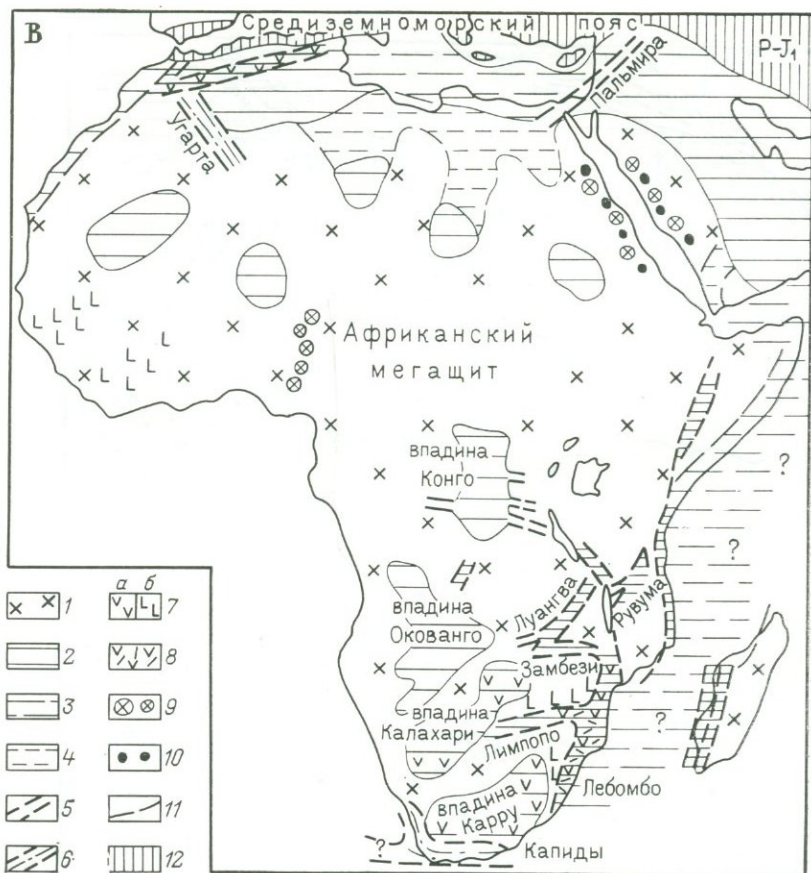
Рис. 32. Проявления рифтогенеза в геологической истории Африкано-Аравийской

А — поздний протерозой: 1 — выступы дорифейского основания, 2 — раннеархейские впадины в панафриканскую эпоху (в венте), 4 — позднепротерозойский платформенный чехол, сформированные на месте авлакогеосинклиналей (6 — в конце раннего рифея, 7 — в позднем рифее), 8 — в конце среднего рифея (с орогенным этапом в позднем рифее), 9 — гипербазиты и т.д. — средний палеозой: 1 — области поднятия на платформе, 2 — плитный чехол, частоты) в карбоне, 5 — силлы и дайки долеритов в авлакогенах (послераннекарбонные), щелочно-гранитоидного, 8 — геосинклиальные области, испытавшие складчатость в конце юра); 1 — области поднятия на платформе, 2 — осадочный чехол (в перикратонных и внут развивавшиеся зоны опускания, 5 — внутриконтинентальные грабенообразные прогибы (авла складчатость в карбоне — перми (Угарта) и триасе (Капиды), 7 — зоны поздне триасового формы, 8 — зоны раннеюрского основного и кислого вулканизма, 9 — проявления раннемезо крупные разломы, 12 — Средиземноморский геосинклиальный пояс; Г — поздня юра — поздне мелового (а — установленные и б — предполагаемые), 4 — внутриконтинентальные и преимущественно верхнемеловыми, 6 — то же, испытавшие складчатость в середине позднего вулканизма, 8 — зоны проявления ранне- и поздне мелового (на Мадагаскаре) базальтового основные интрузивы центрального типа с карбонатитами, 11 — кимберлитовые трубки, 12 — 1 — области слабых и умеренных поднятий на платформе, 2 — то же значительных, 3 — об платформ (а — установленные и б — предполагаемые), 4 — то же, вследствие вовлеченные ных отложений, 6 — области глубокого погружения и накопления мощных дельтовых осадков вые зоны, 8 — то же, межконтинентальные, с новообразованной корой океанического типа сбросового и сдвигового типов, 10 — надвиги, 11 — докайнозойские авлакогены, испытавшие гены, испытавшие в кайнозое новое воздымание, 13 — крупнейшие познекайнозойские вул прогибы Средиземноморского пояса, 16 — Средиземноморский эпигеосинклиальный ороге



платформы. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

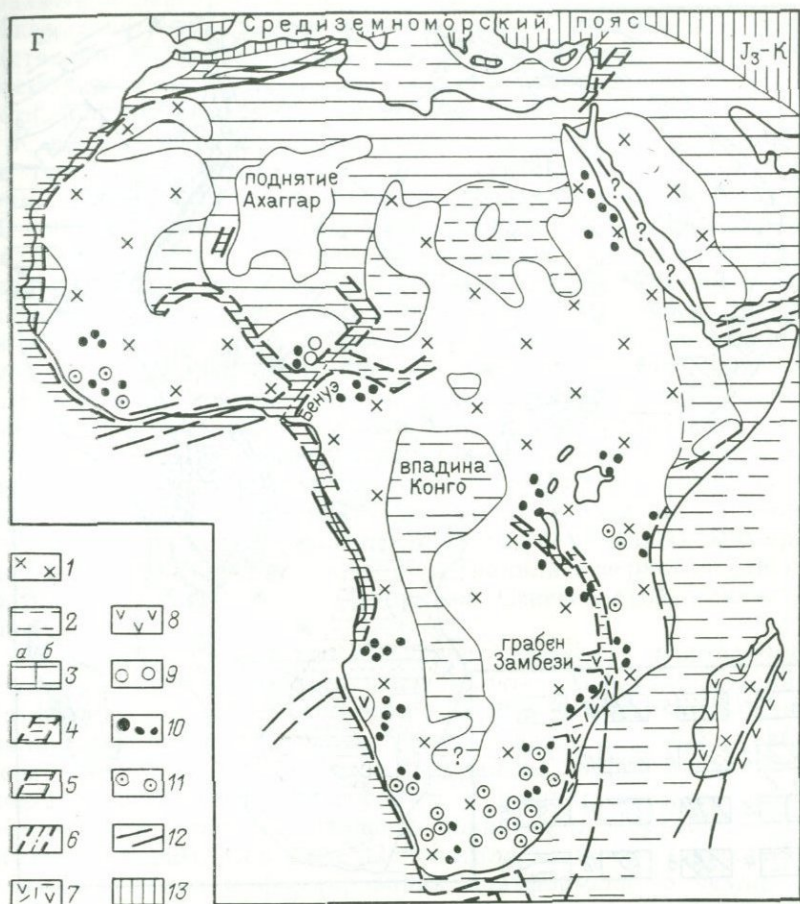
(?) гранулитовые комплексы, 3 — области тектоно-термальной переработки довендского осн. 5 — позднепротерозойские авлакогены, 6–7 — интракратонные складчатые зоны и системы, рифе — венде), 8 — складчатые системы, образовавшиеся в пределах эвгеосинклинальных в складчатых системах, 10 — зоны разломов, 11 — орогенные впадины байкалид; В — ран-3 — авлакогены в процессе погружения, 4 — то же, испытавшие инверсию (поднятие и склад-6 — проявления щелочно-базитового и щелочного ультрабазитового магматизма, 7 — то же, палеозоя (герциниды); В — поздний палеозой — ранний мезозой (пермь-риплатформенных впадинах), 3 — осадочный чехол предполагаемый, 4 — кратковременно когены — палеорифтовые зоны), 6 — палеозойские авлакогены, испытавшие инверсию и (?) — раннеюрского траппового магматизма преимущественно в эффузивной и интрузивной зойского щелочного магматизма, 10 — то же, щелочно-базитового и ультрабазитового, 11 — м е л: 1 — области поднятия, 2 — впадины позднеюрского и раннемелового времени, 3 — то же, периконтинентальные рифтовые зоны, выполненные нижнемеловыми отложениями, 5 — то же, мела (в субгерцинскую фазу), 7 — зоны проявления раннемелового базальтового и кислого вулканизма, 9 — интрузивы щелочных гранитов центрального типа, 10 — щелочно-ультра-зоны разломов, 13 — Средиземноморский геосинклинальный пояс; Д — к а и н о з о й: ласти погружения и накопления преимущественно морских отложений на периферии в поднятия, 5 — внутренние области относительного погружения и накопления континенталь-на окраинах платформ, 7 — позднекайнозойские грабены — внутриконтинентальные рифто-в осевой части, подвергшейся максимальному расширению (раздвигу), 9 — крупные разломы в позднем кайнозое и инверсию и складчатость, 12 — древние ранее инверсированные авлако-каны, 14 — области проявлений кайнозойского вулканизма, 15 — позднекайнозойские краевые нический пояс



Продолжение рис. 32

рифее вдоль западного побережья Экваториальной и Южной Африки. Этот пояс включал прогибы западных Конголид, веерообразно расходящиеся структуры западного окончания Дамарской системы, зоны Гарип и Малмсбери, которые также подверглись складчатости в венде. Ряд исследователей, отмечая сходство в простирании рифейско-вендского складчатого пояса юго-западного побережья Африки и одновозрастного ему пояса Рибейра на восточном побережье Бразилии, высказывают предположение о том, что они первоначально принадлежали к единому поясу интракратонных геосинклиналино-складчатых структур, впоследствии разобращенному при распаде Гондваны и формировании впадины Южной Атлантики в процессе горизонтального раздвигания глыб Южной Америки и Африки [9, 168 и др.].

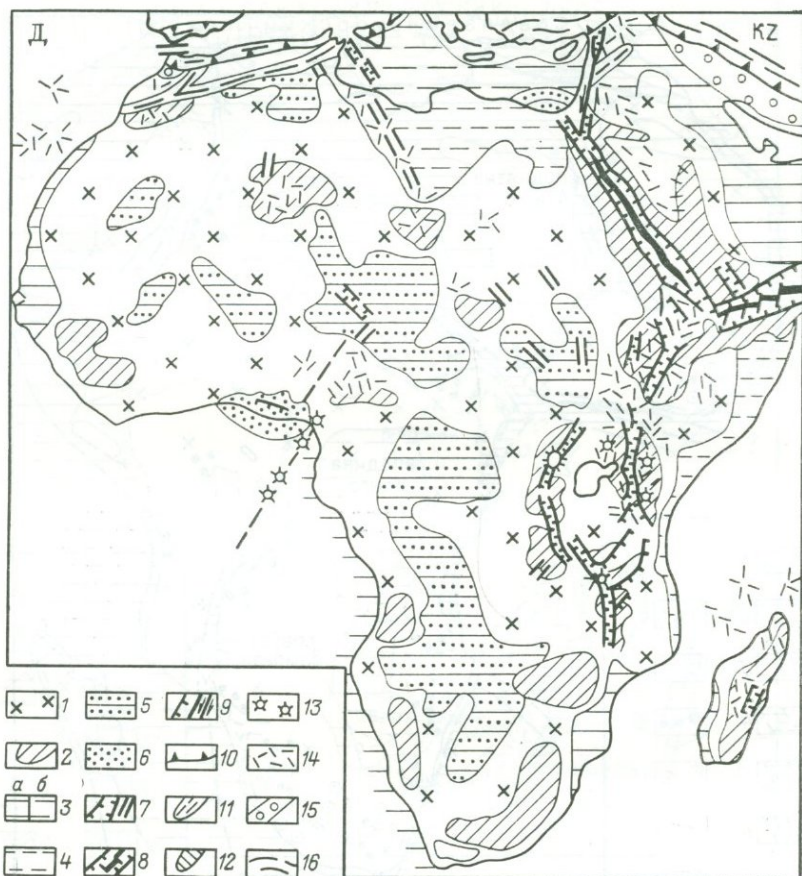
Самая широкая и сложно построенная Аравийско-Нубийская, или Протокрасноморская, эвгеосинклиналиная область была зало-



Продолжение рис. 32

жена в конце раннего или среднем рифее в пределах современного Красного моря и ограничивающих его блоков Аравийско-Нубийского щита. Ее тектоническая позиция (интракратонная или окраинно-кратонная?) остается недостаточно ясной, так как ее северо-восточное ограничение скрыто под мощным платформенным чехлом Аравийской плиты. Она представляла либо южное ответвление заложеного в рифее геосинклинального пояса Тетис, отделившего Африканскую платформу от Восточно-Европейской, либо одно из звеньев его южного фланга. На юго-западе от этой области отходило несколько клиновидных в плане ветвей, представлявших, по-видимому, своеобразные вулканоактивные палеорифтовые зоны (авлакогены).

Развитие Протокрасноморской геосинклинальной области характеризовалось интенсивным существенно андезитовым вулка-



Продолжение рис. 32

низмом и накоплением граувакковых толщ и сопровождалось проявлениями ультраосновного магматизма. В позднем рифее оно вступило в орогенную стадию, а в венде повсеместно завершилось складчатостью и консолидацией. Бросается в глаза унаследованность позиции кайнозойской Красноморской рифтовой зоны от позднепротерозойской эпигеосинклинальной складчатой области. Приблизительно к рубежу венда и кембрия относятся первые признаки существования разломов субмеридиональной Левантийской зоны, сыгравших впоследствии важнейшую роль в тектоническом развитии северного окончания Африкано-Аравийского рифтового пояса в кайнозое. В этой зоне между зал. Акаба и Красным морем установлено широкое развитие мощных субмеридиональных даек кварцевых порфиров (абс. возраст 350—570 млн. лет), которые прорывают докембрийский фундамент и

с размывом перекрываются кембрием (Н. Lenz e. a., 1972). Объем дайковых интрузий по отношению к вмещающим породам и, соответственно, величина растяжения, имевшего место на границе докембрия и палеозоя, возрастают при приближении к осевой части рифтовой зоны от 10 до 30 %.

К венду относится исключительно мощная вспышка процессов термальной переработки фундамента Африканской платформы, приведшая к его радиологическому «омоложению» до 600—500 млн. лет. Эти процессы охватили Мозамбикский пояс, т. е. восточную часть платформы от Египта, Судана и Эфиопии на севере до Кении, восточной части Танзании, Мозамбика и Мадагаскара на юге, а также сливающийся с ним на севере Ливийско-Нигерийский пояс, прилегающий с востока к Хаггар-Атакорской складчатой системе. Мозамбикский пояс в значительной мере контролировал впоследствии область проявления кайнозойского рифтогенеза на востоке Африки (Африкано-Аравийская рифтовая система); к нему приурочена также восточная граница платформы с впадиной Индийского океана. Западная граница южной части Африканской платформы почти точно совпадает с положением складчатых зон западных Конголид — западных Дамарид — зон Гарип—Малмсбери, а западная граница северной части платформы — с положением Мавритано-Сенегальской складчатой зоны.

На протяжении раннего и среднего палеозоя рифтоподобные структуры на территории современной Африкано-Аравийской платформы, как и большинства других платформ Гондваны, имели ограниченное развитие, приурочиваясь к самой северной части платформы и к ее южной окраине. Подавляющая часть площади Африканской платформы в раннем—среднем палеозое представляла гигантскую область поднятия и денудации — Африканский мегащит. Севернее располагалась область преобладающего погружения и формирования платформенного чехла — Аравийско-Североафриканская плита, примыкавшая к Средиземноморскому геосинклинальному поясу и представлявшая широкую зону перикратонного погружения. Эта плита формировалась на гетерогенном фундаменте, включавшем наряду с обширными областями архейской и раннепротерозойской консолидации, частично затронутыми панафриканской тектоно-термальной активацией в венде — начале кембрия, несколько широких зон с байкальским складчатым основанием (в пределах Аравийского полуострова, Центральной и Северной Сахары). В этих частях плиты обособились несколько относительно узких линейно вытянутых зон, где в течение раннего и среднего палеозоя происходило особенно интенсивное погружение и накопление очень мощных терригенных и терригенно-карбонатных отложений, контролировавшиеся, по-видимому, продольными разломами типа сбросов, унаследованными от тектонического плана байкальского этапа. Эти зоны могут рассматриваться в качестве авлакогенов — Угарта, Пальмирского [88] (Ж. Фабр, 1978 г.; Е. Д. Сулиди-Кондратьев

и др., 1979 г.), а также Северо-Тиндуфского (или Южно-Антиатласского). В современной структуре чехла платформа Угарта [110] представляет интракратонную складчатую зону северо-западного простирания длиной до 700 км и шириной около 150 км, сложенную существенно терригенными отложениями палеозоя от кембрия до нижнего карбона мощностью до 8—10 км (наибольшей мощности — до 5 км — достигает ордовик). Кембрий без углового несогласия налегает на вулканогенно-осадочные толщи верхов рифея—венда, из-под которых кое-где выступает раннебайкальское складчатое основание. После интенсивного погружения в течение раннего и среднего палеозоя авлакоген Угарта подвергся в конце герцинского «цикла» (по-видимому, в поздней перми или даже в триасе, Ж. Фабр, 1978 г.) [88] пологоскладчатым деформациям, приведшим к формированию системы пологих сундучных линейных и брахиморфных складок. Продольные разломы фундамента наиболее четко проявляются в юго-восточной, относительно суженной части зоны. На северо-западе зона Угарта примыкает к восточному окончанию раннебайкальского складчатого сооружения Антиатласа, также первоначально целиком перекрывающегося чехлом верхнерифейских, вендских и нижнепалеозойских (а первоначально, вероятно, и среднепалеозойских) отложений. К югу от зоны Антиатласа этот чехол увеличивается в мощности и выполняет здесь широтно вытянутую синеклизу Тиндуф, лежащую, по-видимому, уже на добайкальском метаморфическом фундаменте. Ось погружения в палеозое была приурочена к субширотной зоне (авлакогену?) на границе Антиатласа и синеклизы Тиндуф, где мощности палеозоя достигают 10 км. После раннего карбона девонские и нижнекаменноугольные отложения в зоне Южно-Антиатласского—Северо-Тиндуфского авлакогена были прорваны многочисленными силлами, а подстилающие нижнепалеозойские отложения — главным образом дайками долеритов северо-восточного простирания. Внедрение (и, возможно, также излияние?) базальтовой магмы происходило, по-видимому, в фазу некоторого растяжения, когда приоткрывались глубокие продольные трещины в фундаменте авлакогена, и непосредственно предшествовало деформациям сжатия, смявшим долеритовые силлы вместе с вмещающим их палеозойским чехлом. Объем магматических продуктов в этой «вулканической области пустыни Дра» оценивается И. В. Лучицким [49] в 2 тыс. км<sup>3</sup>. В астурийскую фазу (в середине карбона) палеозойский чехол Антиатласа и северной периферии синеклизы Тиндуф был смят в относительно простые пологие складки восточно-северо-восточного, а в восточной части Антиатласа — также долготного и северо-западного простирания, местами осложненную разрывами типа взбросов и срывами с докембрийского метаморфизованного фундамента. Северная часть деформированной зоны (Антиатлас) была значительно приподнята, и ее чехол подвергся сильной денудации. Герцинская складчатость в авлакогенах Угарты и Антиатласа, очевидно, явилась реакцией краевой части Африканской плат-

формы на интенсивные деформации сжатия, которым подверглась в позднем палеозое смежная западная часть Средиземноморского геосинклинального пояса — область Атласа и территория Иберийского полуострова.

В отличие от Угарты и Антиатласа авлакоген Пальмира на севере Аравии, по-видимому, не подвергся сколько-нибудь значительным герцинским складчатым деформациям и продолжал погружение в позднем палеозое и мезозое; это естественно связано с отсутствием проявлений герцинской складчатости в южной зоне сегмента Средиземноморского пояса, прилегающего к Аравийской платформе. В пределах Аравийско-Нубийского щита, возникшего на месте позднепротерозойской Протокрасноморской складчатой системы, по обе стороны от впадины Красного моря — в Судане, Египте и Саудовской Аравии — известны многочисленные проявления вендского и раннепалеозойского щелочно-базитового и щелочно-гранитоидного магматизма (габбро-нориты, щелочные габбро, анортозиты, сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные граниты и пр.) в форме вулканоплутонических массивов центрального типа. Большинство щелочных массивов приурочены к нескольким субмеридиональным зонам, параллельным или субпараллельным будущему рифту Красного моря [73, 74]. А. В. Разваляев [72] справедливо рассматривает их, как и более поздние (позднепалеозойские, мезозойские и раннекайнозойские) проявления щелочного магматизма как отражение особого «возбужденного» эндогенного режима, предшествующего главному пароксизму эпи платформенного рифтогенеза в Красноморской зоне в кайнозое.

На крайнем юге Африки в течение палеозоя развивался Капский прогиб [30], наложенный на зону позднебайкальской складчатости и тектоно-термальной активизации. Разрез его начинается с континентальных существенно песчаниковых, с горизонтами тиллитов отложений свиты Столовой горы (силур); выше следуют мелководноморские глинистые девонские отложения свиты Боккевельд и, наконец, вновь континентальные песчано-глинистые отложения среднего девона — нижнего карбона (свиты Виттеберг). Общая мощность разреза Капской «системы», т. е. среднего палеозоя Капид, достигает 3 км. Разрез ее надстраивается верхнепалеозойскими континентальными терригенными отложениями нижней части системы Карру (верхний карбон — пермь), которые совместно подверглись складчатости в триасе (рис. 33). Уже упоминалось о сходстве разреза палеозоя Капид и интракратонной складчатой зоны в Аргентине, а также Фолклендских (Мальвинских) островов, которое, начиная с первых работ А. Вегенера, служит одним из веских аргументов в пользу мобилистской интерпретации распада Гондваны и генезиса южной части Атлантического океана. Действительно, большое сходство разрезов палеозоя этих областей, в настоящее время удаленных друг от друга на 6—6,5 тыс. км, легче объяснить, допустив, что первоначальные расстояния между ними были значительно меньшими. В частно-

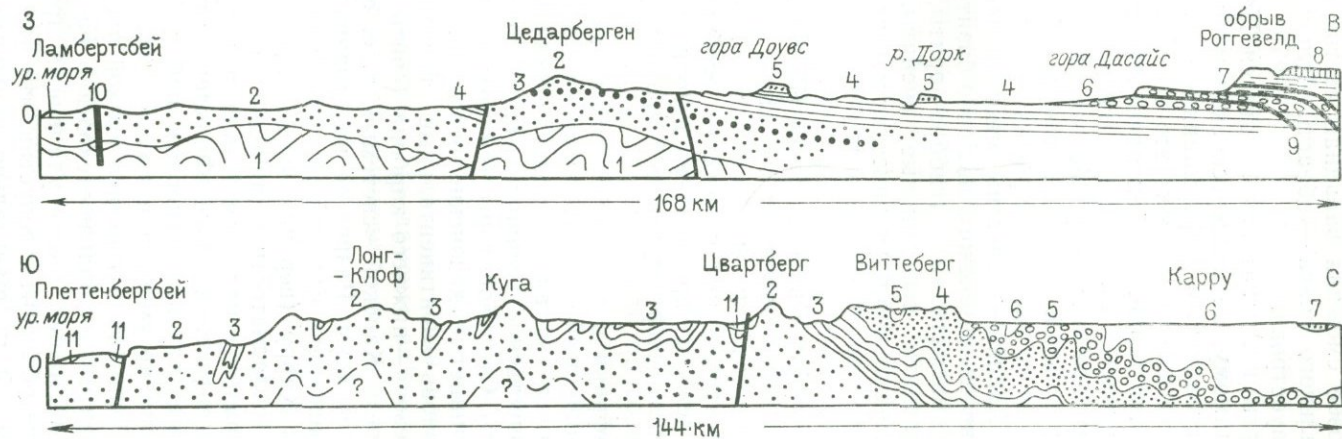


Рис. 33. Геологические разрезы авлакогена Капских гор (вверху — через северо-западную меридиональную часть, внизу — через юго-восточную широтную часть). По А. Дю-Тойту (1957 г.)

1 — байкальский фундамент (свита Малмсбери); 2—5 — Капская «система» (2 — свита Столовой горы, 3 — ледниковый горизонт в ней, 4 — свита Боккевелд, 5 — свита Виттеберг); 6—8 — «система» Карру (6 — свита Двайка, 7 — свита Эка, 8 — свита Бофорт); 9 — долериты Карру, 10 — нект, 11 — отложения меловой системы

сти, можно предположить, что подводное Фолклендское плато с континентальной корой, продолжающееся на 2000 км к востоку от одноименных островов и, вероятно, обладающее сходным с ними геологическим строением, располагалось в палеозое южнее и юго-западной современной южной оконечности Африки и граничило на востоке с районом, занятым ныне подводной возвышенностью Агульяс, лежащей к юго-юго-востоку от Капид. В таком случае, Капская зона вместе с зоной Вентана, очевидно, представляли бы звенья единого авлакогена или системы авлакогенов, разделявшей северо-западную и юго-западную части Гондванского суперконтинента в среднем палеозое; амплитуда последующего расхождения между Фолклендским плато и плато Агульяс в этом случае должна составлять не 6—6,5 тыс. км, а не более 4 тыс. км.

Поздний палеозой и ранний мезозой являются очень важным этапом в развитии рифтогенеза на территории Африки — этапом начала раздробления и распада суперконтинента Гондваны. Этот процесс с наибольшей силой проявился в юго-восточной части Африканского континента, а также на Мадагаскаре и, напротив, относительно слабо в северной части Африки и в Аравии. Здесь, по-видимому, в связи с завершением герцинского тектонического «цикла» (орогенным этапом) в западной части Средиземноморского геосинклинального пояса произошла регрессия, приведшая к почти полному осушению северной части Африканской платформы в позднем карбоне—перми. В Южно-Антиатласском и Угартском авлакогенах соответственно в середине карбона и перми—начале триаса имели место инверсия и складчатые деформации. На протяжении мезозоя они остаются, относительно приподнятыми, однако некоторые территории Северной Африки в мезозое вновь начинают вовлекаться в погружение. К ним относятся перикратонный прогиб, прилегающий к Альпийскому Средиземноморскому поясу, и ряд внутриплатформенных впадин, выполнявшихся триасовыми и юрскими континентальными осадками (синеклизы Таудени, Мали-Нигерская, Мурзук, Куфра и др.). В течение позднего палеозоя и мезозоя, на фоне общего более слабого опускания перикратонной зоны, занимавшей северную и восточную части Аравийского полуострова, продолжалось интенсивное погружение Пальмирского авлакогена. В позднем палеозое возобновился и продолжался в мезозое длительный процесс становления щелочно-базитовых и щелочно-гранитоидных центральных массивов в области Аравийско-Нубийского щита, предвещающий кайнозойский рифтогенез в Красноморской зоне.

Многочисленные (более 60) вулcano-плутонические массивы центрального, кольцевого типа, однако сложенные щелочными гранитоидами и связанными с ними вулканическими породами (липаритовые игнимбриты и др.), распространены на территории Нигерии на плато Джос и др. В основном они имеют среднеюрский возраст (около 160 млн. лет), но их формирование, возможно, началось еще в конце палеозоя и продолжалось до начала мела.

Магматизм этой области, подобно Аравийско-Нубийской, с одной стороны, приурочивается к зоне позднепротерозойской складчатости и панафриканской тектоно-термальной активизации, с другой — тяготеет к меловому грабену Бенуэ и представляет характерное проявление эндогенного режима «вызревания» будущей рифтовой зоны.

В юго-западной части Северной Африки, в пределах Гвинеи, Мали, Берега Слоновой Кости и других районов широко распространены интрузивные проявления раннемезозойского траппового магматизма (триас—лейас) в виде мощных (до 500 м) долеритовых силлов и даек, прорывающих породы докембрия и палеозоя. Абсолютный возраст долеритов Гвинеи определяется в интервале 230—180 млн. лет. В наиболее крупных интрузивных телах, например, массиве Калум в районе Конакри, присутствуют как основные (габбро, нориты), так и ультраосновные породы. Эти интрузивные тела, вероятно, представляют остатки мощного траппового комплекса, эффузивная часть которого была уничтожена последующей денудацией. В зоне Гвинейского побережья на о-ве Лос находится также раннеюрская (178 млн. лет) щелочная кольцевая интрузия нефелиновых сиенитов. Как и одновозрастные поздне триасовые—раннеюрские базальты серии Ньюарк на восточной окраине Северной Америки, проявления раннемезозойского траппового и щелочного магматизма в Западной Африке предвзрывают и сопутствуют во времени, пространственно и, вероятно, гематически связаны с процессом формирования рифтовой системы, заложившейся в конце триаса—ранней юре в пределах среднего сегмента современной Атлантики, между Аппалачами и северной частью Африканской платформы. В самых восточных грабенах этой системы, располагавшихся между современным западным берегом Африки и архипелагом Канарских островов и островов Зеленого Мыса, накапливались нижнеюрские соленосные отложения, а со средней (?) юры началось накопление морских осадков.

В Южной Африке с позднего карбона до ранней юры происходило формирование мощного комплекса терригенных континентальных, в том числе угленосных отложений—«системы» Карру; оно началось с накопления тиллитов и флювиогляциальных образований гондванского оледенения и завершилось мощной вспышкой траппового вулканизма. Каррусские осадки накапливались в обширных, но относительно мелких субизометричных депрессиях (Конго, Окованго, Калахари), в значительно более глубокой (до 6—7 км) синеклизе Карру, переходившей на юге в продолжавший погружаться в карбоне и перми Капский авлакоген и, наконец, в относительно узких грабенах и односторонних грабенах, сложная сеть которых возникла и конседиментационно развивалась в позднем палеозое—начале мезозоя в юго-восточной части Африки, прилегающей к Индийскому океану [151, 189], а также в западной части Мадагаскара [99]. Грабены эти длиной во многие сотни километров, ограниченные нормальными на-

клонными сбросами, простираются в самых различных направлениях — субширотном (Лимпопо, Средняя Замбези), северо-западном (Нижняя Замбези, Рува), субмеридиональном (Лебомбо, Малави, Танзанийско-Кенийское побережье, Восточно-Эфиопский, Западно-Мадагаскарские) и северо-восточном (Луангва, Рухуху, Руаха—Руфиджи и др.), что может указывать на развитие рифтовой системы в условиях общего разнонаправленного горизонтального растяжения («расползания») территории Восточной Африки и Мадагаскара. В пределах Западного Мадагаскара, по данным П. Кликке, наиболее дробно дифференцированные блоковые подвижки по сбросам, разделяющим многочисленные узкие грабены и горсты, происходили в позднем карбоне и перми, в триасе обособились более широкие грабено- и горстообразные

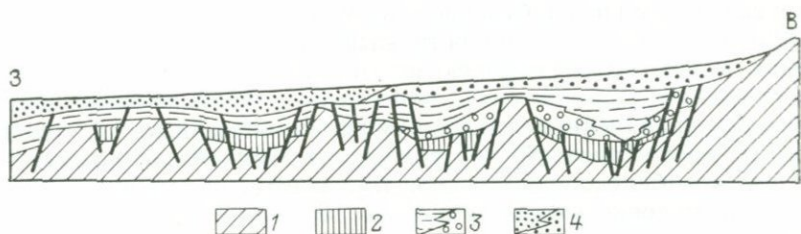


Рис. 34. Погребенные позднепалеозойские — триасовые грабены и горсты в западной части Мадагаскара. По П. Кликке, из работы С. Г. Хоутона [99]

1 — докембрийский фундамент; 2 — серия Сакоа (верхний карбон — пермь); 3 — серия Сакамена (нижний — средний триас); 4 — серия Изало (верхний триас — средняя юра) — на востоке в континентальных, на западе — в морских фациях

структуры, а к началу юры они слились в еще более широкую единую зону слабо дифференцированного опускания (рис. 34). Напротив, в карруских грабенах Восточной и Юго-Восточной Африки подвижки по крупным сбросам продолжались, по крайней мере, до конца юры, а по некоторым из них — даже до середины мела [189]. Мощность каррусского комплекса, заполняющего некоторые восточно-африканские грабены, достигает 3—5,5 км [147], а мадагаскарские — даже 7—8 км. Амплитуда досреднеюрских смещений по некоторым сбросам в прибрежной зоне Северной Танзании достигает 6 км. В расположении и ориентировке сети карруских грабенов Восточной Африки и Мадагаскара обнаруживается зависимость от структурного плана докембрийского фундамента. Большая ее часть лежит в пределах Мозамбикского пояса панафриканской тектоно-термальной активизации и в основном следует простиранию слагающих его архейских и раннепротерозойских структур; те же грабены, которые проникают западнее, приурочиваются к позднепротерозойским интракратонным складчатым зонам кибарского и катангского возраста (грабены Рува, Луангва, Замбези) или наследуют архейские гранулитовые зоны, регенерированные в раннем протерозое (грабен Лимпопо).

Формирование системы карруских грабенов Восточной Африки и Мадагаскара отражает первую стадию раздробления и растяжения континентальной земной коры в центральной части Гондваны (аналогично выраженную также одновозрастными им «раннегондванскими» грабенами Индостана), приведших к полному распаду этого суперконтинента и возникновению в центре его впадины Индийского океана. Первый «зародыш» последнего, по крайней мере, в палеогеографическом смысле, фиксируется в появлении в нижней части каррусского комплекса Западного Мадагаскара (серия Сакоа) пачки известняков с брахиоподовой фауной средней части пермской системы, а также глинистых прослоев прибрежно-эстуарного генезиса с фауной пермских эстерий и пелеципод в прибрежной зоне Танзании и Кении [147]. В грабене, занимающем прибрежную зону на юге Танзании, в разрезе каррусского комплекса бурением вскрыта соленосная толща мощностью до 3 км с редкими остатками триасовой фауны, перекрываемая морскими среднеюрскими отложениями [147]. Таким образом, в начале юры здесь существовал эвапоритовый бассейн, имевший ограниченную связь с морским бассейном. С востока этот Восточно-Танзанийский грабен отделялся от внутренней части Мозамбикской котловины выступом фундамента. Начиная с лейаса, морские отложения вновь эпизодически появляются на побережье Сомали, Кении и на севере Мадагаскара, с доггера — на побережье Танзании, а с мальма — почти на всем восточном побережье Африки. Временами в средней и поздней юре морской бассейн ингрессировал по некоторым каррусским грабенам в глубь Африканского континента, достигая озер Малави и Руква.

Вопросы о происхождении и времени возникновения впадины Мозамбикского пролива, Сомалийской котловины Индийского океана и положении Мадагаскара в эпоху Карру остаются недостаточно ясными и интерпретируются весьма различно. В мобилистских реконструкциях предполагается, что Мадагаскар первоначально располагался в непосредственной близости от восточного края Африки. Однако одни исследователи «помещают» его северо-западнее современной позиции, в Сомалийскую котловину, другие — юго-западнее, близ южной части Мозамбика, а третьи — поворачивают Мадагаскар под прямым углом к Африке и «вклинивают» между ними южную часть Индии и Шри-Ланка. В некоторых же реконструкциях А. Н. Храмова Мадагаскар последовательно занимает в разные эпохи мезозоя каждую из этих позиций. Взаимпротиворечивость подобных построений свидетельствует об отсутствии достаточных данных для обоснования значительных взаимных перемещений глыб Африки и Мадагаскара. Скорее всего, лишь несколько увеличилось расстояние между ними на протяжении позднего палеозоя — раннего мезозоя, о чем говорит наличие многочисленных нормальных наклонных сбросов, грабенов и горстов в разделяющей эти глыбы зоне. Однако сопровождалось ли это полным разрывом континентальной коры и новообразованием коры океанического типа в центральной части

впадины Мозамбикского пролива или последняя испытала лишь общее утонение и погружение — остается на современной стадии изученности ложа Мозамбикского пролива недостаточно ясным. Наконец, если одни исследователи допускают, что континентальные и частично морские отложения каррусского комплекса выстилают все дно Мозамбикской котловины, то другие [147] предполагают, что вдоль восточного побережья Африки и Западного Мадагаскара простирались самостоятельные системы грабенообразных прогибов, разделенные зоной поднятия, опускание которой началось лишь в меловое время. Те же нерешенные проблемы, касающиеся структуры земной коры, разреза осадочной толщи и истории формирования, остаются и в отношении расположенной к северу от Мозамбикского пролива западной части Сомалийской глубоководной котловины.

Если в Восточной Африке и на Мадагаскаре на протяжении всего каррусского этапа существовала обстановка растяжения, преимущественно в субширотном направлении, то на южной окраине современного континента она уже в триасе сменилась некоторым субмеридиональным сжатием, приведшим к формированию широтно вытянутой интракратонной (?) складчатой зоны Капад. Впадина Карру, таким образом, превратилась в предгорный прогиб Капид, в котором накапливались триасовые осадки верхней части системы Карру.

Завершение каррусского этапа ознаменовалось мощной вспышкой траппового магматизма, охватившего в ранней юре обширные территории Южной Африки — впадины Карру и Калахари, грабены Лимпопо и Замбези и субмеридиональную зону разломов Лебомбо (региональную флексуру с наклоном  $10-30^\circ$  в современной структуре). Первоначально траппы, возможно, покрывали почти всю поверхность Южной Африки от р. Замбези на севере до впадины Карру на юге площадью до 2 млн. км<sup>2</sup> [130]. Сохранившаяся мощность базальтовых покровов в центральной части синеклизы Карру, в Драконовых горах (Лесото) достигает 1,4 км, а в зоне флексуры Лебомбо мощность сложно построенного вулканического комплекса, в котором лавы основного и щелочно-основного состава (толеитовые или оливиновые базальты, лимбургиты, нефелиниты) чередуются с риолитовыми игнимбритами, доходит до 7—8 и даже 13 км [192], правда, верхняя его часть принадлежит нижнему мелу. Общая мощность сохранившихся вулканических образований составляет около 250 тыс. км<sup>3</sup> [49], а первоначальная, по-видимому, достигала 0,5 млн. км<sup>3</sup>.

Наряду с базальтовыми покровами в составе трапповой серии присутствуют многочисленные дайки и силлы долеритов, мощность которых доходит иногда до 0,5—0,9 км, а также массивы центрального типа, сложенные долеритами и гранофирами. От большей части площади развития позднекаррусской вулканической серии, где она представлена почти исключительно толеит-базальтовой магмой, существенно отличается разнообразием состава вулканитов зона Лебомбо. Происхождение присутствующих в ней

мощных толщ риолитов пока не получено однозначного объяснения. Их считают либо результатом своеобразного метасоматоза базальтов [99] или палингенными продуктами, выплавленными из континентальной коры. Однако идентичность отношений изотопов стронция, установленных как в риолитах, так и в базальтах во всей этой зоне, позволяет предполагать [192] поступление риолитового материала из мантийного источника. Огромные объемы этих образований скорее говорят в пользу последнего предположения. На Мадагаскаре юрские базальты неизвестны, и вопрос о распространении их под Мозамбикским проливом остается открытым. Формирование раннеюрского траппового комплекса свидетельствует, очевидно, о фазе общего горизонтального растяжения коры, которая проявилась в юго-восточной части Африки, но не затронула Мадагаскара, где сбросообразование закончилось в триасе.

Следующая, позднемезозойская эпоха усиления процессов рифтогенеза на территории Африкано-Аравийской платформы в основном отвечает раннему и позднему мелу. Если карруская эпоха рифтогенеза в основном отражала начавшийся процесс раздробления и распада центральной части Гондваны и зарождения впадины юго-западной части Индийского океана, то позднемезозойская эпоха в Африке, как и на востоке Южной Америки, отражает начало аналогичных процессов в западной части Гондваны и Южной Атлантике. Соответственно основная область проявления рифтогенеза и сопутствующих магматических процессов в позднеюрское — раннемеловое время начинает перемещаться в западную часть Африки, а в позднемеловое — локализуется на западной периферии континента, прилегающей к формирующейся впадине Атлантического океана. Менее отчетливо проявляется в течение мела смещение тектоно-магматической активности к востоку и северо-востоку, в сторону Мадагаскара, Северо-Восточной Африки и лежащей между ней, Мадагаскаром и Индией части Индийского океана.

Верхняя часть мощного вулканического комплекса, слагающего флексурную зону Лебомбо в Мозамбике, отвечает раннему мелу. К востоку от этой зоны вулканические образования базальтового состава распространены в пределах широкой низменной равнины между низовьями рек Лимпопо и Замбези, где они вскрыты бурением на глубинах до 3 км, в грабене Нижней Замбези и других районах Юго-Восточной Африки, а также в западной части Мадагаскара. Раннемеловые вулканы Юго-Восточной Африки — серия Лупата в грабене Нижней Замбези и ее аналоги — отличаются от позднекаррусских повышенной щелочностью [189], в частности, широким распространением щелочных и нефелиновых базальтов, фонолитов и реже трахитов и щелочных риолитов. В пределах ряда подновленных (?) в меловое время грабенообразных каррусских впадин и их бортов часто встречаются кольцевые центральные массивы ультраосновных и основных щелочных пород с карбонатами, по-видимому, представляющие глубоко денудиро-

ванные вулcano-плутонические комплексы. Они известны в зоне Лебомбо, в грабенах Лимпопо, Нижней и Средней Замбези, Луангвы, Шире, Малави, на стыке грабенов Луангвы, Малави и Руква (в районе Мбеи), в периконтинентальной зоне разломов Кении (у Момбасы и др.). Максимум их формирования относится к раннему мелу, хотя их становление началось еще в юре и продолжалось до позднемеловой эпохи.

Еще одной характерной формой проявления позднемезозойского магматизма, широко распространенной во многих районах Экваториальной и Южной Африки, являются многочисленные кимберлитовые трубки, с некоторыми из которых связаны крупные месторождения алмазов. Они известны в Восточной, Южной, Центральной и Западной Африке. Позднемезозойские кимберлиты Африки, по-видимому, принадлежат к нескольким генерациям ранне- и позднеюрского, ранне- и позднемелового возраста. Последние проявления кимберлитового магматизма в некоторых районах ЮАР и Танзании датируются как палеогеновые. Если позднемезозойские щелочные массивы с карбонатитами в Восточной Африке располагаются в пределах раннемезозойских грабенов, вдоль их бортов и на поперечных седловинах, то позднемезозойские кимберлитовые тела, напротив, избегают крупных зон разломов и тяготеют к «жестким» массивам; во времени фазы кимберлитового магматизма, по-видимому, также асинхронны с другими вулканическими проявлениями и фазами растяжения земной коры [58]. В целом, поздний мезозой (поздняя юра — мел) на большей части территории Южной и Восточной Африки по сравнению с ранним мезозоем характеризовался ослаблением или даже прекращением горизонтального растяжения земной коры, как в рассеянной, так и в узколокализованной (рифтовой) форме, с чем связано широкое развитие таких малообъемных проявлений магматизма центрального типа, как формирование щелочно-карбонатитовых тел и кимберлитов.

В отличие от Юго-Восточной Африки вулканизм на Мадагаскаре характеризовался мощными излияниями продуктов известково-щелочного ряда — базальтов и подчиненных им дацитов и риолитов. В западной части острова извержения начались в конце (?) раннего мела и продолжались в течение всего позднего мела, а в приразломной зоне восточного побережья происходили в позднемеловое время. Судя по отдельным фрагментам, первоначально позднемеловые базальты на Мадагаскаре были распространены значительно шире. Минимальный объем меловых вулканитов Мадагаскара оценивается в 50 тыс. км<sup>3</sup> [49]. Позднемеловые базальты вскрыты бурением также в пределах ряда участков дна западной части Индийского океана, расположенных юго-западнее, южнее, восточнее и севернее Мадагаскара. Базальты Мадагаскара, вероятно, принадлежат к периферическим участкам обширного базальтового поля западной части Индийского океана.

На северо-востоке Африкано-Аравийской платформы в конце мезозоя усилился длительный процесс формирования щелочных

и щелочно-карбонатитовых массивов центрального типа, приуроченных к Аравийско-Нубийскому своду; возникновение ряда подобных тел на территории Синайского полуострова, Восточного Египта и Судана относится к раннему и позднему мелу. Неглубокая депрессия на оси этого свода на месте современного рифта Красного моря, по-видимому, наметилась еще в конце мела [176], а в его южной части — уже в юре, но интенсивное растяжение началось лишь в середине кайнозоя. Также уже в начале юры, по данным А. Аззорели [117], В. Н. Козеренко и В. С. Ларцева [40], заложилась субширотная впадина или система впадин на месте нынешнего Аденского залива, где начали накапливаться терригенные континентальные и мелководноморские осадки. Погружение сопровождалось подвижками по разломам, по которым изливались небольшие потоки базальтов. Оно усилилось в средней и поздней юре, когда Аденская впадина стала заполняться морскими карбонатными отложениями, и продолжалось в течение мела — палеогена.

Наиболее широко позднемезозойский рифтогенез проявился в западных частях Южной, Экваториальной и Северной Африки. К раннему и позднему мелу здесь принадлежит ряд внутриконтинентальных и периконтинентальных рифтовых зон и систем. К числу первых принадлежит Западно-Африканская древовидная система рифтовых зон северо-восточного и северо-западного простирания (Д. М. Трофимов, 1974 г.), роль главного «ствола» которой играет заложенный в альбе и развивавшийся в течение позднего мела крупнейший грабен Бенуэ, вытянутый с северо-востока на юго-запад на 1000 км от района оз. Чад до дельты р. Нигер при ширине до 150 км. На юго-восток и на северо-запад от него отходит ряд ветвей: грабены Среднего Нигера, Бонибонгу, Гао, Чад — Тафидет и др. В целом, Западно-Африканская рифтовая система приурочивается к Нигерийско-Ливийскому поясу тектоно-термальной активизации с прилегающей к ней с запада Атакоро-Хаггарской интракратонной складчатой системой байкалит подобно тому, как мезозойская и кайнозойская рифтовые системы Восточной Африки — к Мозамбикскому поясу тектоно-термальной активизации и смежным с ним байкальским складчатым системам (Протокрасноморской, Ирумидской и др.). В юрское время в центральной части будущей Западно-Африканской рифтовой системы в районе плато Джос в Нигерии возникло сводовое поднятие, в пределах которого формировались десятки вулканоплутонических щелочных массивов центрального типа — характерных показателей «возбужденного» предрифтового режима. Глубина некоторых из меловых грабенов Западно-Африканской системы достигает 2—4 км, а грабена Бенуэ — даже 5—6 км. На отдельных участках развитие грабенов сопровождалось проявлением щелочно-базальтового вулканизма, а на обрамляющих их уступах фундамента формировались небольшие интрузивные массивы.

В развитии рифта Бенуэ различается несколько стадий [164]. Формирование грабена началось в апте (?) или раннем альбе,

когда вдоль возникших или активизировавшихся разломов северо-восточного простирания в условиях растяжения произошли извержения базальтовых лав, агломератов и туфов. В течение альба — сеномана происходило интенсивное погружение грабена по ступенчатым сбросам, в ходе которого накопилось до 3 км преимущественно солоноватоводных песчано-алевроито-глинистых отложений с отдельными прослоями нормально-морских осадков; к северо-востоку они переходят в существенно песчаные дельтовые отложения. Между сеноманом и туроном локально проявился перерыв и даже складчатые деформации, а затем в туронском — коньякском веках происходило погружение (без значительных подвижек по сбросам). Впадина Бенуэ расширилась и превратилась в залив открытого моря, глубоко проникавший в глубь континента, где накапливались мелководные алевроито-глинистые осадки с прослоями зоогенных известняков (до 1,5—2 км.), переходившие в северо-восточной части грабена в лагунные и дельтовые образования. На протяжении периода погружения в ряде районов впадины Бенуэ происходили базальтовые извержения. На рубеже коньяка и сантона впадина Бенуэ подверглась интенсивным деформациям сжатия, приведшим к формированию более 100 линейных складок, в том числе антиклинория Абакалики в ее осевой части, регрессии, поднятию и частичной денудации верхнемеловых отложений (К. Burke, 1972). Предсантонская складчатость сопровождалась внедрением габбро, диоритов и сиенитов и их гипабиссальных эквивалентов, тела которых концентрируются близ оси антиклинория, и свинцово-цинковой эндогенной минерализацией. В кампане — маастрихте возобновилось растяжение и погружение, однако оно захватило не всю впадину, а лишь ее северо-западное крыло, где обособился более узкий ступенчатый грабен Анамбра, вновь залитый водами узкого залива океана (рис. 35). Небольшая впадина Афикпо возникла также к юго-востоку от антиклинория Абакалики, который оставался приподнятым, подвергался размыву и явился ареной деятельности наземных вулканов. Во впадине Анамбра накопилось до 2 км кампанских, маастрихтских и, возможно, датских осадков (глинистых мелководноморских в нижней и песчаных дельтовых — в верхней части). Последняя небольшая ингрессия моря в эту впадину произошла в палеоцене. Гравитационное поле впадины Бенуэ характеризуется наличием полосовидного максимума, приуроченного к антиклинорию Абакалики, и зон минимумов к северо-западу (более отчетливой) и югу от него, тяготеющих к обрамляющим его прогибам (G. Adighije, 1979). Гравитационный максимум (до  $20 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> в редукции Буге) предположительно связывается с утонением коры и подъемом раздела Мохо под осевой зоной рифта (и совпадающего с ней антиклинория) и насыщенностью последней эффузивными образованиями базальтового состава и многочисленными основными интрузиями.

Происхождение грабена Бенуэ уже давно обсуждается в литературе. Н. С. Шатский обращал внимание на приуроченность его

к входящему углу края платформы и сравнивал его положение с аналогичными, по его мнению, по структуре и генезису Пачелмским и Донецким грабенообразными прогибами на Восточно-Европейской платформе. Странники концепции тектоники плит (К. Бёрке и др.) связывают возникновение грабена Бенуэ в конце раннего мела с распадом западной части Гондваны и «раскрытием» Южной Атлантики, объясняя его структуру наличием тройного

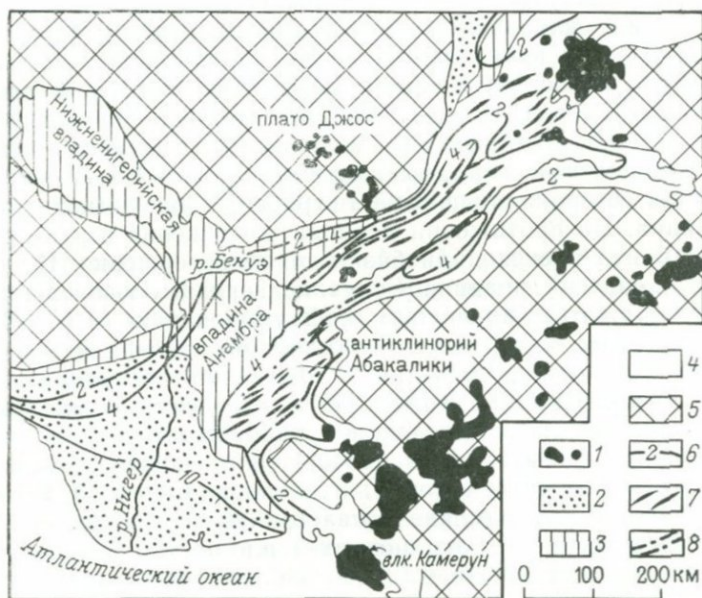


Рис. 35. Геолого-структурная схема рифтовой зоны Бенуэ. Составил Е. Е. Милаповский (1981 г.), по данным С. Петтерса (1978 г.), Д. Тернера (1973 г.)

1 — неоген-четвертичные вулканыты; 2 — кайнозойские осадки; 3—4 — отложения меловой системы (3 — кампан — маастрихт, 4 — альб — коньяк); 5 — докембрийский фундамент; 6 — изогипсы глубины кровли фундамента (км); 7 — антиклиналы в меловых отложениях; 8 — границы зон Pb—Zn оруденения

сочленения рифтовых зон в районе дельты Нигера. Две из них в дальнейшем превратились соответственно в меридиональное и широтное «колена» Срединно-Атлантического рифтового пояса и Атлантического океана в целом. Третья же ветвь — Бенуэ вначале, с альба до сантона также расширялась и превратилась в эмбриональный бассейн океанического типа, полуразделивший континент Африки на две почти разорвавшиеся литосферные плиты, но затем произошло их сближение, приведшее к смятию выполняющих впадину Бенуэ меловых осадков, «закрытию» эмбрионального океана и субдукции его ложа под континентальную плиту, обрамлявшую впадину Бенуэ с юго-востока [126]. Зарождение и развитие грабена Бенуэ было, несомненно, тесно связано с процессом

формирования южной части Атлантики в середине и второй половине мела, однако масштаб растяжения, как и последующего сжатия во впадине Бенуэ в схеме Бёрке и Дьюн, представляется преувеличенным, а существование зоны субдукции, как и направление ее наклона, — недоказанным.

Периконтинентальные рифтовые зоны позднемезозойского возраста распространены вдоль всей западной окраины Африки, однако существенно различаются по своей структуре и истории на разных ее участках [156]. Для большей части западной окраины, кроме субширотного экваториального участка, характерно наличие простирающихся вдоль края платформы грабенов и горстов с утоненной корой континентального типа, возникших в процессе горизонтального растяжения и рифтообразования, предшествовавшего формированию соответствующих частей впадин Атлантического океана. Кое-где (например, в Габоне) подобные горсты располагаются в пределах суши, и их основание даже выступает на поверхность. В некоторых случаях к западу от Африканской платформы отмечается наличие нескольких чередующихся между собой грабенов и горстов. Аналогичная (но зеркально обращенная) картина наблюдается на восточном побережье Южной Америки, в Бразилии. Таким образом, образованию центральной и южной частей Атлантического океана предшествовало возникновение сложно построенной рифтовой системы, состоящей из нескольких, а может быть, и многих взаимно параллельных грабенов и горстов с утоненной и раздробленной континентальной корой. Ширина ее составляла многие сотни, а может быть, и превышала тысячу километров. Подобное представление о характере тектонической структуры, существовавшей в области Южной Атлантики перед возникновением океанического бассейна, близко к взглядам В. Ван дер Линдена [190]. Грабены выполнены континентальными обломочными отложениями мощностью до нескольких километров, а на некоторых участках — также вулканитами, в частности базальтовыми лавами. Последние местами «выплескиваются» в пределы прилегающей краевой части Африканской платформы, например, в районе плоскогорья Каокафелд в северо-западной части Намибии, где сохранились обширные покровы базальтов неокомского возраста (125 млн. лет), приблизительно одновозрастных траппам бассейна Параны в Южной Америке. На ряде участков выше континентальных отложений присутствуют мощные эвапоритовые толщи, свидетельствующие о существовании в рифтовых зонах солеродных бассейнов, формировавшихся в условиях интенсивного погружения, аридного климата при ограниченной связи с морскими бассейнами. Разрез грабенов завершают морские отложения, накапливавшиеся после прекращения или существенного ослабления деформаций растяжения и блоковых подвижек в обстановке общего слабо дифференцированного опускания периконтинентальных рифтовых зон и, несомненно, распространявшиеся во внутреннюю часть океанического бассейна. Общая мощность мезозоя и кайнозоя, выполняющего и перекрываю-

щего периконтинентальные рифтовые зоны на западной окраине Африки, составляет от 4—5 до 10—12 км.

На этом общем фоне выступают существенные различия отдельных сегментов западной «пассивной окраины» Африканского континента. Ее северо-западный сегмент — от Марокко до Либерии отличается наиболее ранним временем прохождения указанных стадий развития. Отложения рифтовой стадии в этом сегменте изучены слабо. В нескольких местах подводной окраины Африки от Марокко до Сенегала и Гвинеи-Бисау обнаружены верхнетриасовые (?) — нижнеюрские соленосные отложения и связанные с ними соляные диапиры; выше распространены мощные морские, в значительной мере карбонатные средне- и верхнеюрские и меловые отложения, а также относительно маломощные осадки кайнозойского возраста. Под восточной частью Канарских островов намечается поднятие, обладающее, очевидно, еще корой континентального типа.

В южном сегменте континентальной окраины — между мысом Доброй Надежды и северо-восточным окончанием Китового хребта соленосная толща в основании морской серии, вероятно, отсутствует, как и в южной части восточной континентальной окраины Южной Америки. Мощный разрез морских отложений включает почти недеформированный кайнозой (до 2—4 км) и разбитые конседиментационными сбросами на отдельные блоки, нередко наклонно залегающие отложения верхнего и нижнего мела, а возможно, и верхней юры (до 5—8 км).

В более северном Анголо-Камерунском сегменте континентальной окраины полно представлены образования всех трех стадий: 1) континентальные озерные, дельтовые и аллювиальные отложения, принадлежащие верхам юры (?), неокому и частично апту, мощностью до 5 км, разбитые конседиментационными сбросами и выполняющие ряд ступенчатых грабен; 2) эвапоритовая толща мощностью до 1 км, в основном состоящая из доломитов, ангидритов и галита (но с отдельными прослойками морских отложений с аптскими аммонитами), которая к западу от африканского берега выстилает зону шириной до 250 км, образуя диапировые структуры; 3) морские карбонатно-терригенные отложения верхней части апта, альба, верхнего мела и кайнозоя общей мощностью 4—5 км, заключающие в верхнемеловых образованиях Анголы, Габона и других районов ряд нефтяных месторождений. Проникновению морских вод с юга в пределы Анголо-Камерунского сегмента рифтовой системы в аптское время, вероятно, препятствовало существование барьера в районе вулcano-тектонического Китового хребта.

Широтно вытянутый экваториальный сегмент континентальной окраины — между Гвинеей и Нигерией — в отличие от других сегментов ориентирован почти параллельно направлению горизонтального растяжения в Атлантике и соответственно простираению трансформных разломов Экваториальной Атлантики — Романш, Чейн и др. Вместо чередования грабен и горстов здесь наблю-

дается лестница падающих к югу, возможно, листрических сбросов или сбросо-сдвигов, по которым фундамент платформы ступенчато опускается в сторону океана. Нижняя (доальбская) часть разреза мощностью до 3—4 км разбита сбросами на ряд наклоненных к северу ступеней, верхняя (альб — поздний мел и кайнозой) — деформирована слабее, а самые верхние горизонты залегают почти ненарушенно.

Своеобразно построен богатейший нефтеносный район дельты Нигера у юго-западного окончания грабена Бенуэ, где континентальный фундамент окраины платформы опущен по ступенчатому сбросам до 10—12 и даже 14 км, причем значительная часть этого погружения произошла в течение палеогена и неогена (В. D. Evans *et al.*, 1978). Во время длительного погружения накопилась мощная кайнозойская серия морских и дельтовых терригенных осадков, нарушенная многочисленными конседиментационными листрическими сбросами северо-западного — юго-восточного простирания в северо-восточной внутренней и средней части дельтовой области, а также криптодиапировыми и взбросо-надвиговыми структурами, связанными с оттоком пластичного глинистого материала из наиболее глубокой средней части дельтовой зоны в ее внешнюю юго-западную часть.

Расположение позднемезозойских и частью кайнозойских (в дельте Нигера) периконтинентальных рифтовых зон на западной окраине Африки в значительной мере контролируется размещением байкальских интракратонных складчатых зон, возникших на месте позднепротерозойских авлакогеосинклинальных прогибов. Так, мезозойские рифтовые зоны в северном сегменте континентальной окраины в основном приурочены к Мавританской и Рокельской складчатым зонам или располагаются несколько западнее последних, в Анголо-Камерунском сегменте они занимают аналогичное положение относительно Западно-Конголезской зоны байкалид, а в южном сегменте — наследуют субмеридиональные простирания западной ветви Дамарской системы, складчатых зон Гарип и Малмсбери. Кроме того, допозднепротерозойские комплексы в пределах двух южных сегментов затронуты панафриканской тектоно-термальной переработкой.

Во второй половине кайнозоя Африкано-Аравийская платформа стала областью исключительно мощных процессов континентального и межконтинентального рифтогенеза и сопутствующих ему проявлений вулканизма: в ее восточной части возник грандиозный субмеридиональный Африкано-Аравийский рифтовый пояс, не имеющий равных среди проявлений кайнозойского рифтообразования на других континентах [15, 55, 111, 112, 133].

Африкано-Аравийский рифтовый пояс простирается на 6 тыс. км с севера на юг от Северо-Западной Аравии через Красное море и Восточную Африку до Мозамбика. Расположение пояса в целом унаследовано от Протокрасноморской раннебайкальской складчатой системы и Мозамбикского пояса тектоно-термальной активизации конца протерозоя, лежащего на ее южном продолжении.

Самая южная часть кайнозойского Африкано-Аравийского рифтового пояса наследует мезозойские рифтовые структуры Юго-Восточной Африки (грабены Малави, Руква и др.). Вместе с тем, Африкано-Аравийский пояс находится в непосредственной структурной и генетической связи с мировой системой современных рифтовых зон океанов, представляя ее крупнейшее ответвление, проникающее в глубь континентов. Роль связующего звена между Аравийско-Индийским внутриокеаническим рифтовым поясом и основным «стволом» Африкано-Аравийского рифтового пояса играет его восточная субширотная ветвь — Аденская рифтовая зона межконтинентального типа. На ее западном конце в районе Афарского треугольника происходит «тройное сочленение» Аденской рифтовой зоны с северной и южной частями Африкано-Аравийского рифтового пояса, имеющими равную протяженность.

Северная часть пояса представлена Красноморской рифтовой зоной, вытянутой в северо-северо-западном направлении почти на 2 тыс. км, и примыкающей к ней на севере узкой Левантинской сдвига-раздвиговой зоной субмеридионального северо-северо-восточного простирания, достигающей на севере южной границы Средиземноморского эпигеосинклинального альпийского орогенического пояса. Основной компонентой позднекайнозойских движений в Левантинской зоне был, по-видимому, левосторонний сдвиг, по которому Аравийская глыба сместилась к северу относительно Африканской глыбы примерно на 100 км. Важнейшую роль в разобщении Аравийской и Африканской глыб играли также крупные раздвиги (с некоторой сдвиговой компонентой), происходившие в позднем кайнозое (главным образом, в неогене и антропогене) в Красноморской и Аденской рифтовых зонах. Начало развития Аденской зоны как впадины относится уже к середине мезозоя, а в Красноморской, во всяком случае в ее южной части, оно, возможно, также началось еще в середине или конце мезозоя. Признаки же возбужденного, предрифтового тектоно-магматического режима, т. е. предрасположенности к рифтогенезу для Аравийско-Нубийского сводового поднятия, — флангов будущей Красноморской рифтовой зоны, отмечаются уже с палеозоя.

В Красноморской и особенно в Аденской рифтовых зонах, наиболее древних и тесно связанных с мировой рифтовой системой океанов, процесс рифтогенеза достиг максимального масштаба и привел не только к раздроблению и утонению, но и к полному разрыву континентальной коры и новообразованию океанической коры. Вопрос об амплитуде горизонтального расширения и соответственно о ширине зоны с новообразованной корой океанического типа в Красноморской и Аденской зонах дискусионен. Одни исследователи считают, что она занимает лишь внутреннюю среднюю часть обеих впадин (глубоководный трог Красного моря и хр. Шеба в Аденском заливе), тогда как периферические зоны обладают утоненной и переработанной континентальной корой, другие (например, А. Лаутон, Р. Гирдлер), напротив, предполагают, что под всей акваторией обеих впадин существует океани-

ческая кора и что их внутренние зоны отличаются от периферических главным образом по времени раскрытия и новообразования океанической коры, которое во внутренних зонах относится к позднему плиоцену — антропогену, а в краевых — происходит до позднего миоцена. В настоящее время этот вопрос можно считать разрешенным в пользу первой точки зрения, предполагающей более умеренный масштаб горизонтального растяжения. Детальная магнитометрическая съемка, выполненная на большей части площади Красного моря (от 18 до 25° с. ш.) и в прилегающих к нему с юго-запада и северо-востока районах Аравийско-Нубийского щита, показала, что в магнитном поле дна Красного моря различаются три зоны примерно равной ширины — две краевые и внутренняя. В краевых зонах прослеживаются те же почти поперечные к простиранию берегов моря полосовидные магнитные аномалии, вытянутые в восточно-северо-восточном направлении, что и на Нубийском и Аравийском плечах Красноморской впадины, явно контролируемые особенностями структуры позднепротерозойского фундамента, и резко подчиненную роль играют отдельные положительные аномалии, вытянутые в юго-юго-восточном направлении, вероятно, связанные с наличием продольных разломов (сбросо-раздвигов) Красноморской системы, использованных внедрившимися в кору мантийными дери-ватами основного или ультраосновного состава. Напротив, во внутренней зоне преобладают линейные продольные магнитные аномалии юго-юго-восточного простирания, однако и в этой зоне «просвечивают» отдельные поперечные к ним полосовидные аномалии восточно-северо-восточного направления, пересекающие всю акваторию от Суданского до Аравийского побережья. По-видимому, и в центральной зоне не произошло полного раздвигания континентальных глыб, и между мощными дайкоподобными выступами поднявшегося мантийного материала сохранились в виде отдельных пластин или клиньев узкие блоки континентальной коры. Таким образом, амплитуда горизонтального растяжения во впадине Красного моря вряд ли превышает 100 км. Структурная зональность, установленная во впадине Красного моря, вероятно, должна быть свойственна и другим крупнейшим межконтинентальным и внутриокеаническим рифтовым системам — Аденской, Лабрадорско-Баффиновой и в той или иной мере Атлантической.

К югу от Афара расположена южная часть Африкано-Аравийского рифтового пояса, состоящая из внутриконтинентальных рифтовых зон (Восточно-Африканская рифтовая система). В ней различаются две ветви, существенно отличные по характеру структуры, масштабу вулканизма, связанного с рифтогенезом, и истории деформаций на этапе кайнозойского рифтообразования — западная и восточная; в каждой из ветвей, в свою очередь, различаются несколько четковидно или кулисно расположенных рифтовых зон. Восточная ветвь, непосредственно примыкающая на севере к Афарскому «узлу», состоит из двух рифтовых зон сводово-вулканического типа — Эфиопской и Кенийской. Их харак-

терной чертой является сводообразование и мощное развитие наземного вулканизма на ранней стадии рифтогенеза, и сравнительно позднее формирование осевого рифтового грабена, в котором впоследствии в основном локализуется магматическая активность [55]. Вулканическая деятельность началась в Эфиопской зоне раньше, чем в Кенийской (соответственно, в палеогене и миоцене), и отличалась большим масштабом, а горизонтальное растяжение коры было более значительным, чем в последней (соответственно 10—30 и 5—10 км). Кенийская зона заканчивается на юге веерообразным пучком постепенно затухающих сбросов. Западная ветвь начинается на севере в 600—700 км к западу от Кенийской зоны и продолжается значительно дальше к югу, чем восточная. Она непосредственно не связана с другими звеньями Африкано-Аравийской рифтовой системы и по своему несколько изолированному положению может сравниваться с Байкальской рифтовой системой, с которой она очень сходна по морфологии рифтовых впадин, формациям отложений, незначительной роли вулканизма и истории формирования. Западная ветвь состоит из кулисно подстилающих одну другой сравнительно узких рифтовых зон щелевого типа [55] — Танганьикский и Руква — Малави; каждая из них в свою очередь распадается на несколько четковидно или кулисно расположенных грабенов. Для щелевых рифтовых зон характерно возникновение грабенов на ранней стадии рифтогенеза, их длительное и глубокое опускание и заполнение мощными толщами осадков, материал которых становится кверху более грубым. В этом отражается постепенно усиливающийся рост обрамляющих, а также разделяющих грабены сводово-горстовых поднятий (например, Рувензори), но и в настоящее время они отличаются от краевых поднятий в сводово-вулканических зонах небольшой шириной и развиты в обеих щелевых зонах западной ветви не повсеместно, часто лишь с одной стороны от грабена. Вулканизм в щелевых зонах проявлялся эпизодически и локально, на участках поперечных седловин между четковидно расположенными грабенами, а состав продуктов отличался резко выраженной щелочностью и присутствием карбонатитов.

Африканскую платформу пересекает также южная часть Рейнско-Ливийского рифтового пояса, простирающегося от Северного моря до Гвинейского залива. Этот рифтовый пояс накладывается на три различные геотектонические области — Среднеевропейскую платформу с байкальским (?) и палеозойским складчатым фундаментом, Средиземноморский орогенический пояс и северную часть древней Африканской платформы, в которой он, подобно Африкано-Аравийскому поясу, в основном использует (наследует) Ливийско-Нигерийскую зону. Южная часть Рейнско-Ливийского пояса выражена отдельными изолированными кайнозойскими рифтовыми зонами (Сицилийско-Тунисского пролива, Миссурата, Чад), молодыми вулканическими массивами и цепями вулканов (базальтовые поля Триполитании, Тибести, Камерунская цепь вулканов, уходящая на юго-запад в южную часть Атлантического

океана) и по интенсивности рифтогенеза и масштабу растяжения значительно уступает Африкано-Аравийской. На территории Северной Африки имеется также несколько позднекайнозойских вулканических массивов (Ахаггар, Дарфур), приуроченных к сводовым поднятиям, не без оснований рассматриваемых некоторыми исследователями (например, И. Гассом) как эмбриональные проявления начинающегося процесса континентального рифтогенеза (сводово-вулканического типа — Е. М.). Проявления кайнозойского рифтообразования известны также на Мадагаскаре (миниатюрный меридиональный «рифт» — грабен Алаотра).

### ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА \*

На территории Индийской платформы в отличие от платформ Лавразии и некоторых платформ Гондваны мы (за исключением зоны Сингбум) почти не знаем позднепротерозойских палеорифтовых зон — авлакогенов. Неизвестны здесь и палеорифтовые зоны ранне-среднепалеозойского возраста. Напротив, очень широко на Индийской платформе распространены позднепалеозойско-мезозойские палеорифтовые зоны, относящиеся как к внутриконтинентальной, так и периконтинентальной категории. Наконец, в северо-западной части платформы расположена кайнозойская Камбейская рифтовая зона (рис. 36). Широкое развитие на Индийской платформе проявлений позднепалеозойского и мезокайнозойского рифтогенеза свидетельствует о различных стадиях длительного и сложного процесса раздробления и распада суперконтинента Гондваны и формирования впадины Индийского океана.

К началу позднего протерозоя формирование складчатой структуры фундамента современной Индийской платформы, в том числе и интракратонных складчатых зон — Араваллийско-Делийской и Нармада-Сонской — в основном завершилось, однако на протяжении рифея и отчасти венда они оставались областью проявления процессов тектоно-магматической активизации; в частности, «пик» радиологических датировок пегматитов в Араваллийско-Делийской зоне дал в свое время основание А. Холмсу для выделения на рубеже 0,8—0,75 млн. лет эпохи «делийской складчатости». К раннему рифею в этой зоне относится внедрение нефелиновых сиенитов, к среднему и позднему рифею — несколько генераций гранитоидов и пегматитов. Под названием «сатпурской тектонической эпохи» (0,95 млрд. лет) были выделены тектонические движения и проявления метаморфизма в Нармада-Сонской зоне, которые, как оказалось впоследствии, были связаны с ее тектоно-термальной активизацией в конце среднего — начале позднего рифея (синхронной с грenvильской и дальсландской эпохой).

\* Используя для обозначения этой платформы вместо Индостанская более краткое название Индийская, автор следовал М. В. Муратову (Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10) и В. М. Моралеву [62].

терной чертой является сводообразование и мощное развитие наземного вулканизма на ранней стадии рифтогенеза, и сравнительно позднее формирование осевого рифтового грабена, в котором впоследствии в основном локализуется магматическая активность [55]. Вулканическая деятельность началась в Эфиопской зоне раньше, чем в Кенийской (соответственно, в палеогене и миоцене), и отличалась большим масштабом, а горизонтальное растяжение коры было более значительным, чем в последней (соответственно 10—30 и 5—10 км). Кенийская зона заканчивается на юге веерообразным пучком постепенно затухающих сбросов. Западная ветвь начинается на севере в 600—700 км к западу от Кенийской зоны и продолжается значительно дальше к югу, чем восточная. Она непосредственно не связана с другими звеньями Африкано-Аравийской рифтовой системы и по своему несколько изолированному положению может сравниваться с Байкальской рифтовой системой, с которой она очень сходна по морфологии рифтовых впадин, формациям отложений, незначительной роли вулканизма и истории формирования. Западная ветвь состоит из кулисно представляющих одну другой сравнительно узких рифтовых зон щелевого типа [55] — Танганьикский и Руква — Малави; каждая из них в свою очередь распадается на несколько четковидно или кулисно расположенных грабенов. Для щелевых рифтовых зон характерно возникновение грабенов на ранней стадии рифтогенеза, их длительное и глубокое опускание и заполнение мощными толщами осадков, материал которых становится кверху более грубым. В этом отражается постепенно усиливающийся рост обрамляющих, а также разделяющих грабены сводово-горстовых поднятий (например, Рувензори), но и в настоящее время они отличаются от краевых поднятий в сводово-вулканических зонах небольшой шириной и развиты в обеих щелевых зонах западной ветви не повсеместно, часто лишь с одной стороны от грабена. Вулканизм в щелевых зонах проявлялся эпизодически и локально, на участках поперечных седловин между четковидно расположенными грабенами, а состав продуктов отличался резко выраженной щелочностью и присутствием карбонатитов.

Африканскую платформу пересекает также южная часть Рейнско-Ливийского рифтового пояса, простирающегося от Северного моря до Гвинейского залива. Этот рифтовый пояс накладывается на три различные геотектонические области — Среднеевропейскую платформу с байкальским (?) и палеозойским складчатым фундаментом, Средиземноморский орогенический пояс и северную часть древней Африканской платформы, в которой он, подобно Африкано-Аравийскому поясу, в основном использует (наследует) Ливийско-Нигерийскую зону. Южная часть Рейнско-Ливийского пояса выражена отдельными изолированными кайнозойскими рифтовыми зонами (Сицилийско-Тунисского пролива, Миссурата, Чад), молодыми вулканическими массивами и цепями вулканов (базальтовые поля Триполитании, Тибести, Камерунская цепь вулканов, уходящая на юго-запад в южную часть Атлантического

океана) и по интенсивности рифтогенеза и масштабу растяжения значительно уступает Африкано-Аравийской. На территории Северной Африки имеется также несколько позднекайнозойских вулканических массивов (Ахаггар, Дарфур), приуроченных к сводовым поднятиям, не без оснований рассматриваемых некоторыми исследователями (например, И. Гассом) как эмбриональные проявления начинающегося процесса континентального рифтогенеза (сводово-вулканического типа — Е. М.). Проявления кайнозойского рифтообразования известны также на Мадагаскаре (миниаюрный меридиональный «рифт» — грабен Алаотра).

### ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА \*

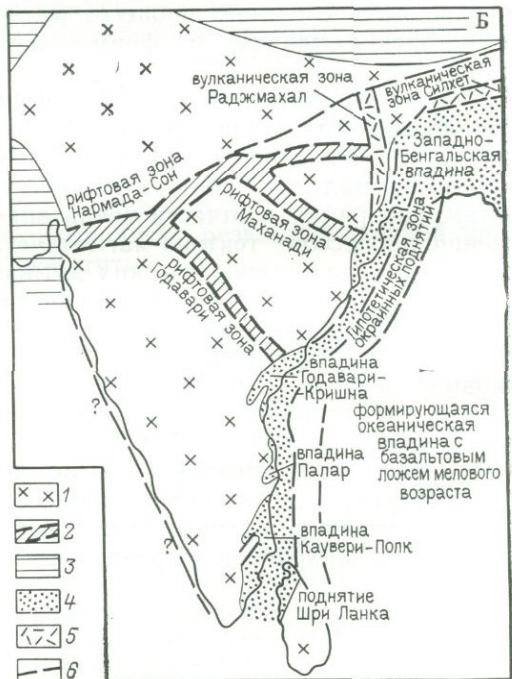
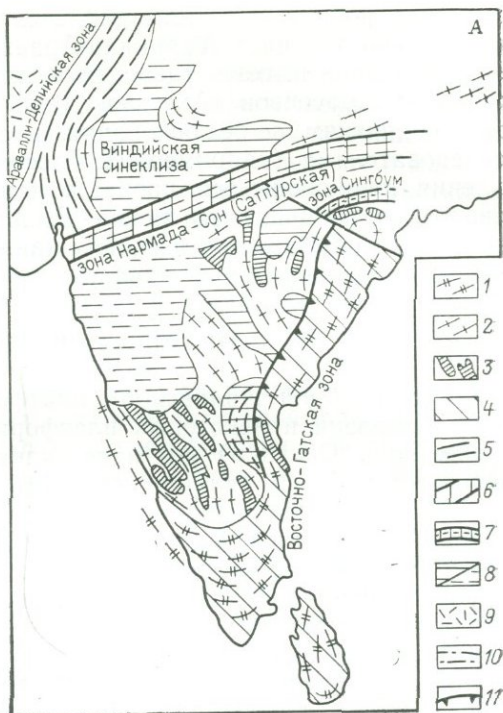
На территории Индийской платформы в отличие от платформ Лавразии и некоторых платформ Гондваны мы (за исключением зоны Сингбум) почти не знаем позднепротерозойских палеорифтовых зон — авлакогенов. Неизвестны здесь и палеорифтовые зоны ранне-среднепалеозойского возраста. Напротив, очень широко на Индийской платформе распространены позднепалеозойско-мезозойские палеорифтовые зоны, относящиеся как к внутриконтинентальной, так и периконтинентальной категории. Наконец, в северо-западной части платформы расположена кайнозойская Камбейская рифтовая зона (рис. 36). Широкое развитие на Индийской платформе проявлений позднепалеозойского и мезокайнозойского рифтогенеза свидетельствует о различных стадиях длительного и сложного процесса раздробления и распада суперконтинента Гондваны и формирования впадины Индийского океана.

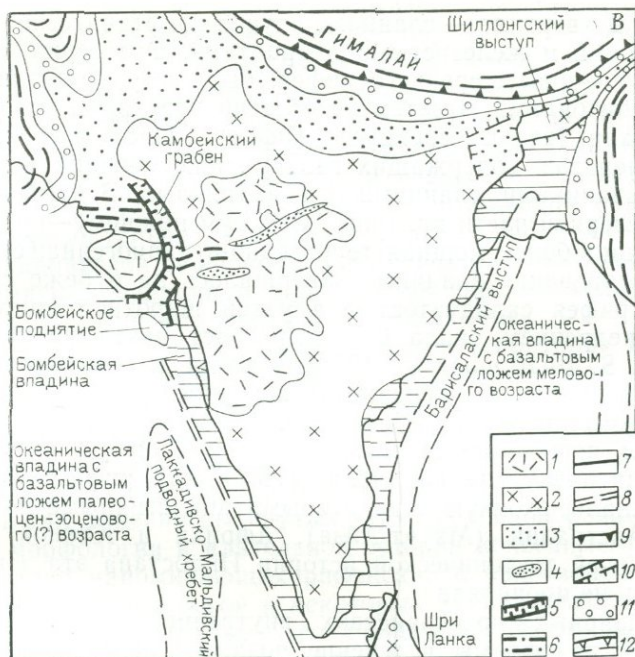
К началу позднего протерозоя формирование складчатой структуры фундамента современной Индийской платформы, в том числе и интракратонных складчатых зон — Араваллийско-Делийской и Нармада-Сонской — в основном завершилось, однако на протяжении рифея и отчасти венда они оставались областью проявления процессов тектоно-магматической активизации; в частности, «пик» радиологических датировок пегматитов в Араваллийско-Делийской зоне дал в свое время основание А. Холмсу для выделения на рубеже 0,8—0,75 млн. лет эпохи «делийской складчатости». К раннему рифею в этой зоне относится внедрение нефелиновых сиенитов, к среднему и позднему рифею — несколько генераций гранитоидов и пегматитов. Под названием «сатпурской тектонической эпохи» (0,95 млрд. лет) были выделены тектонические движения и проявления метаморфизма в Нармада-Сонской зоне, которые, как оказалось впоследствии, были связаны с ее тектоно-термальной активизацией в конце среднего — начале позднего рифея (синхронной с гренвильской и дальсландской эпохой).

\* Используя для обозначения этой платформы вместо Индостанская более краткое название Индийская, автор следовал М. В. Муратову (Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10) и В. М. Моралеву [62].

Рис. 36. Проявления рифтогенеза в геологической истории Индийской платформы. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

**А** — докембрий: 1 — нижнеархейский чарконит-гранулитовый пояс, 2 — нижнеархейская гранитоидная серия, 3 — верхнеархейский дарварский комплекс зеленокаменных поясов, 4 — зоны протерозойской тектоно-термальной активации архея, 5 — раннепротерозойские интракратонные складчатые зоны, 6 — раннепротерозойские авлакогессинклиналильные зоны, испытавшие складчатость и метаморфизм, 7 — то же, раннесредрифейские, 8 — рифейский и частично вендский (Виндийская синеклиза) платформенный осадочный чехол, 9 — позднерифейские кислые вулканы, 10 — складчатые структуры в рифейском чехле, 11 — надвиги; **Б** — поздний палеозой и мезозой: 1 — области поднятий, 2 — ранне- и позднегондванские внутриконтинентальные рифтовые зоны без расчленения по возрасту, 3 — перикратонные прогибы позднепалеозойского и мезозойского времени, 4 — позднегондванские (поздний триас — мел) периконтинентальные впадины (рифтовые зоны), 5 — зоны базальтовых извержений (траппов) юрского (?) — раннемелового времени, 6 — разломы; **В** — кайнозой: 1 — распространение деканских траппов на суше (верхи меланезия палеоцена), 2 — области поднятий на Индийской платформе, 3 — то же, опусканий, 4 — позднекайнозойские приразломные впадины в рифтовой зоне Нармада-Сон, 5 — Камбейский кайнозойский грабен, 6 — позднекайнозойские складки в платформенном чехле, 7 — периконтинентальные впадины, 8 — обрамляющие их с океанской стороны погруженные поднятия, 9 — крупные флексуры, 10 — крупные крутые разломы, 11 — краевые прогибы, 12 — складчатые сооружения с краевыми надвигами и покровами





Еще одна зона мощного проявления тектоно-магматической активизации охватывает юго-восточную периферию платформы — Восточно-Гатский пояс (включая о-в Шри-Ланка) ниже(?) архейских глубокометаморфизованных пород гранулитовой ступени метаморфизма — чарнокитов, кондуритов, гнейсов и др. Для пород этого пояса получен ряд датировок, отвечающих началу раннего (1,6 млрд. лет), началу среднего (щелочные интрузии — 1,3 млрд. лет) и позднему рифею (анортозиты — 0,9 и 0,65 млрд. лет). В среднем или позднем рифее пояс Восточных Гат был надвинут в северо-западном направлении на внутреннюю часть платформы, срезав и смыв при этом ниже- и среднерифейские отложения Куддапахской синеклизы.

Пояса позднепротерозойской тектоно-магматической активизации предопределили положение зон проявлений рифтогенеза на Индийской платформе в конце палеозоя и мезо-кайнозой. Единственной активной в позднем протерозое палеорифтовой структурой, согласно Н. А. Божко (1980 г.), являлся субширотный дугообразновыпуклый к северу узкий авлакоген Сингбум в северо-восточной части этой платформы, заложенный еще в раннем протерозое. В основании верхнепротерозойских отложений здесь выделяется серия основных лав Джанери с возрастом 1,6—1,7 млрд. лет, несогласно перекрытая серией Ноамунди (А. К. Ваперджи, 1977). Нижняя ее часть сложена филлитовыми сланцами, туфами и лавами основного и среднего состава с прослоями же-

лезных руд, верхняя — сланцами, туфами, фтанитами, гематитовыми яшмами и железистыми кварцитами. Эта серия, относимая к нижнему — низам среднего рифея, была деформирована и прорвана гранитоидами, а затем несогласно перекрыта осадочной серией Колхан (верхи среднего рифея). Последняя начинается с конгломератов, содержащих гальку нижележащих яшм, и слагается песчаниками, сланцами и известняками. В наиболее погруженной северной части впадины Сингбум нижнему — среднему рифею отвечает более мощная терригенно-вулканогенная серия Сингбум. Формирование впадины завершилось на рубеже среднего — позднего рифея складчатостью в узкой широтной приразломной зоне и внедрением около 0,95 млрд. лет назад щелочных гранитов (D. S. Bhattacharya, 1978). Участие в выполнении этого узкого грабен-прогиба вулканитов основного состава, присутствие яшм и джеспилитов, интенсивная складчатость и гранитоидный магматизм позволяют считать, что зону Сингбум следует скорее рассматривать не как авлакоген, а как рифейскую авлакогеосинклиналь, сходную с некоторыми аналогичными рифейскими зонами Австралии (Маунт-Айза), Африки и Южной Америки. В дальнейшей тектонической истории Индостана эта зона особой активности не проявляла.

На обширных пространствах внутренней части современной Индийской платформы в течение позднего протерозоя формировались платформенные чехлы, площадь которых значительно расширилась по сравнению с ранним протерозоем. Отложения нижнего, среднего и верхнего рифея общей мощностью до 5—7 км выполняют две обширные впадины, одна из которых — Куддапахская — располагалась между приподнятыми Восточно-Гатской и Нармада-Сонской зонами тектоно-магматической активизации, а другая, северная — Виндийская — между последней и Араваллийской-Делийской зоной. Разрез Виндийской синеклизы завершают вендские отложения мощностью до 1 км. В течение фанерозоя верхнепротерозойский чехол был сильно денудирован (в Куддапахской мегасинеклизе он сохранился в виде нескольких изолированных впадин) и перекрыт отложениями гондванской системы и деканскими траппами. Нижнерифейские отложения платформенного чехла представлены толщами кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев и известняков, а также толеитовыми базальтами и связанными с ними интрузиями базитов (траппами), средний рифей — терригенными, а верхний рифей и венд — вновь терригенно-карбонатными отложениями. Высказывалось мнение, что «гондванский» грабен Годавари вложен в более древний грабен, выполненный верхнерифейскими отложениями [96], однако мощность рифея в грабене Годавари, по сейсморазведочным данным, составляет всего 1,5 км [145] и существенно уступает таковой в более южных и западных частях Куддапахской мегасинеклизы. К раннему и среднему рифею в различных районах Индии, как севернее Нармада-Сонской зоны, так и на юге платформы относится несколько фаз формирования алмазоносных кимберли-

товых трубок, часть которых прорывает рифейские отложения. Отложения верхов верхнего протерозоя, помимо Виндийской и Куддапахской впадин, известны в самой северо-западной части платформы, к западу от Араваллийско-Делийской складчатой зоны. Они представлены здесь покровами риолитов, прорываемых гранитными интрузиями, красноцветными песчаниками верхнего рифея, и вендовой соленосной толщей, известной в Соляном кряже. Верхнепротерозойские платформенные отложения обычно залегают субгоризонтально или весьма полого, но в юго-восточной части Куддапахской синеклизы, близ границы с Восточно-Гатским поясом смяты в складки и даже поставлены на голову и срезаны взбросо-надвигами архейского фундамента.

В течение раннего и среднего палеозоя территория Индийской платформы, за исключением крайней северо-западной периферии (перикратонного прогиба в районе Соляного кряжа) была приподнята. Однако с позднего карбона современная Индийская платформа, как и другие фрагменты восточной части Гондваны, начинают подвергаться раздроблению и растяжению, и на ее теле возникает ряд линейно вытянутых узких грабенообразных впадин, по своей морфологии и длительной истории конседиментационного формирования напоминающих рифейские и палеозойские авлакогены Восточно-Европейской и некоторых других платформ. В развитии этих так называемых «гондванских» впадин различаются две стадии, разделенные перерывами и фазой сбросовых подвижек и некоторой перестройкой тектонического плана платформы, в среднем триасе — раннегондванская (поздний карбон — ранний триас) и позднегондванская (поздний триас — ранний мел).

Начало гондванского этапа было ознаменовано грандиозным оледенением, охватившим значительную часть суперконтинента Гондваны и, в том числе обширные, по-видимому, наиболее приподнятые территории на северо-западе и юго-востоке Индии — районы Араваллийско-Делийской складчатой зоны и Восточно-Гатской зоны, которые являлись зонами тектоно-магматической активизации в позднем протерозое и, вероятно, сохраняли некоторую тектоническую активность в течение палеозоя. Нижнегондванский комплекс («подсистема») начинается с ледниковых отложений верхнего карбона (тиллитовой серии Талчир), выше следуют мощные терригенные угленосные лимнические отложения с глоссоптерневой флорой перми (серия Дамодар, или Дамуда), которые в крайних западных районах распространения перми прослаиваются (в западной части грабена Нармада) или замещаются (Соляной кряж) морскими осадками, и пестроцветные аридные обломочные отложения нижнего—среднего (?) триаса (серия Панчет) [42]. Верхнегондванский комплекс («подсистема») включает песчано-глинистые пестроцветные и сероцветные, нередко железистые отложения верхнего триаса и низов юры (серия Махадева) и терригенные, местами угленосные отложения верхов юры и нижнего мела (серия Джаббалпур). В некоторых восточных районах платформы последней серии, по-видимому, соответствует

трапповая серия Раджмахал, до недавнего времени считавшаяся юрской, но согласно новым радиогеологическим данным (100—105 млн. лет, J. Mc Dougall, Mc Elhinny, 1970), в основном отвечающая раннему мелу. Общая мощность отложений гондванской «системы» может достигать 6 км.

Нижнегондванский комплекс приурочен к системе внутриконтинентальных грабенообразных впадин и к зоне перикратонных погружений, прослеживающейся по северо-западной и северной периферии платформы. Система гондванских впадин (палеорифтов) состоит из протяженного (1400 км) грабена Нармада-Сон — Дамодар восточно-северо-восточного, а на некоторых участках субширотного простирания, пересекающего всю северную часть полуострова Индостан от Камбейского залива до Западно-Бенгальской впадины, и отходящих от него соответственно к юго-востоку и востоко-юго-востоку несколько менее длинных (700—800 км) грабенов Годавари и Маханади, выходящих к побережью Бенгальского залива.

Грабен (или может быть, правильнее — цепочка коленчато-сочленяющихся грабенов) Нармада-Сон — Дамодар на большей части своего протяжения наследует одноименную узкую интракратонную складчатую зону, развившуюся на раннепротерозойской авлакогеосинклинали и переживавшую в позднем протерозое тектоно-магматическую активизацию. Грабен Годавари наследует юго-восточные простирания архейских структур Южной Индии — зеленокаменных поясов системы Дарвар и чередующихся с ними зон, сложенных «гнейсами полуострова», но в своей крайней юго-восточной части под почти прямым углом пересекает Восточно-Гатский чарнокитовый пояс. Однако последний надвинут в северо-западном направлении, и не исключено, что положение юго-восточного окончания грабена Годавари контролируется структурным рисунком автохтонного (поддвинутого) архейского комплекса. Возможно, что зона разломов Годавари существовала уже в рифее, однако глубокий грабен в ее пределах в рифее не возник. Грабен Маханади контролируется зоной разломов, идущей почти поперек простирания Восточно-Гатского пояса и граничащих с ним с запада и севера раннедокембрийских структур. Тем не менее, эта зона разломов, несомненно, возникла еще в докембрии, поскольку разграничивает резко различные блоки докембрийского фундамента. Северо-западный отрезок зоны разломов Маханади обрывает распространение к северу широкого поля развития рифейского платформенного чехла в районе Райпур—Биласпур, а юго-восточный — служит границей торцового сочленения Восточно-Гатского пояса на юго-западе и резко отличных от него архейских и протерозойских структур района Сингбум на северо-востоке. Подобный характер тектонических соотношений позволяет допускать сбросо-сдвиговую природу подвижек, происходивших в зоне разломов Маханади до позднего палеозоя (в позднем протерозое?). Восточная часть рифтовой системы — грабены Дамодар, Маханади, восточные участки грабенов Годавари и Нармада-Сон

обнажены; западная часть, включающая западные участки двух последних грабен, напротив, скрыта под покровом декканских траппов и выявляется бурением, геофизическими исследованиями, а также устанавливается по повторным кайнозойским, неотектоническим деформациям.

Рифтовая зона Нармада-Сон, по геофизическим данным [145], состоит из ряда разделенных перемычками четковидно или кулисно расположенных грабен шириной 30—40 км, выполненных ниже- и верхнегондванскими отложениями. Эти отдельные впадины хорошо выражены в гравитационном поле локальными минимумами аномалий Буге (до  $100 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>). С севера они ограничены крупным сбросом, а с юга — рядом ступенчатых сбросов. Наиболее опущен средний участок рифтовой зоны, а к западу и востоку грабены становятся менее глубокими. На востоке в пределах грабена Дамодар сохранились (и то не полностью) лишь нижнегондванские отложения. Анализ гравимагнитных данных (D. C. Mishra, 1977) позволяет проследить восточное продолжение зоны разломов Нармада-Сон далеко на восток вплоть до горстового поднятия Шиллонг и Ассамского синтаксиса. Главная ветвь этой зоны разломов, по-видимому, проходит широтно вдоль южного борта Шиллонгского блока (к которому приурочены позднегондванские базальты Силхет), а другая — в восточно-северо-восточном направлении к северу от этого блока. Гравимагнитные данные дают основание предполагать возможное западное продолжение зоны разломов Нармада-Сон в пределах Аравийского моря (D. C. Mishra, 1977). После захоронения под покровом декканских траппов (конец мела — начало палеоцена) рифтовая зона Нармада-Сон была подновлена позднекайнозойскими движениями, причем вдоль краевых швов возникли приразломные депрессии, заполненные аллювием долины верхнего течения р. Нармада и р. Тапти, а внутренняя часть зоны была относительно приподнята на несколько сотен метров, что хорошо выражается в изогипсах преднеогеновой денудационной поверхности (В. А. Апродов, 1966 г.). Грабен Годавари несколько шире (50—80 км) и глубже, чем грабены зоны Нармада-Сон — Дамодар. По сейсмическим данным, его глубина составляет около 5 км, из которых 1,5 км приходится на рифей, 3 км — на нижнегондванские отложения и 0,5 км — верхнегондванские (к юго-востоку последние исчезают вследствие денудации). Грабен асимметричен: с северо-востока он ограничен крутым крупноамплитудным сбросом, а с юго-запада — серией ступенчатых сбросов. В раннегондванскую эпоху ложе грабен имело морфологический уклон к западу, и в этом направлении осуществлялся сток по дренировавшим их рекам. Признаков существования ограничений Индийской платформы для позднего палеозоя — начала мезозоя почти не имеется, и платформенная область, по-видимому, распространялась на восток и юго-восток далеко за ее современные границы.

В позднегондванское время вдоль юго-восточного края современной Индийской платформы закладываются асимметричные

грабенообразные впадины (периконтинентальные рифтовые зоны), формирование которых было связано с образованием в течение поздней юры и мела северо-восточной части котловины Индийского океана. Периконтинентальные мезозойские впадины юго-западного простирания в структурном отношении приурочены к раннеархейскому чарнокит-гранулитовому поясу Восточных Гат и следуют его простиранию. Они прослеживаются в пределах юго-восточного побережья Индостана в виде четырех фрагментов — впадины Каувери, или впадины Полкского пролива, разделяющего Индию и о-в Шри-Ланка, впадины Палар, впадины Годавари — Кришна, или Коромандельской, наложенной на юго-восточное окончание грабена Годавари под прямым углом к его простиранию, и Западно-Бенгальской впадины в районе низовьев Ганга и Брампутры; последняя ограничена с запада восточным краем Индостанского щита, а с севера — Шиллонгским кристаллическим массивом (горстом) и Рангпурской седловиной, связывающей последний с Индостанским щитом (И. А. Воскресенский и др., 1971 г.). В отличие от более южных Западно-Бенгальская впадина в современной структуре переходит к востоку не в океаническую котловину, а в краевой Предараканский (Бенгальский) прогиб и вместе с ним образует северное центриклинальное окончание гигантской впадины Бенгальского залива. Маастрихт-датские и кайнозойские отложения в Западно-Бенгальской впадине очень полого погружаются к юго-востоку до глубины 5—6 км, а затем посредством Пабна-Маймесингской флексуры (15—20°) их подошва опускается в Предараканском прогибе до 10 км. Под ними распространены раннемеловые радждахальские траппы и местами — пермские угленосные отложения, залегающие на докембрийском фундаменте. Структура позднепалеозойско-мезозойского комплекса в глубоких частях Западно-Бенгальской впадины выяснена недостаточно. Несомненно, что с запада она ограничена крупным субмеридиональным разломом, северное продолжение которого — Радждахальский шов — отделяет от Индостанского щита Рангпурскую седловину. К этому шву была приурочена одна из главных зон излияния радждахальских траппов, которые здесь выходят на поверхность, налегая на сильно размывтые нижнегондванские отложения, или непосредственно на фундамент, и достигают мощности 0,5—0,6 км. Помимо базальтовых излияний, трапповый магматизм проявился в виде даек и силлов долеритов, внедрившихся в гондванские отложения и их субстрат в пределах Дамодарской, Маханадской впадин и их обрамления. С радждахальским этапом магматизма, возможно, связано также внедрение в породы гондванской системы в грабене Дамодар, а также в более древние образования даек слюдяных перидотитов. По-видимому, одновременны радждахальским траппы Силхета (до 0,5—0,6 км), обнажающиеся из-под верхнемеловых отложений вдоль южного края Шиллонгского выступа докембрия. Раннемеловые траппы, вероятно, распространены под значительной частью Западно-Бенгальской впадины. Их объем ориентировочно оценивается в 25 тыс. км<sup>3</sup> [49]. Радж-

махальский вулканизм в восточной части Индийской платформы представляет одно из проявлений огромного ареала раннемелового базальтового вулканизма, охватывающего ложе восточной части Индийского океана между Индией и западным побережьем Австралии (Перт).

Гораздо большим распространением пользуется более молодой — декканский трапповый комплекс, покрывающий 500—600 тыс. км<sup>2</sup> в западной и центральной частях платформы. Первоначальная область развития декканских траппов в контурах современной суши, по-видимому, достигала 1,25 млн. км<sup>2</sup> [42]. Исходя из того, что мощность траппов постепенно возрастает от первых сотен метров на востоке до 2—3 км на западном побережье Индии в районе Бомбея, суммарный первичный объем декканских траппов (без учета трапповых интрузивных тел, залегающих ниже подошвы декканского комплекса) ориентировочно определяется А. Холмсом в 0,7 млн. км<sup>3</sup>, И. В. Лучицким — 0,5—1 млн. км<sup>3</sup> [49]. Трапповый комплекс, по-видимому, в основном перекрывает синеклизы, выполненные рифеем, хотя в ряде мест непосредственно ложится на дорифейский фундамент; кроме того, он перекрывает западные части гондванских грабенов Годавари и Нармада-Сон; в погребенной зоне последнего грабена приурочен ряд дайкообразных тел долеритов восточно-северо-восточного простирания. Многие дайки и дайковые рои долеритов простираются также субмеридионально, в частности, в зоне региональной лавовой флексуры Пенвел на западном побережье Индии, по которой трапповый комплекс под углом 10—15° погружается под дно Аравийского моря; ложе последнего, как показало глубоководное бурение, выстилается базальтами палеоценового и эоценового возраста. В строении траппового комплекса участвуют также силлы, лакколиты, некки, штоки и другие интрузивные тела. Время излияний декканских траппов по их геологическому положению может быть отнесено к верхам позднего мела — низам палеоцена. По радиогеологическим данным [193], возраст траппового комплекса датируется в интервале 64—59 млн. лет, что соответствует раннему палеоцену; однако новейшие определения возраста пород декканской серии К-Аг методом (J. Капеока, 1980) показали, что ранние излияния базальтов происходили еще в сеноне (между 84 и 70 млн. лет назад), но максимум траппового вулканизма соответствует рубежу мела и палеогена (65—53 млн. лет). Доминирующая роль в составе декканских траппов принадлежит толеитовым базальтам. Резко подчиненную роль играют более кислые породы, вплоть до андезитов, дацитов и риолитов, нередко в форме эксплозивных субвулканических образований, а также мелкие интрузивные тела диоритов, монцонитов и гранитоидов. Средние и кислые породы, очевидно, являются продуктами дифференциации базальтовой магмы и отчасти ассимиляции ею материала более древних терригенных пород. Наиболее часто центры извержений и интрузии среднего и кислого состава встречаются в самой западной части декканских траппов — Гуджаратской области на о-ве

Катиавар [179]. В составе траппового комплекса присутствуют, кроме того, субщелочные и щелочные эффузивные (щелочные базальты, трахиты, муджиериты, лимбургиты и пр.) и интрузивные породы (сиениты, нефелиновые сиениты, йолиты и пр.), а также ультрабазиты (пироксениты) и карбонатиты. Последние образуют дайки и трубообразные тела, более поздние, чем прорываемый ими трапповый комплекс, и, в частности, приурочиваются к куполовидному поднятию Амба-Донгар с щелочно-ультраосновным ядром в самой западной, погребенной под траппами части рифтовой зоны Нармада-Сон, с которым связана богатая апатит-флюоритовая и редкоземельная минерализация [180]. Согласно С. Чатерджи (1964 г.), в составе декканского комплекса может быть выделена особая щелочно-базальтовая субпровинция.

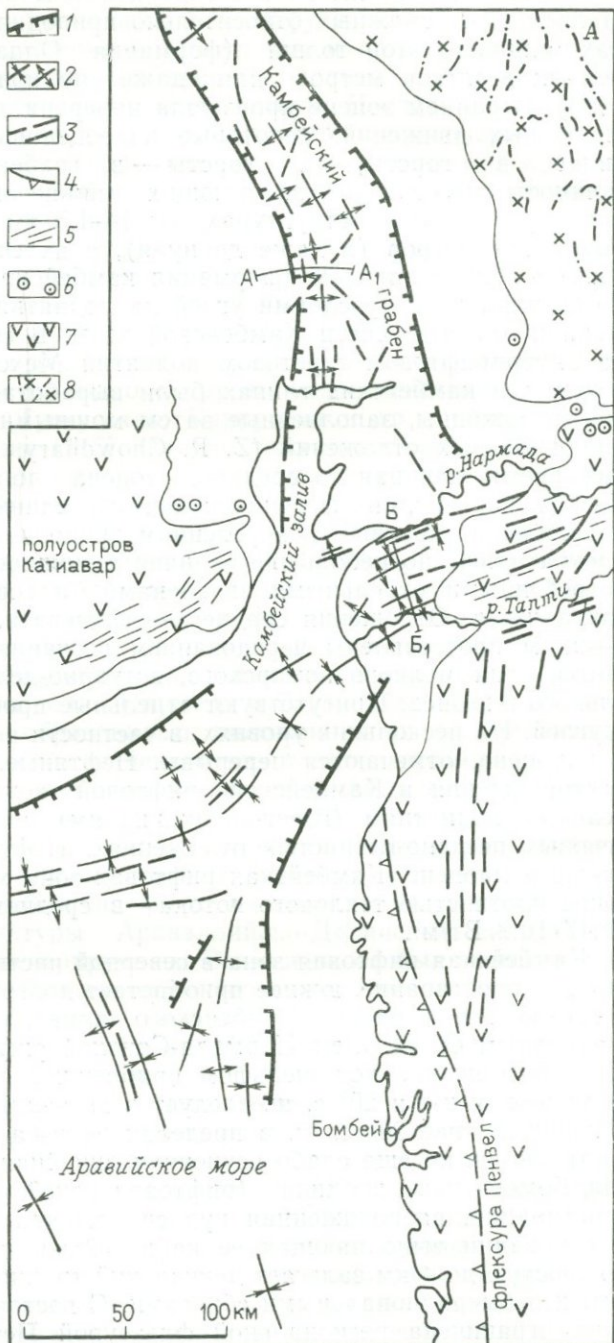
После завершения декканского магматизма значительная часть охваченной им области, подобно другим мезо-кайнозойским трапповым провинциям (Тунгусская, Каррусская и др.), испытывала в кайнозое воздымание [145]. Однако лежащая к западу от флексуры Пенвел западная часть этого поля, где интенсивность извержений и общая мощность базальтов была максимальной (более 2 км), напротив, была опущена под воды Индийского океана. Как уже говорилось, были подновлены кайнозойскими дифференцированными блоковыми подвижками краевые разломы в западной погребенной части рифтовой зоны Нармада-Сон, где возникли морфологически выраженные и заполненные позднекайнозойскими континентальными осадками узкие впадины, к которым приурочены отдельные части долин Нармада и Тапти. Наконец, в течение палеогена и неогена образовалась наложенная на северо-западную часть области развития декканских траппов субмеридиональная Камбейская рифтовая зона, южное продолжение которой располагается в одноименном заливе (рис. 37). С кайнозойскими отложениями Камбейской зоны связана крупная нефтеносная область Индии, поэтому она хорошо изучена бурением и геофизическими исследованиями. Камбейский рифт наследует субмеридиональные протерозойские структуры Араваллийско-Делийской складчатой зоны или, вернее, регенерирует их. Возможно, он был заложен еще в дотрапповую, позднегондванскую эпоху — в юрское или раннемеловое время; во всяком случае, под базальтовыми покровами Камбейского грабена, имеющими мощность до 1 км и более, присутствуют континентальные терригенные отложения нижнего и морские карбонатные осадки верхнего мела [18]. Однако основной этап развития этой рифтовой зоны отвечает кайнозою. Длина ее достигает 500 км, ширина постепенно увеличивается к югу от 50—70 до 100—120 км, однако внутри нее выделяется глубокий грабен шириной 50—60 км. Общая мощность выполняющих грабен кайнозойских отложений достигает 3—4 км, из которых около половины приходится на палеоцен и эоцен. Блоковые погружения в Камбейской зоне начались в палеоцене, когда в отдельных узких грабенах накопилась толща конгломератов, песчаников и алевролитов, представляющих собой продукты переотложения матери-

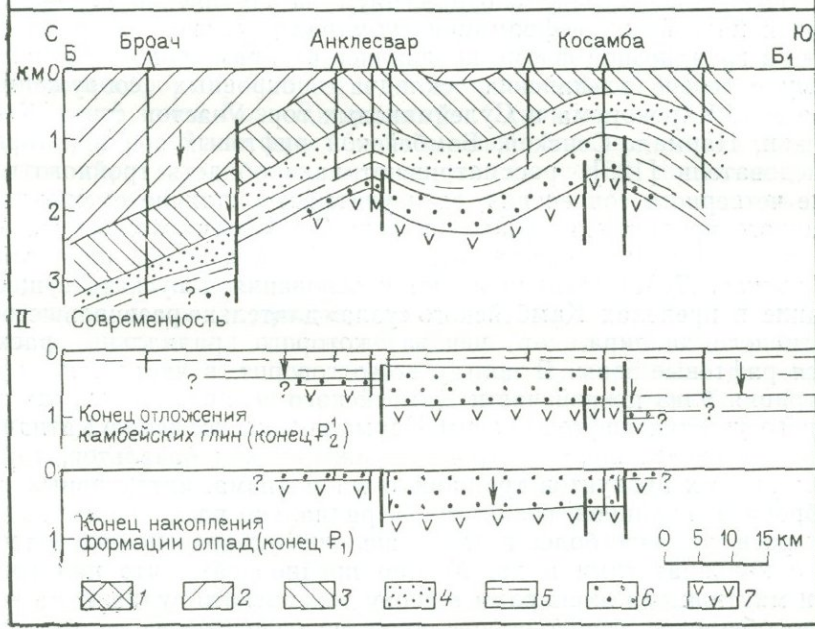
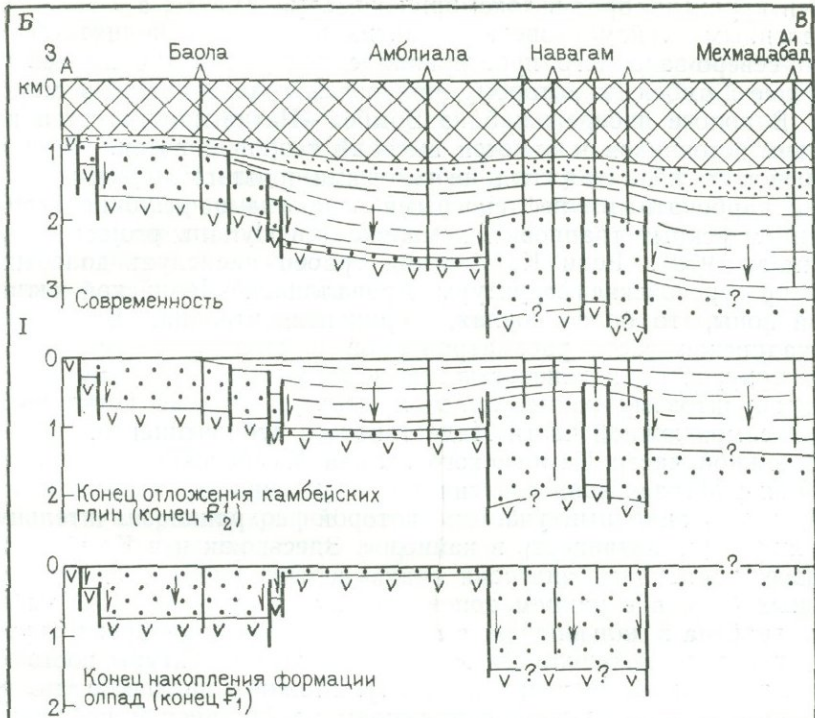
ала траппов, а также глин с сидеритами мощностью 0,5—1,5 км. Напротив, на смежных относительно приподнятых горстовых блоках мощность этой толщи (формация Олпад) сокращается до первых десятков метров или даже до полного выклинивания [129]. В раннем эоцене произошла инверсия знака блоковых вертикальных движений: некоторые палеоценовые грабены превратились в горсты, а горсты — в грабены. Соответственно мощность несогласно залегающих нижнеэоценовых отложений варьирует на этих структурах от 1—1,5 км до десятков — первых сотен метров (и даже до нуля), а их состав изменяется от черных глин с пиритом (формация камбейских глин) в грабенах до песчаников с прослоями углей на поднятиях и в менее погруженной северной части Камбейской зоны. В северной части зоны на внутририфтовом горстовом поднятии Мехсана перед средним эоценом в камбейских глинах были выработаны глубокие эрозионные ложбины, заполненные затем мощными линзами песчаных аллювиальных отложений (Z. R. Chowdhary, 1978). В последующее время, начиная со среднего эоцена до конца антропогена, Камбейская впадина формировалась как единый широкий прогиб; подвижки по краевым и внутренним продольным разломам почти прекратились, но небольшие отличия в мощностях отложений над погребенными отдельными грабенами и горстами продолжали сохраняться. Отложения среднего—верхнего кайнозоя мощностью 1—2 км представлены чередованием песчаников и песков, алевроитов, глин мелководноморского, эстуарно-дельтового и аллювиального генезиса. Присутствуют отдельные прослои конгломератов и углей. На нескольких уровнях, в частности в основании миоцена и плиоцена, отмечаются перерывы. Нефтяные, а также газовые месторождения в Камбейской рифтовой зоне приурочены к отдельным поднятиям (горст-антиклиналям) в эоценовых и олигоценовых песчано-глинистых отложениях. Нефтеносность отмечена также в миоцене. Камбейская рифтовая зона характеризуется высокой плотностью теплового потока — в среднем около  $7,96 \cdot 10^{-2}$ — $10,47 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>.

Камбейская рифтовая зона в северной части имеет юго-юго-восточное простирание, южнее приобретает долготную ориентировку, а еще южнее, в районе Камбейского залива, где она сочленяется с западным окончанием Нармада-Сонской рифтовой зоны, их общее продолжение под шельфом прибрежной части Аравийского моря между 21° и 20° с. ш. следует в юго-западном направлении; наконец, южнее 20° с. ш. в пределах шельфа возникает сложно построенная, но еще слабо изученная линейная периконтинентальная Бомбейская впадина (рифтовая зона?) юго-юго-восточного простирания, расположенная кулисно относительно Камбейской. В основании выполняющих ее кайнозойских морских отложений мощностью до 4 км залегает декканский трапповый комплекс, разбитый субмеридиональными сбросами. С востока Бомбейская впадина ограничена региональной флексурой Пенвел с углами падения базальтовых покровов 10—15°, под которой, вероятно, по-

Рис. 37. Структура Камбейской рифейской зоны и области ее сочленения с Нармада-Сонской и Бомбейской рифтовыми зонами. По Л. С. Човдари, Сингху Лакшману (1978 г.), с упрощениями.

А — тектоническая схема: 1 — краевые сбросы грабенов, 2 — оси антиклиналей и синклиналей, 3 — сбросы, 4 — региональные флексуры, 5 — дайковые рои, 6 — центры извержений, 7 — декканские траппы, 8 — протерозойский фундамент (Араваллийско-Делийская зона) и простирание структур в нем. А—А<sub>1</sub> и Б—Б<sub>1</sub> — линии профилей на рис. 37Б; Б — диаграмматические палеотектонические поперечные разрезы Камбейской (А—А<sub>1</sub>) и западного окончания Нармада-Сонской (Б—Б<sub>1</sub>) рифтовой зоны: 1 — неоген и квартер, 2 — миоцен и квартер, 3 — формация Каол и Тарапур (на рис. 37Б1) и формация Анклесвар (на рис. 37Б11) — средний эоцен—олигоцен, 5 — камбейские черные глины — нижний эоцен, 6 — формация Олпад — палеоцен, 7 — декканские траппы





гребен крупный сброс в докембрийском фундаменте, а с запада — выявленным сейсморазведкой антиклинальным поднятием западно-северо-западного простирания с центром в 120 км северо-западнее Бомбея, к которому приурочен гравитационный максимум. В полосе побережья близ Бомбея—Ратнагири известен ряд горячих источников и отмечен высокий тепловой поток. В своде Бомбейского поднятия, под неогеновыми и олигоценовыми морскими карбонатными нефтеносными осадками на глубине 1780 м бурением вскрыт трапповый комплекс (Geodynam. project, report of India, 1979). Если Камбейский грабен наследует долготные раннепротерозойские структуры Араваллийско-Делийской складчатой зоны, то более южная, периконтинентальная Бомбейско-Лаккадивская часть рассматриваемой рифтовой системы может быть приурочена к гипотетическому Западно-Индийскому чарнокит-гранулитовому раннеархейскому поясу, который четко выражен в самой южной части Индостанского субконтинента.

В южной части Камбейского залива Камбейская субмеридиональная рифтовая зона сочленяется с субширотной Нармада-Сонской, самый западный участок которой сохранял значительную тектоническую активность в кайнозое. Здесь, как и в Камбейском грабене, проявилась инверсия знака вертикальных движений отдельных блоков в раннем эоцене, однако в отличие от Камбейского грабена в дальнейшем, в плиоцен-четвертичное время внутри рифтовой зоны возникли пологие складчатые структуры восточно-северо-восточного простирания [129]. Можно предполагать, что их образование связано с отражением на Индийской платформе позднекайнозойских деформаций субмеридионального сжатия, которые в грандиозной форме проявились в обрамляющих эту платформу с севера альпийских складчато-покровных сооружениях Гималаев, Карокорума и Сулеймановых гор. Участок стыка Камбейской, Нармада-Сонской, Бомбейской рифтовых зон некоторые исследователи [125] рассматривают как область тройного или даже четверного сочленения, если учитывать наличие смещенного западного продолжения зоны Нармада-Сон к югу от п-ова Кативар, под которым предполагается мантийный плюмаж или «горячая точка». Действительно имеются основания допускать существование в пределах Камбейского «узла» длительно развивавшегося мантийного диапира, от центра которого радиально расходятся рифтовые зоны. В пользу этого говорит, в частности, концентрация близ южной части Камбейского залива, в пределах западного участка рифтовой зоны Нармада-Сон, поднятия Кативар и др., многочисленных центров извержения как базальтов, так и более кислых продуктов траппового магматизма, интрузивных тел габброидов, диапиров, гранитоидов, радиально расходящихся даек и их роев, наличие более поздних щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами и др. Можно предполагать, что над горячими мантийными диапирами в эпоху декканского вулканизма возникло обширное куполовидное поднятие, испытавшее после прекращения извержений секторное обрушение.

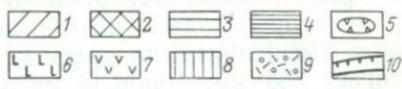
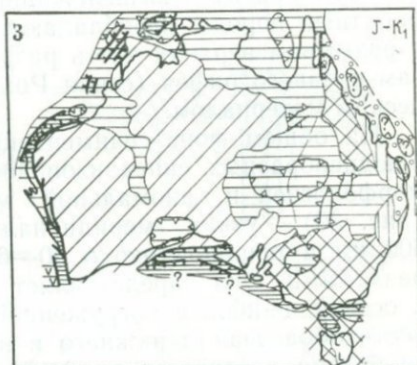
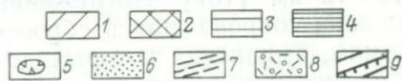
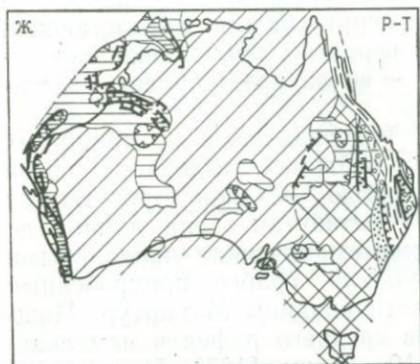
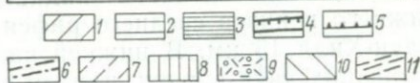
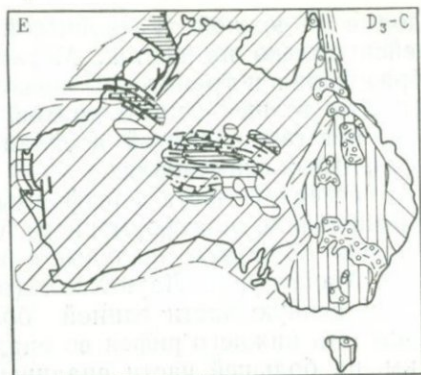
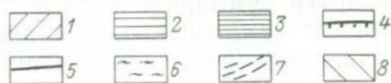
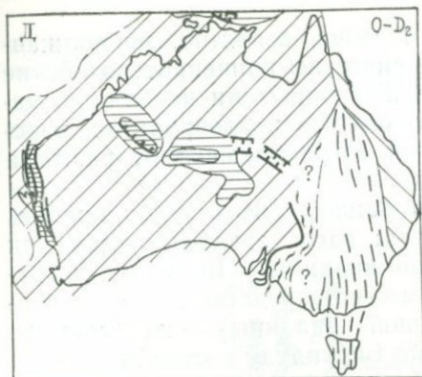
## АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На Австралийской платформе в последнее время выявлено широкое развитие линейных грабенообразных прогибов позднепротерозойского, палеозойского и раннемезозойского возраста типа авлакогенов (рис. 38). Многие из них детально закартированы или разбурены. Некоторые авлакогены, например Амадиес, в средней части платформы отличались очень длительным, полициклическим развитием и большой сложностью структуры, обнаруживающей признаки многократных резких изменений кинематической обстановки, в которой происходило ее формирование.

К концу раннего протерозоя в результате складчатых деформаций и последующего внедрения гранитоидов и метаморфических изменений пород многочисленные раннепротерозойские авлакогеосинклинали Австралии прекратили существование и спаялись со смежными архейскими блоками. Однако многие районы в центральной и южной частях формирующейся платформы сохраняли значительную подвижность и подвергались в раннем, а некоторые районы и в среднем рифее сильному прогреву и повторному метаморфизму, т. е. находились в процессе кратонизации. В северо-восточной части Австралии к югу от залива Карпентария в раннем рифее продолжалось развитие относительно узкого меридионального интракратонного геосинклинального прогиба Маунт-Айза, унаследованного или возникшего в результате регенерации раннепротерозойской подвижной зоны того же характера [167]. Как и раннепротерозойские авлакогеосинклинали, прогиб Маунт-Айза, по-видимому, был заложен внутри платформы, ибо обрамлялся с востока в районе п-ова Йорк несколько более древней (?), хотя и повторно деформированной и метаморфизованной в раннем рифее складчатой зоной Коэн-Джорджтаун. Однако он отличался от ряда раннепротерозойских прогибов несколько большей шириной, сложностью структуры, наличием внутреннего осевого поднятия и глубиной погружения: в его отдельных прогибах накопилось 16—27 км нижнерифейских (карпентарий, по австралийской терминологии) терригенных, а также вулканогенных образований (преимущественно толеитовых базальтов). Интенсивность складчатых деформаций и метаморфизма, имевших место около 1,65 и 1,5—1,45 млн. лет назад, возрастает в зоне Маунт-Айза к востоку. Существование этой зоны, возможно, продолжавшейся далеко на юг и простиравшейся параллельно западному краю более молодых позднерифейских Аделаидской и палеозойской Лахланской геосинклинальных зон, позволяет предполагать зарождение одного из звеньев Тихоокеанского геосинклинального пояса.

В течение раннего рифея западная, северная и южная части Австралийской платформы развивались существенно по-разному. В наиболее древней и относительно приподнятой западной части этому времени отвечает орогенный этап развития складчатой зоны Ашбертон—Гаскойн, или орогена Каприкорн. В начале раннего рифея завершились процессы мигматизации и внедрения гранито-





ли. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.), по материалам К. Пламба (1979 г.)

(в том числе с протоплатформенным чехлом PR<sub>1</sub>), 2 — раннерифейский протоплатформенный зоны повторного метаморфизма и кислого плутонизма, 8 — деформации сжатия в чехле сбросы, сдвиги и разломы без расчленения; Б — средний рифей (1,4–1,0 млрд. лет): сбросы, сдвиги и разломы без расчленения; 3 — кривые платформы, 4 — деформации сжатия в чехле (в том числе в авлако-активных сбросы, сдвиги и разломы без расчленения, 6 — зоны повторного метаморфизма; 2 — чехол платформенных впадин (синеклиз), 3а и б — авлакогены (б — с присутствием зонах (повторные) и авлакогенах, 5 — эпикратонные многогеосинклинальные прогибы, 8 — крупные надвиги и покровы вендского возраста, 9 — зона повторного метаморфизма; 3 — кембрийские авлакогены, 4 — деформации сжатия дельта-авлакогены, 6 — деформации сжатия в ее краевой части, 7 — крупные сбросы, 8 — разломы, 3 — авлакогены, 4 — крупные сбросы, 5 — некоторые крупные разломы различного типа, 2 — ее чехол, 3 — авлакогены, 4 — крупные сбросы и крутые разломы без расчленения, 8 — геосинклинальная область, испытывавшая завершающие деформации сжатия в раннем карбоне на платформе, 7 — зона кембрийской (салаирской) гинные впадины в ней, 10 — позднегерцинская геосинклинальная область Новой Англии, Ж — пермь — триас: 1 — древняя платформа, 2 — молодая платформа с эпикаледонским и перикратонными рифты) на платформе, 5 — контуры синеклиз или их наиболее погружен Новой Англии, испытывавшая завершающую складчатость в основном в перми — начале триаса, 9 — крупные сбросы и крутые разломы без расчленения; 3 — юра — ранний мел, платформенный чехол, 4 — грабенообразные впадины (периконтинентальные рифты), 5 — контуры раннемеловые базальты, 8 — позднегерцинская область Новой Англии, 9 — молассово-сбросы и крутые разломы без расчленения

идов в ее южной (Гаскойнской) подзоне, вероятно, продолжавшейся далеко на восток. Метаморфические раннепротерозойские образования и гранитоиды подзоны Гаскойн были несогласно перекрыты толщей конгломератов, песчаников и алевролитов, впоследствии также смятой в складки и сохранившейся от размыва в отдельных синклиналиях.

В северной части платформы в раннем рифее продолжалось формирование платформенного чехла: здесь закладываются три довольно обширные овальные в плане впадины — Бирундуду на западе, Макартур и Лаун-Хилл (возможно, представлявшие северную и южную части единой большой впадины) — на востоке. Мощность нижнего рифея во впадине Бирундуду составляет около 3 км, на большей части впадины Макартур суммарная мощность нижнего и низов среднего рифея достигает 3—5 км, а во впадине Лаун-Хилл 15 км. В нижней части нижнерифейских образований последних двух впадин, наряду с терригенными отложениями, широко распространены базальтовые лавы и в меньшей мере — кислые вулканиты. В вышележащих отложениях нижнего рифея карбонатные породы преобладают над терригенными, а залегающая с размывом верхняя часть разреза, вероятно, принадлежащая низам среднего рифея (серия Ропер), — снова представлена кластическим материалом.

На общем фоне седиментации, происходившей в обширных блюдцеобразных синеклизоподобных впадинах, выделяется своей морфологией и аномальной мощностью осадков трог Баттен (рис. 39) — узкая меридионально вытянутая зона длиной до 600 км и шириной около 50—60 км, ограниченная продольными разломами. Она представляет глубокий грабен, приуроченный к осевой, наиболее погруженной части впадины Макартур. Мощность образований нижнего и низов среднего рифея в нем скачкообразно возрастает от 3—5 до 10—12 км [167]. Погружение грабена происходило конседиментационно, сопровождаясь сбросовыми смещениями по краевым разломам, амплитуда которых достигает 7,5 км. Вначале глубокое погружение возникло только в северной части грабена, а затем достигло максимальной интенсивности в его южной части. Эти сегменты разделялись узким широтным поперечным поднятием Урапунга, в котором нижний рифей представлен крайне сокращенным и маломощным разрезом (менее 1 км). Во время накопления верхней терригенной серии Ропер подвижки по краевым сбросам прекратились, а зона наибольшего погружения переместилась из южной части грабена в расположенную непосредственно западнее юго-западную часть впадины Макартур. После накопления серии Ропер в западной части впадины Макартур в верхние горизонты внедрились силы долеритов; во второй половине среднего рифея внутренняя, глубоко опущенная зона грабена Баттен была смята в крупные продольные складки и приподнята в виде горста на несколько километров по тем же продольным разломам, по которым в раннем рифее происходило ее опускание. При этом нормальные сбросы, очевидно,

преобразовались во взбросы. В северной части зоны Баттен, ранее представлявшей ступенчатый грабен, в ходе инверсии обособился внутренний узкий (20—25 км), также инверсионный горст, т. е. возникла своеобразная телескопированная структура типа «горст в горсте». Общая амплитуда воздымания во внутреннем горсте превысила амплитуду предшествовавшего погружения, т. е. составила не менее 10—12 км, и в современном эрозионном срезе здесь

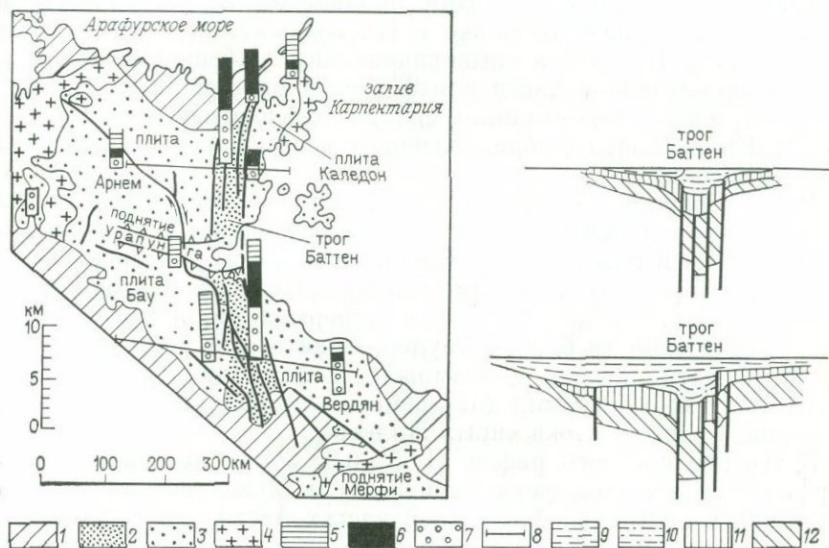


Рис. 39. Тектоническое положение рифейского троега (авлакогена) Баттен во впадине Макауртур, схематические колонки и разрез ниже- и среднерифейских отложений троега Баттен и смежных районов. По К. Пламбу и Г. Деррику (1976 г.). Разрезы (справа) составил автор по тем же данным [167]

1—4 — комплексы пород на карте: 1 — чехол отложений моложе серии Ропер (моложе среднего рифея), 2 — троег (авлакоген) Баттен, в основном выполненный нижним — средним рифеем, 3 — впадина Макауртур (кроме троега, Баттен), выполненная нижним — средним рифеем, 4 — дорифейский фундамент; 5—7 — комплексы пород в колонках: 5 — серия Ропер (низи среднего рифея), 6 — серия Макауртур, 7 — серия Тавеллах (обе — нижний рифей); 8 — положение разрезов на карте; 9—12 — рифейские отложения троега Баттен и смежных районов впадины Макауртур на разрезах: 9 — серия Ропер, 10 и 11 — верхняя (Баттен) и нижняя (Умболуга) подсерии серии Макауртур, 12 — серия Тавеллах. Слева дана шкала вертикального масштаба колонок и разрезов

обнажаются смятые нижнепротерозойские вулканогенные и терригенные образования, несогласно залегающие на еще более древнем метаморфическом комплексе, также слагающем структуры меридионального простираения. Дорифейские образования во внутреннем горсте срезаются дорифейскими же меридиональными разрывами типа правосторонних сдвигов [167]. Таким образом, грабен Баттен при своем заложении унаследовал древнюю зону меридиональных дислокаций. В процессе последовавшего за образованием грабена возникновения инверсионного горстового поднятия, в среднем рифее на южном участке его западного борта,

а также в прилегающей к зоне Баттен западной части впадины Маккартур снова произошли правосторонние сдвиговые смещения вдоль нескольких меридиональных разломов.

Зона раннерифейского грабена Баттен представляет собой древнейший из установленных в Австралии авлакоген, в котором четко выражены стадия заложения в условиях растяжений, сопровождаемая базальтовыми излияниями, стадия конседиментационного погружения, фаза инъекции базитовых силлов и, наконец, стадия инверсии в условиях сжатия, проявившаяся в складчатых деформациях в опущенном блоке и его воздымании в виде ступенчатого горста (как бы в «выворачивании» грабена «наизнанку»).

В северо-западной части платформы в раннем рифее подверглись повторным деформациям складчато-блоковые зоны Холлс-Крик и Кинг-Лиополд, обрамляющие с востока и с юга архейский блок Кимберли.

Многие районы Центральной и Южной Австралии в течение раннего рифея пережили процесс кратонизации. Слагающие их архейские (?) и нижнепротерозойские комплексы подвергались интенсивному прогрессу и метаморфизму (частично повторному) и местами — сильным тектоническим деформациям, а также интрузиям гранитоидов (в блоках Гоулер, Аранта и др.). Высокотемпературный метаморфизм и, возможно, деформации сжатия имели место в эту эпоху в блоке Масгрейв и зоне Олбани—Фрезер, обрамлявшей с юго-востока «щит» Йилгарн.

В течение среднего рифея (1,35—0,95 млрд. лет назад) метаморфические и магматические процессы, а также тектонические деформации в центральной и южной частях Австралии сосредоточились в нескольких относительно более узких зонах. Наши представления о сущности этих процессов остаются пока недостаточно ясными. В широком аспекте геологической истории Австралийской платформы их можно рассматривать как различные проявления поздней стадии кратонизации, однако в отдельных районах они выступают как наложенные процессы тектоно-термальной активизации, сопровождавшейся ретроградным метаморфизмом. Процессы метаморфизма и гранитного плутонизма были затронуты обрамляющие архейский «щит» Йилгарн с запада и юго-востока высокометаморфизованные зоны с развитием гранулитов — Западно-Йилгарнская (блок Нортхемптон) и Олбани—Фрезер; зона, дугообразно огибающая архейское ядро массива Гоулер с востока, северо-востока и севера; полиметаморфические массивы Аранта и Масгрейв в центральной части Австралии. Финальные стадии длительного и сложного тектоно-термального процесса, приведшего к созданию современной структуры области Масгрейв («масгрейвского орогенического цикла»), сопровождались в ее западной части становлением анатектических гранитов (1,1—1,5 млрд. лет), внедрением расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий вдоль широтных зон разломов надвигового типа и подвижками по ним и завершились накоплением несогласно залегающих на полигенном метаморфическом фундаменте вулканогенных

толщ кислого и основного состава (1,08—1,05 млн. лет), слабо смятых или заполняющих кальдеры проседания [165]. Среднерифейские структуры и магматические образования в массиве Масгрейв вытянуты широтно, тогда как более древние структуры обладают северо-восточным простиранием, сходным с таковым зоны Олбани—Фрезер.

В Западной Австралии между «щитами» Йилгарн и Пилбара в среднем рифее образовался широтный прогиб Бангемолл, наложенный на раннепротерозойскую складчатую зону Ашбертон—Гаскойн [132]. Выполняющие его песчано-конгломератовые отложения платформенного типа мощностью около 3 км резко несогласно налегают на интенсивно смятое раннепротерозойское основание, слагая синклиорий шириной 100—200 км, состоящий из ряда крупных относительно пологих конседиментационных субширотных складок. Локальные зоны среднерифейского погружения и последующие деформационные структуры в синклиории Бангемолл тяготеют к зонам длительно развивавшихся разломов (в частности, сдвигов) и катаклаза в породах фундамента. В частности, ось синклиория приурочена к шву между неметаморфизованной северной и метаморфической южной подзоной раннепротерозойской складчатой зоны Ашбертон. Восточная, более широкая часть синклиория нарушена несколькими субширотными взбросами или надвигами со смещением масс к северу, срезающими и породы фундамента. В целом, как седиментация, так и деформации в прогибе Бангемолл, несомненно, контролировались подвижками по разломам его фундамента: сначала дифференцированным погружением отдельных блоков, вероятно, в условиях некоторого растяжения (на что могут указывать значительные проявления кислого вулканизма на ранней стадии погружения и последующее внедрение долеритовых силлов в восточной, широкой части прогиба), а затем некоторым сжатием, выраженным в фундаменте взбросо-надвиговыми подвижками, а в чехле — формированием серии простых субширотных линейных и брахиморфных складок.

В Северной Австралии к востоку от блока Кимберли в среднем рифее образовалась впадина Виктория-Ривер, где накапливались песчано-алевритовые отложения с подчиненными доломитами [167]. В пределах ее большей восточной части, возможно наложенной на погребенный блок архейского (?) фундамента, мощности этих спокойно залегающих отложений не превышают 2—2,3 км, но в узкой западной части, наложенной на раннепротерозойскую складчатую зону Холлс-Крик—Фитцмориз, — они резко возрастают до 9 км. Состав отложений в этой зоне становится чисто терригенным, появляются прослои конгломератов. Таким образом, зона Холлс-Крик с ее северным продолжением в среднем рифее возродилась в качестве глубокого асимметричного грабена, к которому с запада примыкало глыбовое поднятие Кимберли, а с востока — слабо погруженная промежуточная ступень. Аналогичный грабен возник и в зоне Кинг-Лиополд, обрамляющей блок Кимберли с юга. В конце среднего рифея грабенообразная

впадина Холлс-Крик—Фитцмориз испытала инверсию; выполняющие ее отложения были смяты в умеренно сжатые линейные складки, в осевой ее части возник внутренний горст, а восточный борт ее был приподнят и надвинут на запад по взбросо-надвику с амплитудой в несколько километров. На северном продолжении зоны Фитцмориз, где инверсионное поднятие было наиболее значительным, по-видимому, именно в это время образовался горстобразный выступ архейского фундамента — блок Литчфилд шириной 30—40 км и длиной 150 км. История грабена Холлс-Крик—Фитцмориз во впадине Викториа-Ривер очень похожа на историю грабена Баттен во впадине Макартур, отличаясь от нее лишь отсутствием проявлений вулканизма на ранней стадии и укороченностью цикла развития, который в грабене Баттен начался раньше (в раннем рифее), но закончился одновременно с формированием зоны Холлс-Крик (в конце среднего рифея). К этому же времени относится возникновение широтных складок и развитие надвигов в прогибе Бангемолл и зоне Масгрейв, что позволяет считать эту эпоху временем регионального проявления деформаций сжатия в ряде зон Австралийской платформы, имеющих как субмеридиональное, так и субширотное простирание, и связывать их с общим пульсационным тектоническим ритмом в пределах всей платформы. К концу среднего рифея закончилась кратонизация в последних «орогенных» зонах Южной и Центральной Австралии, и вся западная и средняя части континента спаялись воедино, образовав относительно жесткую структуру Австралийской платформы. Деформациями в субмеридиональных зонах Баттен и Фитцмориз в основном завершился длительный период активного развития субмеридиональных структур в пределах платформы; напротив, тектоно-магматические процессы в субширотных зонах, пересекающих среднюю часть платформы, явились лишь одной из стадий в тектоническом развитии этой полосы, продолжавшемся до начала мезозоя.

Поздний рифей — венд представляют собой первую стадию в развитии австралийской части Гондваны, после того как завершилась кратонизация ее фундамента. Главные геологические события этой стадии приурочены к двум взаимосвязанным тектоническим зонам — субмеридиональной геосинклинальной области Аделаида в Юго-Восточной Австралии и области субширотных авлакогенов, занимающей центральную часть континента. Заложение обеих этих областей относится к среднему рифею, но период наиболее глубокого погружения — единственный в области Аделаида и первый в Центрально-Австралийской области — приходится на поздний рифей и венд. К среднему (?) рифею принадлежит нижняя вулканогенно-осадочная толща Аделаидской области — серия Уилер — мощностью до 3—4 км, включающая базальтовые, трахитовые и риолитовые лавы с возрастом 1,35 млрд. лет. В кровле ее наблюдается перерыв, вероятно, отвечающий предпозднерифейскому поднятию и деформациям сжатия в расположенных северо-западных районах Австралии. Вышележащие се-

рии Торренс, Стёрт и Марино представлены в области Аделаида конгломератами, песчаниками, кварцитами, алевролитами, аргиллитами, подчиненную роль играют известняки и доломиты. В основании серий Стёрт и Марино распространены горизонты тиллитов. Серия Торренс относится к верхнему рифею, а серия Стёрт и Марино — к верхам рифея (?) — венду (основание серии Стёрт датируется 750 млн. лет). В верхней части серии Марино был обнаружен знаменитый эдиакарский комплекс остатков бесскелетной фауны. Общая мощность надсерии Аделаида достигает 12—15 км. С разрывом и слабым несогласием, фиксирующим фазу тектонических движений на рубеже докембрия и палеозоя (более резко проявившихся в авлакогене Амадиес), она перекрывается археоциатовыми известняками и терригенными породами нижнего кембрия, вместе с которыми образует довольно сложную и извилистую систему линейных и брахиоморфных складок, сформированную в середине кембрия. Это позволяет отнести складчатую область Аделаида к поздним байкалидам или салаиридам.

Миогеосинклинальный характер отложений и присутствие между ветвями Аделаидской системы блоков метаморфического фундамента (срединный массив Брокен-Хилл и др.) говорят об эпикратонном характере Аделаидской геосинклинали. В северном и северо-западном направлении Аделаидская система как бы расщепляется на отдельные узкие ветви, проникающие в тело платформы между приподнятыми блоками ее фундамента, как, например, зона Виллоуран-Хилл, которые Н. А. Богданов [6], а позднее Ч. Б. Борукаев [10] квалифицировали как позднерифейско-вендские авлакогены. Аделаидскую область следует, очевидно, рассматривать как звено краевой зоны позднекембрийского Тихоокеанского геосинклинального пояса, которое наложилось на платформенное основание, превратив его в мозаику прогибов (грабенов — прогибов) и относительно приподнятых остаточных выступов. Ранней (среднерифейской) фазе этого процесса, протекавшей в условиях растяжения, отвечают мощные проявления вулканизма; затем последовало длительное, но прерывистое погружение, и, наконец, область подверглась сжатию и была смята в систему складок, имеющих в ее внутренних (восточных) зонах линейные сильно сжатые (до изоклинальной) формы, а на северо-западе (в авлакогенах) переходящих в более пологие, брахиоморфные структуры. Аделаидская эпимиогеосинклинальная складчатая область, вероятно, продолжается к северу под фанерозойским платформенным чехлом Большого Артезианского бассейна, маскирующим детали ее сочленения с системой субширотных позднепротерозойских структур Центральной Австралии; очевидно, последняя была тесно связана с Аделаидской системой и представляет ее наиболее мощное западное слепое (?) ответвление.

В Центральной Австралии в позднем рифее и венде накапливались мощные толщи осадочных образований. Вместе с отложениями нижнего — среднего палеозоя они выполняют четыре изолированные субширотные впадины (с юга на север) — Оффисер,

Амадиес, Нгалия и Джорджина, которые все чаще рассматриваются как авлакогены (см. рис. 41). Такая трактовка для впадины Амадиес была впервые предложена В. Н. Соболевской (1965 г.), для впадины Оффисер — В. Б. Олениным (1969 г.) и поддержана Н. А. Богдановым, В. Е. Ханым, И. Б. Борукаевым, и в настоящее время она распространяется и среди австралийских геологов. Впадины разделены выступами метаморфического фундамента — Масгрейвским, Южно- и Северо-Арантским, но первоначально, по-видимому, входили в состав единого внутриплатформенного бассейна, хотя и выделялись в нем относительно большей величиной погружения. Мощный разрез рифея и венда характеризует центральную часть бассейна, занимаемую наиболее крупной (15 000 км<sup>2</sup>) впадиной — авлакогеном Амадиес, который был детально изучен А. Уэллсом, Д. Форманом и др. [194]. Верхнепротерозойские образования на северном крыле впадины Амадиес, а также во впадине Нгалия налегают на полиметаморфический архейско-нижнепротерозойский комплекс массива Аранта, на южном крыле впадины Амадиес — на нижнепротерозойский гнейсово-сланцевый комплекс Оулия, а еще южнее, во впадине Оффисер — на архейский (?) гранулитовый комплекс массива Масгрейв, подвергавшийся на протяжении раннего протерозоя и раннего — среднего рифея неоднократным повторным метаморфическим преобразованиям. Наиболее древние образования, несогласно залегающие на метаморфическом фундаменте в основании Центрально-Австралийского рифейско-вендского бассейна, распространены лишь на отдельных его участках. Это толщи палеобазальтов, реже кислых вулканитов, туфов, конгломератов, кварцитов, алевролитов, глинистых сланцев и их метаморфизованных в зеленосланцевой и реже амфиболитовой фации эквивалентов общей мощностью в несколько километров, которые присутствуют на северо-западной периферии впадины Амадиес и в составе аллохтонного комплекса на ее юго-западном борту. Аналогичные и, вероятно, одновозрастные им образования, как уже отмечалось, сохранились в западной части массива Масгрейв, где их абсолютный возраст определен в пределах 1,08—1,05 млрд. лет. Таким образом, можно предполагать, что погружение Центрально-Австралийского бассейна началось несколько позднее, чем Аделаидского, — в конце (?) среднего рифея.

Разрез верхнерифейско-вендского осадочного комплекса, в западной части впадины Амадиес, несогласно налегающего на слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные образования среднего рифея, а в ее более восточных частях — на глубоко метаморфизованные породы фундамента [194], начинается с толщи кварцитов Хевитри и ее аналогов (кварцитовидные песчаники и алевролиты, в основании конгломераты) мощностью 0,2—1 км. Кверху ее постепенно сменяет формация Биттерспринг и ее аналоги (0,5—1 км) — толща доломитов и известняков с остатками строматолитов, заключающая линзы, прослои и пачки глинистых, кремнистых пород, а также гипсов и реже каменной соли, которые

играли важную роль в деформациях этого комплекса. По данным изучения строматолитов М. А. Семихатов [80] относит формацию Биттерспрингс к позднему рифею. К низам верхнего рифея следует, по-видимому, отнести и толщу кварцитов Хевитри, хотя не исключен и ее среднерифейский возраст. Выше с размывом, а местами и слабым угловым несогласием залегают формация Арейонга и ее аналоги (0,2—0,3 км), сложенные песчаниками и алевролитами с выдержанным горизонтом тиллитов в основании, заключающих штрихованные валуны и мелкие обломки гранитов, гнейсов и протерозойских осадочных пород. Разрез венчает залегающая с перерывом формация Пертататака с ее аналогами (0,6—2,5 км), представленная пестроцветными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями доломитов и известняков, также содержащая горизонты тиллитов или тиллоидов. Тиллитоносные толщи впадины Амадиес, сопоставляемые с сериями Стёрт и Марино Аделаидской области, вероятно, относятся к верхам верхнего рифея (?) — венду. Они с перерывом, а в южной части впадины и угловым несогласием перекрываются грубообломочными отложениями верхов венда или карбонатно-терригенной серией Пертауррта поздневендского (?) — раннекембрийского возраста. Общая мощность верхнерифейско-вендских отложений во впадине Амадиес достигает 6—7 км. Зона максимальных мощностей формаций Арейонга и Пертататака (около 5 км) вплотную приближена к южной (надвиговой) границе впадины Амадиес. Очевидно, первоначально последняя далеко распространялась к югу по сравнению с современным положением ее южного края.

После накопления формации Пертататака в конце венда южная часть впадины Амадиес вместе с прилегающей к ней с юга частью Центрально-Австралийского бассейна подверглись резким деформациям. Они выразились в чрезвычайно сильном горизонтальном сжатии юго-западной части впадины Амадиес и сложном смятии слагающих эту зону образований — а именно, верхнерифейских формаций Биттерспрингс и Хевитри, подстилающих их среднерифейских вулканогенно-осадочных толщ, а также являющегося их субстратом гнейсового комплекса Оулия, в систему сильно сжатых, до изоклиналиных, опрокинутых на север складок, превращении этого пакета складок в лежачие и частично даже перевернутые и надвигании его в северо-восточном направлении в сторону внутренней части впадины Амадиес в виде единой пластины не менее чем на 50—60 км (общая ширина впадины Амадиес в современных, суженных надвигами с обеих сторон границах — около 300 км). Эти складчато-покровные деформации происходили в течение трех фаз [194], на протяжении которых кинематический план и поле напряжений изменялись по своей ориентировке. В течение первой (?) фазы  $F_1$  возникли мелкие изоклиналиные (ныне лежачие) субширотные складки. Затем в фазу  $F_2$  были сформированы изоклиналиные складки того же вида, но вытянутые в приблизительно перпендикулярном по отношению к складкам первой фазы, субмеридиональном направлении. Слан-

цеватость, параллельная осевым поверхностям обеих систем складок  $F_1$  и  $F_2$ , развивалась, очевидно, в течение обеих фаз деформаций. Наконец, во время третьей фазы  $F_3$  образовались изоклинные опрокинутые, лежачие, а в лобовой части аллохтонные

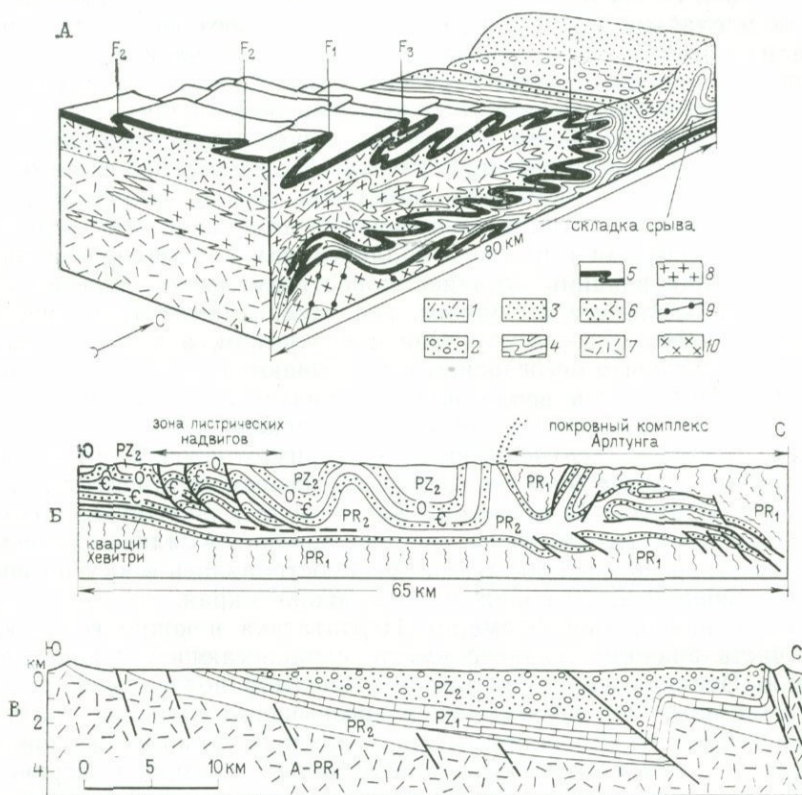


Рис. 40. Структуры рифейско-палеозойских авлакогенов Амаднес и Нгалия в Центральной Австралии.

А — блок-диаграмма тектонического покрова Петерманн Рейндже (байкальского возраста) в юго-западной части впадины Амаднес, по Д. Форману из работы А. Уэллса и др. [194]. Верхнее крыло лежащей сложной антиклинали в действительности эродировано. 1 — аркозы Айерс Рок (верхи венда — низы нижнего кембрия); 2 — конгломераты Маунт-Карри (верхи венда — низы нижнего кембрия); 3 — слои Ининдия и Уиннал (верхи верхнего рифея — венд); 4 — формация Биттерспрингс и слои Пининна (верхний рифей); 5 — кварцит Дин (эквивалент кварцита Хевитри, низы верхнего рифея); 6 — слои Бладс Рейндже (кислые вулканиты и обломочные породы) и базальты Маунт-Харрис — от слабо измеренных до сланцеватых (средний рифей); 7 — гнейсы Олиа; 8 — граниты (средний рифей); 9 — метаморфизованные основные дайки; 10 — гранитный комплекс Поттой. Б — сводный геологический разрез через северо-восточную часть впадины Амаднес, из работы А. Уэллса и др. [194]; В — поперечный геологический разрез через впадину Нгалия, из работы «Ежегодник Бюро минеральных ресурсов Австралии» [116]

структур — даже перевернутые (ныряющие) складки, в которых изгибанию подвергались осевые поверхности складок двух предшествующих фаз  $F_1$  и  $F_2$  [194] (рис. 40, А). Первая фаза отражает условия сильного субмеридионального сжатия в «корневой» (Южно-Амаднесской) зоне, зажатой между относительно жесткими

собственно Амадиесской и Масгрейвской зонами, вторая — обстановку сжатия в «корневой» зоне, сопровождаемого горизонтальным сдвигом, третья — условия сжатия, сопровождаемого надвиганием Масгрейвского блока (пластины) на «корневую» зону, а последней — на глубоко опущенную собственно Амадиесскую зону. Перемещение масс в третью фазу происходило в виде огромной пластины, представляющей как бы лежащий антиклинорий мощностью, по-видимому, не менее 10 км, по поверхности, проходившей внутри формации Биттерспрингс, и облегчалось наличием в ней пластичных эвапоритовых горизонтов. Располагавшаяся в самой южной части впадины Амадиес «корневая» зона складчатого аллохтона находилась в условиях высокого прогрева, о чем свидетельствует прогрессивный усиливающийся от фронта шарьяжа в сторону его корней метаморфизм верхне- и среднерифейских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ (развитие в них пиррофилита, кианита и ставролита), а также ретроградный метаморфизм гнейсового комплекса, образующего ядро этой опрокинутой структуры. Параллельно с сильным смятием, «корневая» зона испытывала поднятие относительно прилегающей с севера внутренней зоны впадины Амадиес. Благодаря возникавшему в результате этого перепада высот дальнейшее перемещение фронтальной части аллохтонной пластины приобретало тектоно-гравитационный характер, протекало в наземных условиях и было отчетливо выражено в рельефе. В понижении перед фронтом надвига накапливались мощные толщи (сохранившаяся мощность — до 3 км, а первоначальная — вероятно до 6 км) континентальных грубообломочных отложений — конгломератов (до валунных) и песчаников, остатки которых сохранились кое-где в южной части впадины Амадиес. В свою очередь, на зону корней шарьяжной пластины с юга и юго-запада надвигалась еще более высоко приподнятая Масгрейвская зона, сложенная архейским (?) метаморфическим комплексом гранулитовой фации. Извилистость фронта надвига указывает на то, что его поверхность очень пологая, а местами субгоризонтальная. Первоначально Масгрейвская аллохтонная пластина распространялась значительно дальше к северу.

Поздневендские (байкальские) деформации в южной части впадины Амадиес получили название «орогения Петерманн Рейнджс» (по названию гряд на южном борту впадины Амадиес). Возникшие в результате их изоклинально-складчатые лежащие аллохтонные структуры на южном краю впадины Амадиес напоминают в миниатюре шарьяжные структуры Пеннинской зоны Альп. Они, несомненно, происходили в обстановке сильного горизонтального (субмеридионального) сжатия территории нынешней Австралийской платформы, в основном реализовавшегося в смятии и раздавливании относительно узкой в масштабе континента (несколько десятков — сотня километров), разогретой и пластичной зоны в самой южной части впадины Амадиес и смежной части Масгрейвского блока. К северу интенсивность поздневендских деформаций постепенно уменьшается, складки приобретают «аппа-

лачский», затем «юрский стиль» и в 100—150 км севернее фронта шарьяжа сходят на нет. В северной части впадины Амадиес и во впадине Нгалия они не обнаружены, но в последней перед кембрием, вероятно, происходили дифференцированные вертикальные движения. Однако в складчатой зоне Кинг-Лиополд, имеющей западно-северо-западное простирание, в конце венда проявлялись повторный метаморфизм и складчато-надвиговые деформации, затронувшие породы позднепротерозойского платформенного чехла [166]. Структурные связи между этой зоной и впадиной Амадиес замаскированы фанерозойскими образованиями впадины Каннинг.

После перерыва и деформаций, связанных с орогенцией Петермани Рейнджс, в начале кембрия в центральной части Австралии возобновились погружения, продолжавшиеся с некоторыми перерывами до начала раннего карбона. Однако эта область уже не представляла в палеозое единого бассейна, так как ее южная часть — впадина Оффисер — отделялась крупным Масгрейвским выступом от более северной депрессии, включавшей впадины Амадиес, Нгалия, Джорджина и другие вместе с разделяющими их Южно- и Северо-Арантской зонами поднятий. Нижнекембрийские отложения в южной части впадины Амадиес залегают на верхнерифейских и вендских с резким несогласием, однако в северной части впадины оно постепенно исчезает. Ось максимального погружения из южной части впадины Амадиес перемещается в северную, а в северной части Австралии возрождаются или возникают новые обширные впадины. Их зарождение в течение раннего кембрия сопровождается массовыми субаэральными излияниями толеитовых базальтовых лав, образующих вулканическую область Антрим площадью не менее 400 000 км<sup>2</sup> [49]. Мощность этого траппового комплекса на обширных пространствах достигает 1 км, а местами даже 2 км, а суммарный объем по разным оценкам составляет от 100 до 400 тыс. км<sup>3</sup>. Раннекембрийские базальты известны также в западной части впадины Оффисер, но во впадинах Амадиес, Нгалия, Джорджина и в Аделаидской области они отсутствуют. Эти излияния представляют последнюю крупную вспышку траппового вулканизма на Австралийской платформе. В течение раннего кембрия впадины Оффисер и Амадиес сообщались с миогеосинклинальной областью Аделаида через пролив в районе впадины Педрина, расположенной восточнее поднятия Масгрейв, однако средне-позднекембрийская деламерская (салаирская) складчатость, характерная для Аделаидской зоны, оказалась лишь в восточной части впадины Оффисер, и почти не отразилась во впадине Амадиес. Здесь отложения от нижнего кембрия до верхнего ордовика представлены единой последовательностью осадков — континентальных (дельтовых), лагунных и прибрежно-морских в нижнем кембрии и преимущественно мелководноморских в среднем — верхнем кембрии и ордовике с отдельными пачками более глубоководных в нижнем и среднем ордовике [194]. В кембрии и ордовике преобладают песчаники, алевролиты и ар-

гиллиты при подчиненной, особенно в ордовике, роли доломитов и известняков. В эвапоритовой толще нижнего кембрия, наряду с карбонатными, глинистыми и кремнистыми породами, присутствуют ангидриты и каменная соль. Суммарная мощность кембрия и ордовика в северной части впадины достигает 5—6 км, а к югу уменьшается почти до полного выклинивания. Концу ордовика — раннему, а может быть, и позднему силуру во впадине Амадиес соответствуют перерыв и поднятия («родинганские движения»), коррелируемые с раннекаледонскими деформациями в Лахланской геосинклинальной области на востоке Австралии. В конце силура (?) — раннем — среднем девоне во впадине Амадиес накапливалась толща косослоистых песчаников Мерение золотого, дельтового и, может быть, частично прибрежно-морского генезиса мощностью до 0,5—1 км в ее северной части. К верхнему девону и, может быть, частично к низам нижнего карбона здесь относится алевро-лито-песчаниковая континентальная серия Пертньюра, содержащая остатки рыб и растений. Мощность ее в северной части впадины достигает 3—4 км. В восточной и южной ее частях она с перерывом ложится на более древние отложения. В самой северной части впадины обнаружена очень мощная (местами до 3 км) толща конгломератов с прослоями валунных конгломератов, гравелитов и песчаников, представляющая собой пролювиальные отложения предгорного шлейфа, формировавшегося у подножия интенсивно размывавшейся горной гряды Макдоннелл, возникшей в начале карбона (?) непосредственно севернее впадины Амадиес; по-видимому, в это время началось интенсивное поднятие и размыв Южно-Арантского блока и его надвигание на расположенную южнее впадину Амадиес.

Дальнейшее развитие деформационного процесса в карбоне привело к возникновению пологих надвигов гнейсов и гранулитов Южно-Арантского блока на верхнепротерозойские и палеозойские отложения в северной краевой части впадины Амадиес, а на ее северо-восточном борту — тектонических покровов Арлтунга и Ормистон с амплитудой горизонтального перемещения к югу соответственно в 5 и 9 км (см. рис. 40, Б). Ядра этих покровов, представляющих пакет из нескольких лежащих и ныряющих к югу складок, слагают гнейсы и гранулиты комплекса Аранта, ретроградно-метаморфизованные до зеленосланцевой фации и милонитизированные в нижней части покровных чешуй, а их оболочку — верхнерифейские кварциты Хевитри и породы формации Биттерспрингс, по пластичным эвапоритовым отложениям которой происходило скольжение шарьяжных чешуй. Таким образом, раннегерцинские тектонические покровы на северном борту впадины Амадиес по своей морфологии и генезису весьма напоминают аналогичные байкальские сооружения на ее южном борту, формировавшиеся в близких кинематических и структурно-литологических условиях. Под воздействием фронтальной части надвигающихся покровов верхние части осадочного верхнерифейско-палеозойского комплекса были сорваны с основания и смещены к югу местами на

многие километры и даже первые десятки километров в виде параавтохтонных субгоризонтальных чешуй. Эти срывы происходили по пластичным эвапоритовым горизонтам, приуроченным к верхнерифейской формации Биттерспрингс и нижнекембрийской толще Чандлер. Породы верхнего протерозоя в преднадвиговой северной зоне были смяты в линейные, осложненные небольшими надвигами гребневидные складки с отжиманием пластичного материала из синклиналей в ядре антиклиналей. К югу складки постепенно затухают, но в приосевой части впадины Амадиес имеются относительно пологие складки, образованные в течение двух эпох деформаций — байкальской и раннегерцинской. Подавляющая их часть обладает покровным, дисгармоничным характером и не проявляется в подстилающих осадочный чехол кварцитах Хевитри и поверхности фундамента, в пределах большей части площади впадины, судя по аэромагнитным данным, характеризующейся субгоризонтальным, пологоволнистым залеганием.

После раннегерцинских складчато-покровных деформаций, известных под названием «орогения Алис-Спрингс», в авлакогене Амадиес эпизодически возобновлялось погружение и накапливались континентальные отложения, сохранившиеся кое-где в его западной и восточной частях. К ним относятся нижнепермские конгломераты, песчаники и тиллиты, несогласно залегающие на палеозойских или докембрийских образованиях, мощность от нескольких десятков метров до 400 м, а также юрские (?) песчаники (до 250 м) и нижнемеловые глины и алевролиты (до 300 м). Этими незначительными погружениями завершилось развитие самого обширного и глубокого авлакогена Австралии, продолжавшееся почти миллиард лет. Оно включало два полных тектонических цикла, начинавшихся с глубокого погружения и завершавшихся сильным сжатием и надвиганием на внутреннюю часть впадины обрамляющих ее выступов фундамента (в конце байкальского цикла надвигание происходило с юга, а в конце раннегерцинского — с севера); в итоге возникла квазисимметричная конвергентная структура с сильно деформированными прибортовыми зонами и слабо деформированной внутренней частью. Рисунок магнитного поля отражает наличие в фундаменте впадины как субширотных, так и, вероятно, более древних — архейских (?) или раннепротерозойских структур субмеридионального простирания. Глубина погружения фундамента (или суммарная мощность выполняющих впадину верхнерифейских — палеозойских отложений) достигает в северной части впадины 8—11 км, в западной — 6,8 км, в южной (где погружение происходило в основном в байкальском цикле) — 4—6 км.

Как на северном, так и на южном бортах впадины зоны глубокого залегания подошвы осадочной толщи уходят под надвигопокровные структуры, указывая на большую первоначальную ширину авлакогена.

К югу от поднятия Масгрейв расположена более узкая и менее глубокая субширотная впадина Оффисер, также пережившая

погружение в течение позднего рифея, венда и раннего — среднего палеозоя. В конце девона или карбоне на нее был надвинут с севера блок Масгрейв (рис. 41), причем как и во впадине Амадиес, зона максимальных мощностей в авлакогене Оффисер вплотную примыкала к краевому герцинскому надвигу. Небольшая широтная впадина Нгалия, лежащая к северу от впадины Амадиес между Южно- и Северо-Арантскими поднятиями, также асимметрична — максимальная глубина кровли фундамента (до 4 км) вплотную приближена к ее северному борту [116] — см. рис. 40, В. Отложения Аделаидия увеличиваются в мощности к южному краю впадины, указывая на то, что Южно-Арантское поднятие в позднем рифее и венде покрывалось чехлом осадков. Отложения нижнего палеозоя имеют наибольшую мощность (до 2 км) в средней части впадины Нгалия, а грубообломочные среднепалеозойские (до 2 км и более) — в ее северной части, прилегающей к крупным пологим краевым надвигом, по которым метаморфический фундамент Северо-Арантского поднятия был надвинут на нее в виде нескольких чешуй до 12 км.

Дно средней и южной частей впадины разбито субширотными разломами, наклоненными к северу. По-видимому, они возникли при заложении впадины как нормальные сбросы, но в ходе завершающих герцинских деформаций сжатия многие из них превратились во взбросы или надвиги с горизонтальным смещением масс к югу (см. рис. 40, В). Таким образом, во впадинах Оффисер, Амадиес и Нгалия мы наблюдаем сходную асимметрию их палеозойской структуры — увеличение глубины к северному борту и надвигание масс со стороны прилегающих с севера зон поднятий по пологим надвигом и тектоническим породам. Следует отметить, что субширотное сжатие с надвиганием масс к югу в конце герцинского цикла, как и субширотное сжатие, но с надвиганием с юга на север в конце байкальского, проявлялось только в восточной половине Австралийской платформы, но не было свойственно ни ее западной половине, ни Лахланскому геосинклинальному поясу. Это позволяет предполагать, что три главных субмеридиональных мегаблока Австралийского континента в конце протерозоя и палеозоя продолжали разделяться глубинными субмеридиональными швами, вдоль которых происходили относительные горизонтальные, сдвиговые перемещения.



Рис. 41. Диаграммы эволюции центральной группы внутренних впадин Австралии. По Г. Доучу и Е. Николас (1978). Вертикальный масштаб преувеличен

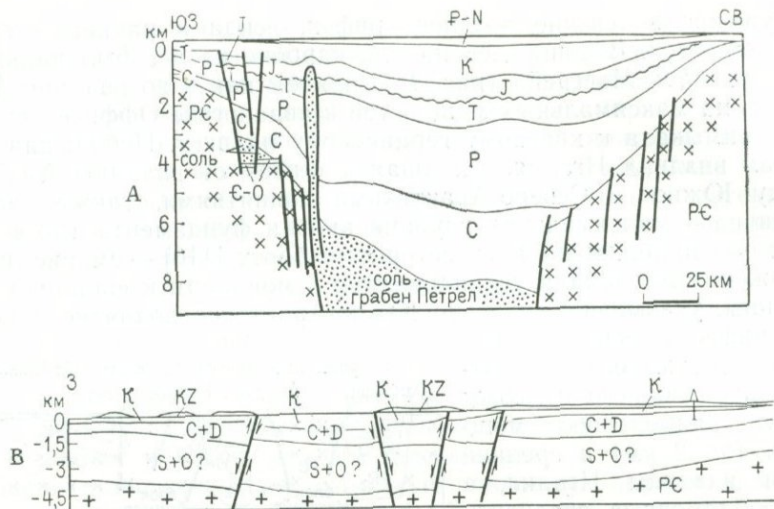


Рис. 42. Геологические разрезы палеозойско-мезозойских авлакогенов в северо-западной и западной части Австралии

А — поперечный разрез впадины залива Бонапарт, по Д. Эдгерли и Р. Кристу (1978 г.), из работы [131]; волнистая линия показывает перерыв в основании юры, отвечающий времени распада восточной части Гондваны; Б — продольный разрез северо-западной части той же впадины; В — поперечный разрез авлакогена Карнарвон, по М. Джонстон и В. Пудовский (1978 г.)

К центральной части Австралии приурочен самый крупный по площади и величине гравитационный минимум — до  $100 \cdot 10^{-5}$ — $160 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}^2$  в редукции Буге. Природа его недостаточно ясна и трактуется по-разному, но скорее всего, он обусловлен суммарным влиянием нескольких факторов. Общий значительный отрицательный фон, вероятно, является результатом мощных и длительных процессов гранитизации и ретроградного метаморфизма в верхней части консолидированной коры, происходивших в пределах блоков Аранта, Масгрейв и фундамента зоны Амадиес в течение значительной части протерозоя (до начала позднего рифея). Наиболее резкие гравитационные минимумы на этом фоне, по-видимому, связаны с наличием мощных осадочных толщ, выполняющих впадины Амадиес, Нгалия, Оффисер и продолжающихся на некоторое расстояние под перекрывающими их прибортовые зоны тектоническими покровами, в частности, под наиболее крупными байкальскими покровами Петерман-Рейнджс на южном борту впадины Амадиес. Эта впадина выражена двумя широтными гравитационными минимумами, разделенными относительным максимумом, возможно, связанным с наличием погребенного широтного поднятия (внутреннего горста?). Внутренним зонам поднятий Масгрейв и Аранта с широким развитием плотных глубоко метаморфизованных пород типа гранулитов, несмотря на приуроченность к ним наиболее высоких участков рельефа, отвечают зоны гравитационных максимумов со значениями аномалий Буге —  $2 \cdot 10^5 + 70 \cdot 10^{-5} \text{ м}/\text{с}^2$ . В новейшее время центральная часть Австралии



хейской (?) гранулитовой зоны, испытавшей неоднократно тектоно-магматическую активизацию на протяжении всего протерозоя. Глубоким грабенам в этих авлакогенах соответствуют гравитационные минимумы (особенно резкий — до  $100 \cdot 10^{-5}$ — $120 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> в грабене Перт), а их внутренним горстообразным поднятиям и западной «раме» с выступами гранулитов — гравитационные максимумы (до  $60 \cdot 10^{-5}$ + $80 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>). Для авлакогенов Каннинг-Фицрой и Бонапарт также характерно сочетание полосчатых гравитационных максимумов и минимумов, вытянутых вдоль их простираения в северо-западном направлении.

Позднерифейско-вендский (байкальский) цикл развития в авлакогенах Западной Австралии (за исключением грабена Фицрой) не проявился. Эти авлакогены различаются как по своему тектоническому положению, так и по истории развития. Погружение, сопровождаемое морской трансгрессией, во впадине Бонапарт началось в кембрии, во впадине Каннинг — в ордовике, во впадине Карнарвон — в силуре, а во впадине Перт известны лишь силурийские (?) континентальные песчаники [131]. По-видимому, это может указывать на распространение трансгрессии с севера. В западноавстралийских авлакогенах, в отличие от центрально-австралийских, проявился позднепалеозойско-триасовый этап погружения, а в некоторых из них — также более поздний юрско-меловой.

В наиболее внутренней части авлакогена залива Бонапарт — грабене Петрел (см. рис. 42, А), где кровля фундамента опущена до 6—10 км, в основании разреза присутствуют нижнекембрийские базальты Антрим, перекрываемые терригенно-карбонатной серией кембрия — нижнего ордовика (0,75 км). Выше с перерывом залегают терригенно-карбонатные и галогенные отложения верхнего девона — нижнего карбона (более 2 км), включающие толщу соли, с которой связаны диапировые структуры в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях. Выше, снова с перерывом залегают терригенные, с тиллитами в нижней части, отложения перми и триаса мощностью до 3—3,5 км. В эту эпоху впадина расширилась и постепенно утратила грабенообразный характер. Наконец, во время накопления юрских и меловых отложений (до 2 км и более) стали развиваться сбросы северо-восточного простираения (перпендикулярные к палеозойским сбросам грабена Петрел), разбившие территорию впадины Бонапарт на ряд горстов и грабенов, входящих в систему периконтинентальных рифтовых структур Австралии (см. рис. 42, Б). Вытянутая в северо-западном направлении широкая (400 км при длине 1000 км) впадина Каннинг состоит из двух относительно узких впадин, приближенных к ее северо-восточному (грабен Фицрой) и юго-западному бортам (односторонний грабен Кидсон), в которых докембрийский фундамент опущен до 7—9 км, и разделяющего их относительного поднятия Брум, где кровля фундамента залегает на глубинах 2—3 км. Грабен Кидсон лежит на северо-западном продолжении грабена Амадес, а поднятие Брум и грабен Фицрой на продолжении Южно-

Арантского поднятия и грабена Нгалия; однако они не переходят непосредственно друг в друга, а разделяются субмеридиональным поперечным поднятием, возможно, возникшим в трансконтинентальной сдвиговой зоне докембрийского заложения. Погружение впадины Каннинг началось в ордовике, причем максимальные мощности терригенно-карбонатных ордовикских отложений (свыше 1 км) приурочены к прогибам в ее юго-западной части. После длительного перерыва погружение возобновилось в живетском веке и продолжалось до раннего триаса, причем наиболее интенсивное погружение в течение этого времени испытывала относительно узкая (100—150 км) северо-восточная зона впадины — грабен Фицрой, ограниченный с обеих сторон ступенчатыми сбросами. В живетском веке и позднем девоне вдоль его северо-восточного, а также юго-западного бортов сформировались барьерные рифы протяженностью до 350 км (F. E. Playford, 1980), отгородившие от прилегавших шельфов некомпенсированную депрессию, в которой накапливались относительно маломощные глубоководные карбонатно-глинистые осадки. Перерыв и деформации сжатия, проявившиеся в карбоне во впадине Амадиес, в грабене Фицрой не отмечены. При накоплении мощных мелководноморских и эстуарных терригенных толщ, известняков и эвапоритов карбона (до 2—2,5 км) погружение в этой впадине компенсировалось седиментацией. Выше накопились толщи песчано-глинистых, преимущественно мелководноморских нижнепермских отложений (до 2,5—3 км) с конгломератами, тиллитами и ленточными глинами в основании, менее мощные терригенные, частично угленосные отложения верхней перми (0,5 км) и пресноводно-лагунные осадки нижнего триаса (0,3 км). В пермское время к югу от впадины Каннинг возник неглубокий меридиональный прогиб, связавший ее с возродившейся впадиной Оффисер. В среднем триасе конседиментационное погружение грабена Фицрой прекратилось, а затем он подвергся деформациям инверсионного характера: в нем возник ряд пологих кулисно расположенных складок субширотного и западно-северо-западного простирания, диагонально вытянутых относительно оси грабена и, возможно, образовавшихся в условиях некоторого сжатия, сопряженного с правосторонним сдвигом. Еще более слабые пологоскладчатые и блоковые деформации произошли в конце триаса в более южной части впадины Каннинг. В течение средней юры—раннего мела впадина Каннинг испытала последнее неглубокое погружение, приведшее к накоплению мелководноморских терригенных осадков мощностью до 0,8 км. Однако оно не затронуло зоны грабена Фицрой, приподнятой с середины триаса. Затянувшееся погружение впадины Каннинг, очевидно, было связано с тем, что в отличие от большинства авлакогенов Центральной Австралии, она была с позднего карбона — перми вовлечена в процессы раздробления, растяжения и погружений земной коры, начавшиеся в позднем палеозое и приведшие в мезозое к распаду суперконтинента Гондваны. С позднего мела впадина Каннинг испытывает очень слабое недифференцированное

подняtie. Однако эндогенная активность в грабене Фицрой и во всей впадине Каннинг сохранялась до конца кайнозоя. В раннем миоцене в средней части грабена Фицрой, а также на его северо-западном борту, в пределах складчатой зоны Кинг-Лиополд и в прибрежной части южного крыла грабена произошло внедрение многочисленных тел высококальциевых ультрамафических лейцитовых лимпроитов [181]. Впадина Каннинг выделяется среди других районов Западной Австралии повышенной сейсмичностью; за последнее столетие здесь зарегистрировано довольно много землетрясений, некоторые из которых обладали магнитудой свыше 5,0 и даже 5,9 М. Эпицентры землетрясений приурочены главным образом к грабену Фицрой с его северо-западным продолжением в пределах шельфа, а также к самой восточной части впадины Каннинг.

Еще более длительной и сложной историей характеризуется субмеридиональный авлакоген Карнарвон, ограничивающий с запада северную часть «щита» Йилгарн и раннепротерозойскую складчатую зону Гаскойн—Ашбертон (см. рис. 42, В). Его западное ограничение скрыто под водами океана и лишь едва намечается в пределах подводных плато Эксмут и Уоллаби, и поэтому общая структура авлакогена недостаточно ясна. На юге горстообразный выступ гранулитов Нортхемптон полуотделяет от него расположенную южнее впадину Перт. Разрез впадины Карнарвон начинается с мощной серии нижнепалеозойских отложений (до 3 км), верхняя, существенно карбонатная часть которой, несомненно, относится к силуру, а нижняя, в основном песчаниковая, с подчиненными алевролитами и конгломератами толща (1,8 км), возможно, раннесилурийского или ордовикского возраста. После перерыва, отвечающего концу силура — первой половине девона, погружение возобновилось в живетском веке и продолжалось до раннего карбона, в результате чего накопились терригенно-карбонатные толщи общей мощностью до 2—2,5 км. При этом впадина расширилась к востоку на 500—100 км. После перерыва в конце карбона произошло новое погружение, в ходе которого впадина снова расширилась к востоку, вследствие чего нижнепермские отложения местами ложатся на докембрий. Мощность нижнепермских и частично, может быть, верхнепермских существенно морских терригенных отложений, в самой нижней части которых присутствуют до пяти горизонтов тиллитов, достигает 3—4 км. Погребенный западный борт пермской впадины Карнарвон установлен близ западного края континента, в районе устьев рек Мёрчисон и Гаскойн. В триасе Карнарвонская зона была приподнята и разбита продольными субмеридиональными сбросами на ряд грабенов, горстов и ступенчатых блоков. Амплитуда смещений по некоторым сбросам достигает 2—3 и даже 4 км. В юре глубокое погружение происходило лишь в северной части впадины Карнарвон, где накопилась серия относительно глубоководных аргиллитов и алевролитов мощностью до 3,4—4 км. После кратковременного поднятия в начале мела, сопровождавшегося последними значи-

тельными сбросовыми подвижками, впадина Карнарвон была перекрыта терригенными осадками верхов неокома — нижнего турона и карбонатными отложениями сенона общей мощностью около 1 км. Однако меловые отложения, хотя и нарушены небольшими сбросами, не выполняют собственно впадину Карнарвон, а, перекрывая ранее сформированные блоковые структуры, участвуют в формировании более молодых структур восточной периферии Индоокеанской впадины. То же относится к широко распространенным мелководноморским карбонатным отложениям палеогена и миоцена суммарной мощностью до 0,7 км и маломощным континентальным отложениям плиоцен-четвертичного возраста.

Хотя впадина Перт играет роль южного продолжения впадины Карнарвон и структурно с ней связана, она существенно отличается по истории формирования и превосходит по суммарной амплитуде погружения, на значительной части площади впадины Перт, превышающей 10 км (против 3—5 км на большей части впадины Карнарвон). Впадина Перт значительно уже (50—100 км) впадины Карнарвон (100—200 км) и, по крайней мере, в северной и южной ее частях обладает отчетливо выраженным западным бортом в виде горстовых выступов докембрийского гранулитового комплекса — блоков Нортхемптон и Натуралист. В основании ее фанерозойского разреза присутствует мощная терригенная красноцветная континентальная толща силурийского (?) возраста (до 3 км). На ней или непосредственно на отложениях докембрия залегают пермские отложения — континентальные, ледниковые в низах и мелководноморские и паралические угленосные в вышележащей части разреза, общей мощностью до 2,5—2,8 км. Далее следуют морские терригенные отложения триаса (до 1,4 км), преимущественно континентальные отложения юры (до 2—3,5 км), континентально-морские терригенные, с потоками толеитовых базальтов аптского возраста, нижнемеловые образования (0,5—1 км) и относительно маломощные отложения верхнего мела (пески, глины, писчий мел и пр.) и палеогена (пески и песчаники) общей мощностью до 0,4 км. В отличие от восточного края авлакогена Карнарвон, который повсеместно контролируется сбросами, восточный край авлакогена Перт выражен единым прямолинейным сбросом огромной амплитуды (до 7 км) и протяженности (около 1000 км). С запада он также ограничен крупными меридиональными сбросами и только на среднем участке «открывается» к западу. В целом, авлакоген Перт имеет структуру грабена, днище которого разбито многочисленными сбросами меньшей амплитуды (до 2—3 км). Подвижки по сбросам происходили в течение перми, триаса и юры и в основном завершились к началу мела.

В последнее время на прилегающих к северо-западному побережью Австралии относительно мелководных участках Индийского океана выявлен ряд узких грабенообразных впадин, в основном простирающихся приблизительно параллельно берегам материка и заложенных на континентальной коре Австралийской платформы

[191]. Один из них — глубокий (до 6—10 км) грабен Арафур западно-северо-западного простирания, лежащий в южной части Арафурского моря у северного побережья Австралии, образовался уже в ордовике и, подобно грабенам Перт и Карнарвон, непосредственно не связан в своем возникновении с распадом Гондваны. Другие грабены и зоны разломов в полосе северо-западного побережья, существование которых прослеживается с пермско-триасового времени и, более уверенно — на протяжении юры и раннего мела, были связаны с начальными стадиями распада Гондваны, заложением восточной части Индоокеанской впадины и обособлением Австралийского континента (впадины Бигль, Броуз, Картьер, Монеи Шоал и др., северо-восточного простирания с глубиной погружения подошвы юрских отложений до 3—4 и даже 6—6,5 км). К северо-западу от этих впадин располагаются относительно приподнятые блоки континентальной коры — плато Эксмут, Скотт, Ашмор и т. д., аналогичные подводным плато Натуралист и Уоллаби, ограничивающим с запада впадины Перт и Карнарвон. На подводном плато Ашмор в 400 км к северо-западу от берега Австралии бурением установлено присутствие щелочных базальтов раннемелового или титонского возраста, подстилаемых породами триаса. На плато Эксмут докембрийский фундамент перекрыт толщами палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений мощностью до 9 км.

Южная окраина Австралийского континента на современной стадии изученности представляется построенной менее сложно и более молодой, чем его западная и северо-западная рифтовая окраина. По данным сейсмических и магнитометрических исследований [182], к югу от современного побережья под континентальным склоном и континентальным подножием, выраженным в магнитном поле зоной спокойного магнитного поля, располагается субширотно вытянутая периконтинентальная грабенообразная впадина Большого Австралийского залива глубиной до 7—10 км, развившаяся на утоненном и раздробленном докембрийском метаморфическом фундаменте и выполненная, по-видимому, отложениями юры (в узкой северной части этой впадины) и главным образом нижнего мела (3—6 км), верхнего мела (до 5 км) и палеогена (до 2,5 км). Нижнемеловые отложения рассечены ступенчатыми сбросами амплитудой до 5—8 км, которые лишь незначительно смещают породы верхнего мела и почти не затрагивают палеогеновых. Впадина Отуэй представляет, по-видимому, восточное центриклинальное окончание впадины Большого Австралийского залива, а узкий широтный грабен Полда глубиной 2—2,5 км, наложенный на южную часть блока Гоулер, — ее северное боковое ответвление. Формирование этой континентальной грабенообразной впадины представляло собой проявление начальной (или ранней) фазы раздробления и растяжения в юго-восточной части Гондванского суперконтинента и непосредственно предшествовало формированию с начала палеогена океанической впадины между Австралией и Антарктидой.

## АНТАРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Хотя подавляющая часть Антарктиды скрыта под мощным ледяным панцирем, в последнее время начинают выясняться некоторые важнейшие черты ее строения и развития и, в частности, до-

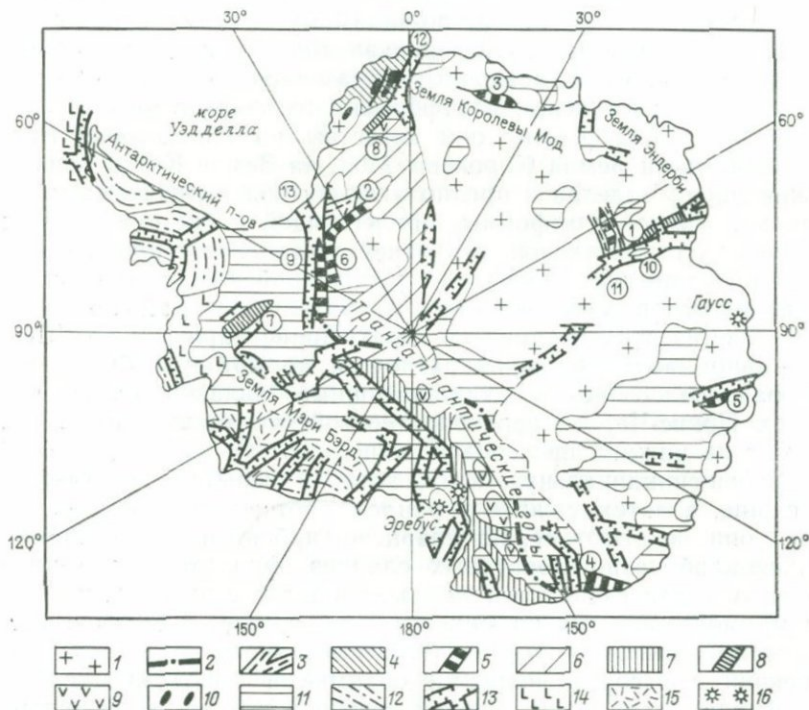


Рис. 43. Положение рифтовых зон в тектонической структуре Антарктиды. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

1 — архейский фундамент платформы; 2 — западная граница платформы; 3 — раннепротерозойские интракратонные авлакогеносинклинальные складчатые зоны; 4 — раннепротерозойский протоплатформенный чехол; 5 — позднепротерозойские авлакогениты; 6 — позднепротерозойский платформенный чехол; 7 — росские (байкало-сагайские) зингеосинклинальные складчатые сооружения (включая блоки переработанного добайкальского фундамента) на поверхности; 8 — позднепалеозойские — раннемезозойские авлакогениты; 9 — районы ранне-среднеюрского траппового вулканизма; 10 — крупнейшие раннеюрские базитовые интрузии траппового комплекса; 11 — фанерозойский преимущественно биконский (карбон — юра) чехол; 12 — палеозойско-мезозойские зингеосинклинальные складчатые сооружения (включая блоки переработанного допалеозойского фундамента) на поверхности; 13 — позднекайнозойские рифтовые зоны; 14 — районы проявления позднекайнозойского толент-базальтового вулканизма; 15 — то же, щелочно-базальтового и трахитового; 16 — крупнейшие неоген-четвертичные вулканы. Цифры на карте: 1 — горы Принс-Чарльз, 2 — хр. Шеклтона, 3 — горы Сер-Роннана, 4 — Земля Адели, 5 — ледник Денмана, 6 — горы Пенсакола — Форрестол, 7 — горы Элсуорт, 8 — горы Кирванветген, 9 — горы Дюфек, 10 — ледники Ламберга и Эймери, 11 — горы Моусон, 12 — ледник Ютульстреумен, 13 — ледник Филхнера

вольно широкое развитие разновозрастных грабенообразных структур типа внутриплатформенных рифтовых зон (рис. 43). Среди них намечаются три генерации: рифейско-раннепалеозойская («росская»), позднепалеозойско-раннемезозойская («биконская») и позднекайнозойская [67, 90].

Позднепротерозойские образования в Антарктиде свойственны трем типам тектонических зон. Очень мощные (до 10 км) осадочные и вулканогенные толщи рифея и венда, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, слагают грандиозный складчатый пояс Трансантарктических гор байкальского (раннеросского) и салаирского (позднеросского) возраста, обрамляющий Антарктическую платформу с запада и, по-видимому, наложенный на нее. Слабдеформированные толщи вулканитов кислого и среднего состава и вулканогенно-осадочных образований верхнего протерозоя участвуют в сложении платформенного чехла в юго-западной краевой части платформы: они известны на плоскогорье Ригер в западной части Земли Королевы Мод, на Земле Котса близ побережья моря Уэдделла и предполагаются под ледниковым щитом в широкой полосе платформы, прилегающей к системе Трансантарктических гор. Наконец, верхнепротерозойские терригенно-карбонатные толщи выполняют ряд узких грабенообразных впадин типа авлакогенов, установленных в различных районах платформы. Две из этих впадин — в горах Принс-Чарльз и хр. Шеклтона — явно наследуют зоны разломов, по которым были заложены раннепалеозойские интракратонные авлакогеосинклинали. В горах Принс-Чарльз верхнепротерозойские толщи несогласно налегают на нижний протерозой, выполняют ту же узкую широтную грабен-синклинальную зону, которая испытала растяжение, проседание, а затем сжатие в раннем протерозое. Здесь на горе Рубин они слагают серию кварцево-карбонатно-серицитовых и кварцево-карбонатно-хлоритовых сланцев, филлитов, кварцитов, кварцевых метапесчаников и металевролитов с прослойками и линзами мраморизованных кремнистых известняков. В средней части этой серии залегает горизонт тиллитоподобных метаконгломерато-брекчий с несортированными обломками пород кристаллического фундамента, гранитоидов и зеленосланцевых железорудных толщ нижнего протерозоя. Общая мощность этой серии превышает 3 км [67]. Возраст ее определяется в пределах поздний рифей — венд и, может быть, кембрий (?) на основании обнаруженных остатков вендских акритарх, галек гранитоидов с возрастом 0,8—0,9 млрд. лет и рубидий-стронциевых датировок филлитов в 490 млн. лет, указывающих, очевидно, на время складчатости и метаморфизма, отвечающее рубежу кембрия и ордовика. В хр. Шеклтона аналогичная серия мощностью в несколько километров, в низах которой обнаружены остатки микрофитолитов рифейского (вендского?) облика, несогласно налегает на архейские гнейсо-граниты и выполняет узкий (около 30 км) широтный грабен, расположенный рядом с раннепротерозойской складчатой зоной (грабен-синклинорием), но отделенный от него узким горстообразным выступом архея. По-видимому, все эти блоки входят в состав единой широтной протерозойской интракратонной подвижной зоны длиной более 500 км. Следует указать, что в обоих районах зоны раннепротерозойских авлакогеосинклиналий и позднепротерозойских авлакогенов выражены в современном

рельефе в виде выступающих из-под льда узких субширотных хребтов (Принс-Чарльз — до 3355 м, хр. Шеклтон — до 2012 м), обрамленных линейно вытянутыми узкими ложбинами, в которых поверхность подледного основания материка опускается до нуля и даже 0,5 км. По-видимому, это свидетельствует о регенерации обоих авлакогенов в новейшем этапе развития Антарктиды.

Оба этих субширотных авлакогена входят в состав разветвленных интракратонных рифтовых систем, развивавшихся с протерозоя до кайнозоя, основные стволы которых простираются субмеридионально и выходят к континентальной окраине Антарктиды в районах 70° в. д. и 40° з. д.

Позднепротерозойские авлакогены предположительно выделены на тектонической карте Антарктиды [90] в районе ледника Денмана на Земле Королевы Мери, в восточной части Земли Королевы Мод (в южной части гор Сер-Роннане) и в прибрежной части Земли Адели по наличию довольно обширных полей терригенно-карбонатных и осадочных вулканических пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, граничащих с выступами нижнеархейских гнейсов и гранулитов. В районе ледника Денмана в метатерригенной толще обнаружены микрофоссилии вендского облика, а глинисто-серицитовый сланец из этой толщи датирован К-Аг-методом в 610 млн. лет. Таким образом, позднерифейско-вендский этап развития Антарктической платформы был ознаменован активизацией разломов, в основном древнего заложения, возникновением ряда узких грабенообразных впадин, в ряде случаев наследующих авлакогеосинклинальные интракратонные впадины раннего протерозоя, накоплением в них толщ обломочных (включая горизонты тиллитоподобных конгломерато-брикчий) и карбонатных отложений и местами вулканитов и завершился складчатыми деформациями и зеленосланцевым метаморфизмом этих образований в течение позднееросской фазы (в конце кембрия). «Росская орогенция» проявилась также на огромных пространствах всей современной Антарктической платформы в виде регионального прогрева и массового изотопного «омоложения» всех докембрийских образований до 0,6—0,5 млрд. лет и широкого развития гранитоидных интрузий, а в некоторых районах, например, на Земле Королевы Мод — малых интрузий сиенитов.

Следующая эпоха активизации тектонических движений, и в том числе рифтогенеза на Антарктической платформе, относится к позднему палеозою—раннему мезозою. Это время формирования континентальных терригенных, в том числе ледниковых и угленосных отложений серии Бикон (карбон—триас), венчаемой в ряде районов платформы трапповой формацией ранне-среднеюрского возраста. Биконские отложения выполняют широкий перикратонный прогиб, прилегающий к российской складчатой системе Антарктических гор, и несогласно перекрывают ее в виде чехла мощностью до 4 км, а также заполняют ряд впадин во внутренних частях Антарктической платформы. Наиболее обширная синеклиза, вероятно, скрыта под льдами в восточной части Антарк-

тической платформы между  $90^\circ$  и  $130^\circ$  в. д. Некоторые из платформенных впадин биконской генерации имеют характер грабен. В частности, в горах Принс-Чарльз к северу от протерозойского авлакогена обнаружен грабен субмеридионального простирания, выполненный терригенными континентальными пермскими отложениями мощностью не менее 1800 м. В основании их залегают валунно-галечные конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники, кверху постепенно сменяющиеся песчаниками, алевролитами и пелитами. Выше следует терригенная угленосная толща с обильными спорами и макроостатками глоссоптериевой флоры, сменяемой вверху безугольными песчано-алевролитовыми отложениями. Другой грабен, активизированный в ту же эпоху, находится к югу от моря Уэдделла в зоне сочленения Антарктической платформы и подвижного пояса Западной Антарктиды. Здесь в горах Пенсакола, в хр. Форрестол обнажаются пермские песчаники, залегающие в меридиональных впадинах типа грабен и односторонних грабен, смятые в пологие складки и проваренные крупнейшей раннеюрской базитовой интрузией Дюфек. Пермские грабены гор Пенсакола и Принс-Чарльз указывают на регенерацию палеорифтовых систем, заполненных в протерозое, и проникновение в пределы Антарктиды отдельных звеньев грандиозной сети позднепалеозойских — раннемезозойских рифтовых структур восточной части Гондваны, другие звенья которой мы наблюдаем в Юго-Восточной Африке, Индии и Западной Австралии. Еще одна пермская палеорифтовая структура, испытавшая инверсию и складчатость, известна в Западной Антарктиде, в горах Элсуорт, однако она наложена на область русской складчатости. Мезозойские (ранне-среднеюрские) траппы распространены в Антарктиде в двух областях. В Трансантарктических горах — от Земли Виктории на севере до хр. Куин-Мод на юге — трапповый комплекс (160—180 млн. лет), сложенный в нижней части туфогенными и вулканокластическими образованиями (от 0 до 0,5 км), а в верхней — потоками базальтовых лав (до 0,5 км и более), с разрывом налегает на разные горизонты триасовых или пермских отложений. На пермских же отложениях залегают базальтовая толща (170—175 млн. лет) в западной части платформы, на западной окраине залива Королевы Мод, в горах Кирванвегген [67]. Излияния базальтов происходили в наземных и частично в подводных условиях, о чем говорит подушечная отдельность некоторых потоков. С трапповым комплексом связаны также многочисленные силлы и дайки долеритов, присутствующие в породах Биконской надсерии и докембрийского фундамента в Трансантарктических горах, а также на Земле Королевы Мод и в других районах Антарктической платформы. Как эффузивные, так и интрузивные разности траппов принадлежат к толентовой серии. В горах Пенсакола, в пределах одной из длительно развивавшихся рифтовых систем, приуроченной к зоне сочленения Восточно-Антарктической платформы и подвижного пояса Западной Антарктиды, располагается крупнейшая стратиформная расчленен-

ная дифференцированная трапповая интрузия—раннеюрский массив Дюфек, сложенный породами от анортозитов и пироксенитов до гранофилов. По геофизическим данным мощность интрузивной пластины достигает 7—8 км, а площадь превышает 30 000 км<sup>2</sup>. Следует отметить, что оба главных поля развития трапповой формации — зона Трансантарктических гор, Земля Королевы Мод и горы Пенсакола,—располагаются в пределах районов Антарктиды, лежащих по другую сторону Южного океана против областей траппового ранне-среднеюрского вулканизма Тасмании и раннеюрского — Южной Африки. Вполне вероятно, что они представляют фрагменты двух обширных полей развития траппового магматизма, одно из которых захватывало Южную Африку и западную часть Восточной Антарктиды, а другое — Тасманию и крайнюю восточную часть Восточной Антарктиды.

Последняя эпоха тектонической активизации Антарктической платформы и складчатых сооружений Западной Антарктиды и регенерации или новообразования рифтогенных структур относится к позднему кайнозою. На платформе эти рифтовые зоны представлены субмеридиональными грабенами, проникающими внутрь материка со стороны Южного океана, и морфологически выражены глубокими депрессиями коренного ложа (до отметок 0—0,5 км и ниже), к которым приурочены крупнейшие современные выводные глетчеры долинного типа; с наиболее изученной современной рифтовой зоной, проходящей вдоль 70° с. ш., связана ложбина длиной до 800 км и шириной 50—100 км, занятая шельфовыми ледниками Эймери и Ламберта [90, 158]. Перепад отметок коренного ложа в днище грабена и на его плечах в этой рифтовой зоне достигает 2—3 км. В ее средней части грабен раздвигается и появляется внутренний горст—горы Моусон. От основного грабена ответвляется еще несколько поперечных и диагональных грабенов, образуя довольно разветвленную систему рифтовых структур. Рифтовая зона Эймери—Ламберта характеризуется резким утонением земной коры (поверхность Мохо вместо обычных для Антарктической платформы глубин в 40—50 км относительно приподнята здесь до 22—25 км), «утерей» границы Конрада и снижением скорости продольных волн в верхах мантии до 7,7 км/с, характерным для активных рифтовых зон. Рифтовая зона Эймери—Ламберта заложена в области развития раннеархейских гранулитов и следует их долготному простиранию. По всей вероятности, она наследует положение позднепалеозойско-раннемезозойской палеорифтовой зоны, так как пермский грабен в горах Принс-Чарльз располагается субпараллельно грабену ледника Эймери непосредственно к западу от него, а на юге уходит под грабен. На северном продолжении пермского грабена также развиваются кайнозойские грабены, «открывающиеся» в море Содружества.

Аналогичные современные рифтовые зоны намечаются в других прибрежных районах, Восточной Антарктиды — на 130° в. д., 100° в. д. (в районе ледника Деимана), 40° в. д., у 0° (в районе

ледника Ютульстреумен) и могут предполагаться в некоторых внутренних районах платформы под ледниковым щитом, судя по наличию в его подошве глубоких замкнутых линейно вытянутых ложбин. Некоторые из намечаемых позднекайнозойских рифтовых структур, как и зона Эймери—Ламберта, наследуют рифтовые зоны, развивавшиеся в позднем протерозое (грабен ледника Денмана) или позднем палеозое—начале мезозоя (грабен ледника Ютульстреумен). Еще один позднекайнозойский субмеридиональный грабен, приуроченный к зоне сочленения древней платформы и подвижного пояса Западной Антарктиды, предполагается в районе шельфового выводного ледника Фильхнера, спускающегося к морю Уэдделла. Эта рифтовая зона наследует позднепалеозойско-раннемезозойский авлакоген гор Пенсакола—Форрестол с приуроченным к нему раннеюрским расслоенным трапповым и интрузивом Дюфек; с ее боковой ветвью связан протерозойский авлакоген гор Шеклтона. Подобно рифтовой зоне Эймери—Ламберта, с рифтовой зоной ледника Фильхнера также связано резкое утонение земной коры (от 30—40 км и более на ее бортах до 20 км и менее в осевой части рифта). Проявления позднекайнозойского рифтогенеза на Антарктической платформе почти не сопровождались извержениями, если не считать сложенного лейцитовыми базальтами плиоценового вулкана Гаусса на берегу Антарктиды на 89° в. д., возможно связанного с вулканической провинцией острова Кергелен в южной части Индийского океана. Напротив, проявления эпигорогенного позднекайнозойского рифтогенеза в русских, палеозойских и мезозойских складчатых зонах Западной Антарктиды (на Антарктическом полуострове Земли Мэри Бэрд и Земле Виктории) сопряжены с мощными импульсами неоген-четвертичного толсит-базальтового щелочно-базальтового, трахибазальтового и трахитового вулканизма.

Таким образом, рифтогенез проявлялся на Антарктической платформе неоднократно, начиная с протерозоя (авлакогеосинклинали раннего протерозоя и авлакогены позднего рифея—венда), и в основном в одних и тех же, периодически регенерировавшихся узких интракратонных подвижных зонах. Позднепротерозойские авлакогены были несомненно либо предположительно связаны с геосинклинальными поясами, обрамлявшими нынешнюю Антарктическую платформу с юга (россиды Антарктических гор) и, возможно, с севера (?). Позднепалеозойско-раннемезозойские и кайнозойские рифтовые зоны, напротив, связаны с ранними стадиями распада суперконтинента Гондваны и новейшими фазами разрастания Южного океана. Большинство позднекайнозойских рифтовых зон располагаются субмеридионально, вкост современного края Антарктической платформы и континента в целом, постепенно затухая в сторону полюса, что можно объяснить, допустив некоторое увеличение радиуса кривизны Антарктической литосферной плиты или радиуса всей Земли в плиоцене—антропогене. Это явление можно сравнивать с образованием зияющих трещин на краях раздавливаемой арбузной корки.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ  
И РАЗВИТИЯ РИФТОВЫХ ЗОН

Анализ проявлений рифтогенеза на всех древних платформах позволяет выявить ряд общих закономерностей строения рифтовых зон и развития платформенного рифтогенеза в геологической истории.

**Связь рифтовых зон со структурами фундамента платформ.** Авлакогены и молодые рифтовые зоны платформ в большинстве случаев приурочиваются к линейным «ослабленным» структурным зонам архейского или раннепротерозойского метаморфического фундамента и, как правило, наследуют в общих чертах их простираание или приспособляются к нему. Зонами фундамента, благоприятными для локализации древних и молодых рифтовых структур, являются многие, по-видимому, архейские или даже катархейские (?) гранулитовые и чарнокитовые пояса, нередко подвергавшиеся тектоно-магматической активизации в течение раннего и позднего протерозоя, а иногда и в фанерозое. Подобная приуроченность расположения рифтовых зон свойственна, вероятно, большинству авлакогенов Восточно-Европейской платформы [69], ряду авлакогенов Австралийской, многим мезо-кайнозойским рифтовым зонам Индийской, Африканской и других древних платформ. Некоторые авлакогены и молодые (мезо-кайнозойские) рифтовые зоны приурочиваются к узким интраплатформенным авлакогеосинклинальным складчатым зонам раннепротерозойского, а на Африканской и Южноамериканской платформах — позднепротерозойского возраста, к тектоническим швам на границах древних (добайкальских) платформ и обрамляющих их областей с байкальским складчатым фундаментом (например, авлакогены Вентана и Капид на юге Южной Америки и Африки, Байкальский рифт) и следуют их простирааниям. Вместе с тем, как авлакогены, так и молодые рифтовые зоны «избегают» древних гнейсовых ядер (массивов, «овоидов», «кратонов») с округлым, изометричным структурным рисунком и широким развитием гранито-гнейсовых куполов, а также областей распространения архейских «зеленокаменных поясов», чередующихся с зонами гранито-гнейсов. Приближаясь к подобным «непроницаемым» для них архейским структурным областям, рифтовые зоны либо слепо заканчиваются у их края, лишь немного углубившись в их пределы (например, на восточном конце Байкальской рифтовой зоны, где она «утыкается» в Алданский щит), либо огибают их с одной сто-

роны, либо расщепляются и огибают их с двух сторон (например, Танганьикский раннеархейский массив разделяет ветви Восточно-Африканской рифтовой системы). Как правило, авлакогены и молодые рифтовые зоны стремятся располагаться между такими областями или вдоль их краев. При несовпадении основных простираний рифтов или авлакогенов и структур фундамента детальный анализ позволяет выявить особенности их приспособления к последним, проявляющиеся в образовании зигзаговидных, ромбовидных, решетчатых («шахматных») рисунков, свойственных тектоническому плану рифтовых зон.

**Ориентировка рифтовых зон** на всех платформах в основном подчиняется четырем главным направлениям — северо-восточному, юго-восточному, широтному (субширотному) и меридиональному (субмеридиональному), т. е. простирания их близки к  $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $90^\circ$  и  $135^\circ$ , с отклонениями до  $10-15^\circ$  в обе стороны. Эти главные направления в равной мере свойственны как молодым мезо-кайнозойским рифтовым зонам (например, в Африке), так и позднепротерозойским и палеозойским авлакогенам (на Восточно-Европейской, Австралийской, Североамериканской платформах), а также раннепротерозойским интракратонным складчатым зонам (в Австралии). В отдельные эпохи, например, в рифее на некоторых северных платформах (Восточно-Европейской и др.) и в мезозое на южных (Африканской, Индийской) рифтовые зоны различного простирания образовывали довольно густую сетку. Нередко при одном общем главном простирании рифтовой системы, например субмеридиональном в Восточной Африке, отдельные рифтовые зоны или их отдельные элементы обладают существенно отличными простираниями (северо-восточным и юго-восточным), что неоднократно отмечалось исследователями тектоники Африки, начиная с Р. Фюрона. Весьма существенно, что в фазы преобладания растяжения (особенно в рифее) часто одновременно «оживали» авлакогены, имеющие различные, вплоть до взаимоперпендикулярные, простирания, что указывает на общее разнонаправленное горизонтальное расширение коры в такие фазы.

**Главные генерации рифтовых зон платформ — древние (авлакогены) и молодые рифтовые зоны.** Время возникновения и развития рифтовых зон на древних платформах охватывает огромный интервал — от раннего или среднего рифея до кайнозоя, практически совпадающий со всем периодом их самостоятельного существования. Однако внутри этого интервала выделяются эпохи заложения и более активного развития рифтовых зон (самые важные из них — рифейская и мезо-кайнозойская) и эпохи относительного ослабления рифтогенеза, причем для разных групп древних платформ и даже для отдельных платформ характерны специфические эпохи активизации рифтообразования. Несколько условно можно различать две главные категории (мегагенерации) рифтовых зон на древних платформах — древние и молодые [не смешивать с разделением рифтовых зон на современные (активные) и отмершие].

Древние рифтовые зоны, или авлакогены,— как правило, возникают и развиваются в позднем протерозое, но нередко продолжают (или возобновляют после некоторой паузы) свое развитие в палеозое. При этом различаются не менее двух крупных этапов, или циклов развития авлакогенов—позднепротерозойский и палеозойский, а внутри последних иногда можно наметить отдельные менее продолжительные обособленные ритмы. В некоторых случаях развитие авлакогенов достоверно прослеживается лишь с палеозоя, однако с большой вероятностью можно предполагать, что по крайней мере, часть их была заложена в рифее. Иногда активное развитие авлакогенов затягивается до триаса, юры, мела или даже до кайнозоя, но к мезо-кайнозю относится лишь завершающая, инверсионная стадия или отдельные, оторванные во времени от основного периода жизни авлакогенов повторные фазы их активизации. В своем возникновении и развитии древние рифтовые зоны (авлакогены) тесно связаны с геосинклинальными поясами неогей, залеженными в рифее и частично регенерированными после байкальской и каледонской складчатости в раннем или среднем палеозое. Пространственная связь проявляется в том, что авлакогены тяготеют к участкам платформ, ближайшим к соответствующим геосинклинальным поясам, обычно являются их ответвлениями, часто слепыми, вдающимися в тело платформы, или простираются параллельно краям этих поясов. Генетическая связь выражается в совместном (одновременном или с небольшим запозданием в авлакогенах) возникновении, однотипном, хотя и резко различного масштаба, сопряженном кинематическом характере и режиме движений в геосинклинальных поясах и авлакогенах—погружении и растяжении на ранних стадиях, сжатии и поднятии (т. е. проявлениях инверсии) на поздних, общности формационного характера отложений, выполняющих внешние прогибы геосинклинального пояса и ответвляющиеся от них авлакогены, и их постепенном переходе в типично чехольные по мере движения вдоль авлакогенов в глубь платформы и т. д. Далеко зашедшие в своем развитии авлакогены настолько приближаются по своим формациям и характеру структур к эпигеосинклинальным складчатым зонам (например, Донецкий бассейн), что между ними нельзя провести резкой грани.

Большинство древних рифтовых зон расположено на платформе северной, Лавразийской группы—Североамерикано-Гренландской, Восточно-Европейской, Сибирской и Китайской (на Китайско-Корейском мегаблоке). Напротив, из южных, Гондванских платформ древние рифтовые зоны широко распространены только на Австралийской (и, может быть, Антарктической), а на остальных развиты ограниченно, главным образом в периферических зонах этих платформ и гипотетического суперконтинента Гондваны в целом. При этом авлакогены в западной части Гондваны (Угарта, Чикитос, Вентана, Капиды) в основном имеют палеозойский возраст. Однако в пределах платформ Западной Гондваны—Африканской и Южноамериканской—в позднем протерозое воз-

никали узкие интракратонные авлакогеосинклинальные прогибы, развитие которых заканчивалось проявлениями байкальской складчатости, метаморфизма, интрузивного магматизма. На северных, Лавразийских платформах их аналоги встречаются значительно реже (предположительно — Тиман и Енисейский кряж). Эти эмпирические закономерности свидетельствуют о различных путях развития в позднем протерозое сравнительно небольших или средней величины платформ Лавразийской группы, окруженных со всех сторон геосинклинальными поясами, и крупнейшей Гондванской «мегаплатформы», во много раз превосходившей по площади любую из северных платформ. Гипотетическая Гондванская «мегаплатформа», по-видимому, также со всех сторон окаймлялась геосинклинальными поясами, внутри же нее, по крайней мере, в западной части Гондваны роль подвижных зон, разделявших отдельные стабильные платформенные массивы («кратоны»), играли авлакогеосинклинальные прогибы, по своему масштабу, морфологии и тектонической природе промежуточные между геосинклинальными поясами, с одной стороны, и авлакогенами, с другой (от некоторых из них отщеплялись и проникали в тело платформ миниатюрные авлакогены — например, авлакоген Гурма в Африке)\*.

Молодые рифтовые зоны возникают на древних платформах в позднем палеозое (в конце карбона—перми), а чаще в раннем или позднем мезозое или даже в кайнозое. Хотя при своем заложении они и используют различные ослабленные зоны докембрийского фундамента, но лишь в редких случаях наследуют положение древних рифтовых зон (авлакогенов). Исключение составляют, пожалуй, лишь некоторые рифтовые зоны Восточной Антарктиды, Западной Австралии и области между Североамериканской и Гренландской платформами, где авлакогены существовали уже в рифее или раннем—среднем палеозое и возродились в конце палеозоя (перми) или мезо-кайнозое.

Период «жизни» молодых рифтовых зон гораздо менее продолжителен, чем таковой древних. У многих авлакогенов он мог составлять несколько сотен миллионов лет и даже достигать или превышать миллиард лет (включая повторный палеозойский цикл

---

\* Не исключено, однако, что Гондвана не являлась в позднем протерозое, а возможно, и в палеозое вполне единым, «моноконтинентальным» массивом, а представляла группу платформенных массивов, в разной степени «спаянных» друг с другом [109]. С большей долей вероятности можно предполагать существование Западно-Гондванского континента (Африка и Южная Америка), состоящего из ряда платформенных массивов и рифейских эпикратонных авлакогеосинклинальных зон. По-видимому, менее тесно были спаяны пра-Индийская, пра-Австралийская и пра-Антарктическая платформы, возможно, разделявшиеся гипотетическими геосинклинальными поясами — Индо-Аравийским в западной части современного Индийского океана и поясом Нереев в области Южного океана. Существование этих геосинклинальных поясов могло бы объяснить происхождение позднепротерозойских авлакогенов Восточной Антарктиды и палеозойских на юге Южной Америки и Африки (Вентана, Капиды), в Западной и Северо-Западной Австралии уходящих в пределы южных частей Атлантического и Индийского океанов.

с последними фазами инверсионных деформаций в мезозое, как, например, в Кировском авлакогене). Напротив, молодые рифтовые зоны активно развивались не более 100—150 млн. лет, а иногда — лишь несколько десятков миллионов лет (например, рифт Бенуэ — с конца раннего до конца позднего мела). Развитие молодых рифтовых или рифтоподобных зон лишь в редких случаях пространственно и генетически связывается с развитием активных в мезозое и кайнозое геосинклинальных поясов — Средиземноморского и Тихоокеанского; при этом рифтоподобные зоны либо возникают на прилегающих к ним участках платформ с байкальским или палеозойским фундаментом (зоны Высокого, Среднего, Сахарского Атласа), либо наследуют авлакогены, заложенные еще в палеозое или рифее (зона Пальмирид).

В большинстве же случаев молодые рифтовые зоны древних платформ явно пространственно сопряжены с прилегающими к ним участками молодых, «вторичных» океанических впадин — Атлантического, Индийского и отчасти Арктического океанов и генетически связаны с процессом их формирования и развития, либо непосредственно предворяя его (в данной периокеанической области), либо сопутствуя тем или иным стадиям этого процесса. По-видимому, раньше всего возникали сложные сети из различно ориентированных интракратонных рифтовых зон (системы позднепалеозойско-раннемезозойских грабенов Юго-Восточной Африки и Индии, а также системы грабенов Канадского Арктического архипелага), отражающие процесс ареального раздробления и растяжения («расползания») континентальной коры, предшествующий возникновению океанической впадины в наиболее раздробленной и растянутой зоне континента (обращает на себя внимание сходство рисунка подобных рифтовых систем и системы рифейских авлакогенов на Восточно-Европейской платформе). В дальнейшем формировались «клавиатурные» системы из ряда взаимно параллельных грабенов и горстов с растянутой и утоненной в различной степени континентальной корой, от которых могли отходить проникавшие в глубь платформы, иногда ветвящиеся рифтовые зоны (рифт Бенуэ с его боковыми ответвлениями). Затем обычно в средней части «клавиатурной» системы в результате сосредоточения в ней максимального растяжения и подъема мантийного материала возникала рифтовая зона межконтинентального типа (подобная осевой части Красноморской зоны). Последующий спрединг в последней приводил к образованию внутренней части океанического бассейна, а в результате постепенного затухания растяжения и погружения разорванных флангов «клавиатурной» системы, по-видимому, формировались периферические зоны «вторичных» океанических впадин. Самые внешние, краевые зоны «клавиатурных» рифтовых систем с утоненной и раздробленной континентальной корой сохранились в составе континентов в виде периконтинентальных и, точнее, перикратонных мезозойских рифтовых зон, которые прослеживаются вдоль берегов Бразилии, Западной и Восточной Африки, Индо-

стана и Западной Австралии, побережий Лабрадорского и Баффинова морей (эти представления близки взглядам В. Ван дер Линдена) [190]. Гораздо реже, лишь на некоторых краевых участках платформ, формирование рифтовых зон, связанных с продолжающимся развитием впадин молодых вторичных океанов, возобновлялось или продолжалось в кайнозое (например, периконтинентальные рифтовые зоны западного побережья Индостана, дельты Нигера, интраконтинентальная Камбейская зона). Таким образом, если все древние зоны имеют интракратонный характер, то среди молодых присутствуют как интракратонные, так и перикратонные зоны.

Значительно меньшую группу молодых рифтовых зон образуют некоторые рифтовые зоны на восточных участках Сибирской и Китайской платформ, возникновение и развитие которых, по-видимому, было индуцировано не формированием новых океанических впадин, а грандиозными процессами «обновления» впадины Тихого океана, ложе которой, несмотря на ее глубокую древность, оказалось выстланным мощными покровами базальтов юрского, мелового и частично кайнозойского возраста. Волны тектоно-термальной активизации («возбуждения») земной коры, распространявшиеся к западу и в меньшей мере к востоку от впадины Тихого океана, приводили к формированию вулканоплутонических поясов, широкому развитию кислых и щелочных интрузий, а также к возникновению нескольких генераций внутриконтинентальных, в том числе интракратонных рифтовых зон. К их мезозойским генерациям принадлежат, в частности, юрско-меловые грабены на Алданском и Корейском щитах и других зонах Китайской платформы, а к кайнозойской генерации — громадная Восточно-Китайская система рифтоподобных впадин.

Наименее ясна причина возникновения и развития некоторых кайнозойских рифтовых зон, также расположенных в Восточной Азии, но в большем отдалении от Тихого океана — Фэнвэйской или Шаньсийской на Китайской платформе и Байкальской на юго-восточном краю Сибирской. Некоторые исследователи связывают их образование со сдвигово-раздвиговыми деформациями, порождаемыми на отдельных участках Восточной Азии предполагаемой, согласно концепции глобальной тектоники, коллизией Индийской и Северо-Азиатской литосферных плит [183]. Возможно, однако, что их возникновение и растяжение в них представляет одно из ярких проявлений глобального процесса расширения Земли, начавшегося в мезозое и, после некоторой задержки в позднем эоцене — миоцене, вновь усилившегося в плиоцене — антропогене [56]. Если для многих древних рифтовых зон характерны несколько крупных этапов или «циклов» развития и проявления инверсии в конце «циклов», то развитие большинства молодых рифтовых зон, по крайней мере до сих пор, происходило в течение одного этапа или цикла, который лишь в весьма редких случаях завершался инверсией. Ярко выражена она лишь в рифте Бенуэ, а некоторые элементы ее — в Камбей-

ской рифтовой зоне и западной части зоны Нармада-Сон. Это различие естественно объясняется тем, что развитие древних рифтовых зон индуцировалось геосинклинальным процессом, в кинематическом отношении «имитировало» его и подобно развитию геосинклинальных областей и в тесной связи с ним завершалось некоторым сжатием фундамента авлакогенов и «выдавливанием» кверху их «содержимого». Напротив, развитие молодых рифтовых зон, как и формирование впадин молодых океанов, проходило под знаком преобладания горизонтального расширения коры (хотя это не исключает существования резко подчиненных ему эпизодических проявлений сжатия).

**Этапы развития рифтовых зон платформ.** Предрифтовый этап развития обладает некоторыми характерными особенностями [55, 72], однако они изучены пока недостаточно. Главным образом это относится к этапу предрифтового развития (нередко относительно короткому) древних рифтовых зон — авлакогенов. Предыстория позднерифейско-палеозойского авлакогена Амадиес в Австралии свидетельствует о том, что на протяжении раннего и среднего рифея фундамент будущего авлакогена подвергался тектоно-термальной и магматической активизации. Можно предполагать, что и в ряде других древних рифтовых зон их фундамент в предрифтовом (предавлакогенном) этапе находился в «возбужденном» состоянии, на что, вероятно, указывают проявления радиометрического омоложения пород фундамента на широких пространных Русской плиты, разбитых сетью рифейских авлакогенов.

В ряде молодых рифтовых зон платформ, возникших в конце палеозоя, признаки «возбужденного» состояния коры и верхней мантии в течение длительного периода, предшествовавшего этапу активного рифтогенеза, выражены очень четко. Наиболее изучены они в Красноморской рифтовой зоне [72, 73, 74], фундамент которой был сформирован в гренвильскую или раннебайкальскую эпоху (около 1 млрд. лет назад); в венде—кембрии (в панафриканскую эпоху) эта зона подвергалась тектоно-термальной активизации, а в дальнейшем, вплоть до зарождения рифтовой впадины, оставалась приподнятой и служила ареной очень длительного процесса становления щелочно-ультрабазитовых с карбонатами и щелочно-гранитоидных вулканоплутонических комплексов, сохранившихся в современном срезе в виде кольцевых интрузий. Этот процесс продолжался в течение всего палеозоя и мезозоя, а на приподнятых плечах рифтовой зоны — даже в палеогене. Предварение рифтогенеза длительным процессом становления щелочных магматических центрального типа, начинавшимся за десятки и даже сотни миллионов лет до главного периода рифтообразования, отмечено также в Восточно-Африканской кайнозойской рифтовой системе (в рифтовых зонах Кении, Руква—Малави и др.), Западно-Африканской мезозойской (щелочные гранитоидные кольцевые массивы Нигерии), Байкальской кайнозойской (средне-позднепалеозойские щелочные мас-

сивы (сыннырского типа), пермском грабене Осло (предкембрийский щелочной массив Фен) и др. Как указывает А. В. Развальяев [72], длительное пульсационное возбуждение («расшатывание») мантии, проявленное в повторном генетировании глубинных мантийно-покровных щелочно-ультраосновных магм и коровых гранитоидных магм, «обеспечивает максимальную подготовку («созревание») литосферы для рифтогенеза».

Собственно рифтовый этап развития существенно различается по своей длительности и сложности в древних и молодых рифтовых зонах. В древних его продолжительность измеряется сотнями миллионов—миллиардом лет, а в молодых обычно не превышает десятков—сотни миллионов лет. В древних он выражен одним или несколькими завершенными циклами развития (не идентичными по длительности, полноте проявления, масштабу и стилю деформаций), в молодых же — лишь в редких случаях одним завершенным циклом (рифт Бенуэ), а гораздо чаще—циклом, еще далеким от завершения или оборванным на средних стадиях. В древних рифтовых зонах первый (рифейский) цикл отвечает, как правило, длительному авлакогенному [4] этапу истории древних платформ (главным образом, Лавразии) и предшествует формированию синеклиз, а последующий (палеозойский) цикл (циклы)—плитному этапу, причем регенерация авлакогенов происходит параллельно с развитием синеклиз и антеклиз или даже внутри уже возникших синеклиз. На платформах Гондваны развитие как отдельных древних, так и многочисленных молодых рифтовых зон протекало одновременно с формированием более плоских и изометричных впадин типа синеклиз. В полном «цикле» развития рифтовых зон платформ, выраженном в ряде рифейско-палеозойских авлакогенов, а также молодом рифте Бенуэ, можно наметить три основные стадии: 1) заложения (в последующих циклах — регенерации), 2) проседания и 3) инверсии (рис. 44).

На стадии заложения возникают линейные грабены, ограниченные субпараллельными разломами типа сбросов, или грабенообразные прогибы, в которых пологие синклинальные изгибы, флексуры и моноклинали сочетаются с крутыми разломами поверхности фундамента. Заложение грабена представляет довольно сложный и длительный процесс. В одних случаях он начинается с выпучивания свода и его дальнейшего обрушения, обычно сопровождаясь проявлениями вулканизма, нередко достигающими исключительной интенсивности (кайнозойские Эфиопская и Кенийская сводово-вулканические рифтовые зоны, пермский грабен Осло и др.). В других случаях процесс начинается с возникновения пологой линейной депрессии, впоследствии (нередко уже на следующей стадии) преобразующейся в грабен, односторонний грабен или систему грабенов. Этой стадии отвечает заложение многих авлакогенов на платформах Лавразии в рифее и рифтовых зон на приподнятых участках континентов Гондваны в мезозое и кайнозое. Стадии заложения аналогична

(но более кратковременна) *стадия регенерации*, выделяемая в начале последующих «циклов» развития авлакогенов, отвечающих плитному этапу эволюции платформ; на Восточно-Европейской и Сибирской платформах она имела место в среднем—начале позднего девона, сопровождаясь в ряде авлакогенов вспышками субщелочного основного и щелочно-ультраосновного магматизма. Регенерация захватывала преимущественно те авлакогены или их части, где инверсия в конце предшествующего «цикла» была выражена относительно слабо или почти не проявилась.

За заложением (или регенерацией) следует *стадия проседания* ложа платформенного грабена или грабенообразного прогиба. Длительность этой стадии измеряется десятками или даже сотнями миллионов лет, а глубина погружения и мощность синхронных ему отложений может составлять от 1—2 до 5—15 км. На этой стадии находятся многие кайнозойские рифтовые зоны. Наиболее длительной была эта стадия в первом «цикле» развития некоторых авлакогенов древних платформ, в частности, в ряде рифейских авлакогенов Восточно-Европейской и Сибирской платформ, погружение которых происходило на фоне поднятия смежных с ними обширных выступов фундамента. В повторных циклах проседание происходило на фоне формирования плитного чехла на смежных площадях платформ. Длительность проседания в этих циклах была значительно меньшей, чем в первом: во многих авлакогенах этих платформ она не превышала нескольких десятков миллионов лет (вторая половина девона) и лишь в наиболее обширных и глубоких достигала 100—120 млн. лет. Однако глубина погружения не уступала таковой в первом цикле (например, в Донбассе), а скорость проседания даже значительно превосходила ее. В некоторых авлакогенах и рифтах на стадии проседания продолжалась вулканическая деятельность. Развитие части позднепротерозойских и палеозойских авлакогенов заканчивалось на стадии проседания. Впоследствии над ними формировалась более широкая и плоская платформенная депрессия типа синеклизы, возникновение которой многие исследователи связывают с охлаждением и уплотнением вещества в низах коры и верхах мантии под отмирающей палеорифтовой зоной, приводящими к плавному опусканию земной поверхности. Но нередко эта нивелировка тектонического режима означала не полное прекращение, а лишь приостановку развития авлакогенов, после которой они испытывали инверсию или регенерацию.

*Стадия инверсии* либо непосредственно следует за предыдущей, либо отделяется от нее более или менее длительным периодом (иногда более 100 млн. лет), когда авлакоген как самостоятельный элемент себя не проявлял. На стадии инверсии строение авлакогенов существенно изменяется. Эти структурные преобразования могут носить различный характер. В одних случаях толщи, выполняющие грабен, подвергаются более или менее интенсивным складкообразовательным и складчато-надвиговым деформациям и приобретают линейноскладчатую структуру (бай-

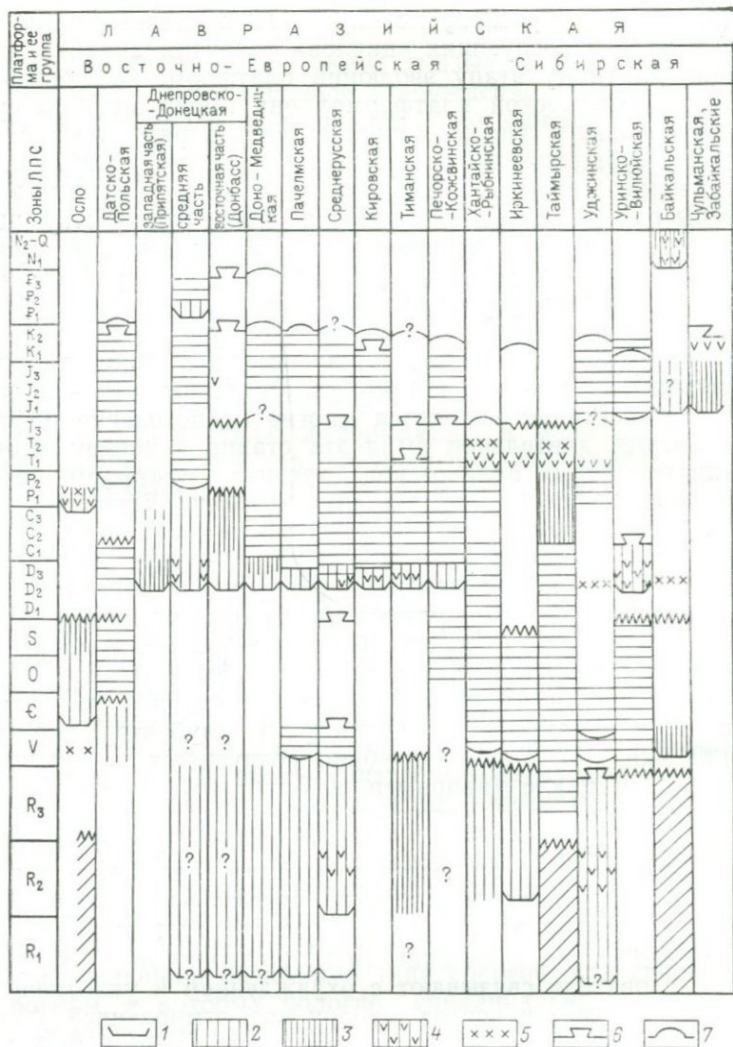
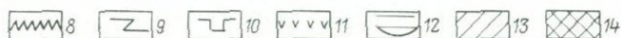
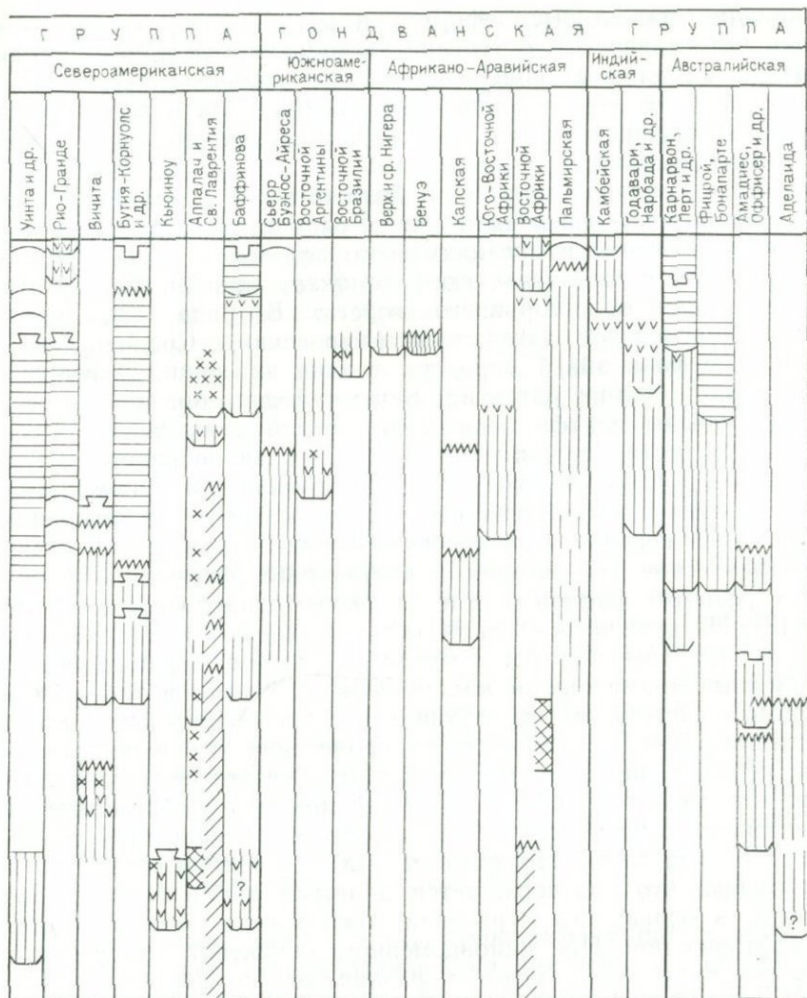


Рис. 44. Сопоставление стадий и циклов развития некоторых рифтовых зон на 1 — стадия заложения (или регенерации) рифтовых зон; 2 — проседание и заполнение осад впадинами основного или щелочно-основного вулканизма; 3 — основные и щелочные интрузии; 4 — то же, выраженная в валлообразном поднятии чехла; 5 — складчатые и складчато-глыбовые дифференцированные движения; 6 — трапповый вулканизм; 7 — формирования слабого или умеренного погружения; 8 — доплатформенное геосинклинально-орогенное развитие

калды Тимана?, байкалды и палеозойды авлакогена Амадиес, каледониды Уринского авлакогена, герциниды зоны Вичита и Донбасса, ранние мезозойды Хантайско-Рыбинского авлакогена, ларамиды грабена Бенуэ). Этот тип инверсии свойствен наиболее глубоким (5—15 км), широким и протяженным линей-



древних платформ. Составил Е. Е. Милановский (1979 г.)

ками авлакогена (рифта); 3 — то же, более интенсивное; 4 — то же, сопровождаемое прогибами; 6 — инверсия, выраженная в росте блокового поднятия фундамента (часто — по взбродвиговые деформации); 9 — краевые взбросы и надвиги на бортах грабенообразных впадин; вне над авлакогеном более широкой и плоской платформенной депрессии (синеклизы) и е тие; 14 — эпохи тектоно-магматической активизации. Зоны ЛПС — линейных платформенных кту

ным грабенообразным прогибам платформ, хотя бы на одном конце выходящим к краю платформ и «вливающимся» здесь либо в одновозрастную им геосинклинальную область, либо в складчатую область, либо в океаническую впадину (зона Бенуэ).

Складчато-надвиговые деформации могут повторяться с убывающей интенсивностью в течение нескольких фаз одного цикла, в связи с чем стадия инверсии иногда сильно растягивается (в Донбассе — от середины перми до конца мела и даже палеогена), а иногда проявляется в конце нескольких циклов развития авлакогена (Амадиес).

В других случаях — обычно в более мелких входящих и слепых авлакогенах — инверсия выражается в изменении знака вертикальных движений в пределах всего или части ложа грабена, чаще всего его осевой зоны, где возникает линейное поднятие типа горста или одностороннего горста. В ряде авлакогенов Восточно-Европейской платформы (Кировский, Среднерусский) установлены, по крайней мере, две стадии инверсии, завершающие разные циклы их развития. В чехле плащеобразно перекрывающих грабены платформенных отложений в результате роста блоковых поднятий фундамента возникают валобразные структуры, часто коробчатой формы (плакантиклинали). Формирование их протекает во времени неравномерно, в течение отдельных коротких, но нередко нескольких повторяющихся фаз.

**Тектонические деформации и структурные формы** на разных стадиях развития рифтовых зон платформ существенно различны (рис. 45). На стадии заложения (или регенерации) формируются линейные грабены или односторонние грабены, ограниченные и осложненные нормальными наклонными сбросами, а также «клавиатурные» системы из чередующихся грабенов и горстов. К ранней стадии части приурочиваются проявления основного магматизма, нередко значительные по объему. Все это свидетельствует о том, что развитие рифтовых зон начинается в обстановке периодически усиливавшегося горизонтального расширения земной коры, приблизительно поперечного (или диагонального) к их простиранию, что подтверждается данными анализа полей напряжений в очагах землетрясений современных эпиплатформенных рифтовых зон. При одновременном заложении и развитии систем рифтовых зон, имеющих различные (до взаимно перпендикулярных) простирания или формирования сильно изгибающихся, извилистых и ветвящихся в плане рифтовых зон и систем возможно общее разнонаправленное горизонтальное расширение (расползание) земной коры платформы (например, Восточно-Европейской и Североамериканской платформ в рифее, Индийской и юга Африканской платформы в мезозое).

На стадии проседания продолжают подвижки по некоторым ранее заложеным сбросам и, таким образом, сохраняется обстановка растяжения, что особенно свойственно рифтовым зонам, в которых длительно проявлялась вулканическая активность. Однако со временем роль сбросовых подвижек постепенно сходит на нет, и основную роль приобретает погружение в форме синклиналеобразного прогиба, становящегося все более широким и плоским и, в конце концов, могущего приобрести характер си-

неклизы. Раздвигающая составляющая деформаций уменьшается вплоть до нуля.

На инверсионной стадии многие рифтовые зоны платформ подвергались складчатым или складчато-надвиговым, а также сдвиговым деформациям. Они особенно характерны для сквозных и входящих авлакогенов и некоторых молодых «входящих» рифтовых зон (грабен Бенуэ), тектонически тесно связанных с обрамлением платформ. Складчатые и надвиговые зоны свойственны ряду позднепротерозойских авлакогенов (Амадиес, Тиман и др.), но нередко формировались также в палеозое (Вичита, Амадиес, Донбасс, Иркинеевский и Уринский авлакогены и др.), а в отдельных случаях — в мезозое (Бенуэ, Хантайско-Рыбинская зона) и даже в кайнозое (Пальмириды). Иногда в рифтовых зонах деформации на инверсионной стадии сопровождались формированием интрузий, эндогенных месторождений и проявлениями метаморфизма. Нет сомнения, что указанные зоны подвергались некоторому горизонтальному сжатию, поперечному к их простираанию. В пользу этого говорит широкое развитие во внутриплатформенных складчатых зонах пологих краевых надвигов значительной амплитуды и даже шарьяжей и лежащих складок (Амадиес) с перемещением масс либо в сторону платформенной рамы (на северной окраине Донбасса), либо в сторону оси авлакогена (во впадинах Амадиес и Нгалия в Австралии), а также непосредственная связь авлакогенов с обрамляющими платформу эпигеосинклинально-складчатыми областями того же возраста (герциниды систем Вичита и Уачита, Донбасса и Предкавказья, байкалиды Иркинеевского авлакогена и Енисейского кряжа, Тимана и Урала). Некоторые крупнейшие рифтовые зоны с наиболее резко выраженными инверсионными деформациями сжатия могут быть отнесены к авлакогеосинклиналям или приближаются к последним (Донбасс, Тиман, Амадиес, Бенуэ).

Более сложен вопрос о характере деформаций и кинематической обстановке, существовавшей на инверсионной стадии развития тех авлакогенов, где она не сопровождалась складчатостью, но выражалась в формировании валов, плакантиклинориев, флексур в платформенном чехле. Давно известно, что подобные линейные структуры чехла контролируются блоковыми подвижками фундамента платформы (в частности, горстообразными), но морфологические особенности смещающих его разломов в большинстве случаев остаются неясными. Лишь в тех случаях, где выступ докембрийского фундамента авлакогена выходит на поверхность (например, в авлакогене Бутия), удавалось установить, что инверсионное горстообразное поднятие фундамента надвинуто на подвернутые породы платформенного чехла. Однако по мере развития глубокого бурения выясняется, что, когда фундамент авлакогена погребен под чехлом, блоковые подвижки по разломам на инверсионной стадии также представляли собой взбросы или даже надвиги. Так, взбросо-надвиговый характер

Цикл		ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ				
		с главной инверсией в раннем цикле	с главной инверсией в позднем цикле		без четко выраженной инверсии	
			выраженной складчатостью	выраженной ростом внутреннего поднятия		
Стадия	Инверсии	тиманский тип	днепровский тип	кировский тип	днепровский тип	
		Фанерозой	Инверсии			
Проседания						
	Заложения					
Поздний протерозой		Инверсии				
	Проседания					
			Заложения			

Рис. 45. Циклы, стадии и типы развития древних рифтовых зон платформ (авла типов принят также молодой (мелового возраста) грабен Бенуэ, испытавший

имеют Жигулевский разлом, ларамийские разломы Поморско-Куявского инверсионного плакантиклинория, раннемезозойские краевые разломы инверсионных валообразных поднятий, образовавшихся над палеозойскими авлакогенами Печорской впадины и на юго-западных бортах поднятий Тиманского плакантиклинория. Продольными взбросами, возникшими на инверсионной стадии (в карбоне?), осложнены борта Вилюйского авлакогена. Взбросовая природа доказана для ряда позднекаледонских субширотных разломов Балтийской синеклизы. В позднепротерозойском авлакогене Кьюиноу в результате инверсии его центральная часть была приподнята и надвинута на его крылья (или, вернее, последние подвинуты под осевой горстообразный блок). Во всех случаях в инверсионную стадию происходило надвигание либо всего авлакогена на его «раму», либо внутренней поднимавшейся

М О Н О Ц И К Л И Ч Е С К И Е

Позднепротерозойские		Фанерозойские	
с инверсией	без четко выраженной инверсии	с инверсией	без инверсии
тип Кыюинуу	пачелмский тип	тип Бенуз	припятский тип

когенов). Составил Е. Е. Милановский (1981 г.). В качестве одного из тектоноинверсию в сеноне.

части на его фланги. Вполне вероятно, а иногда и несомненно, что взбросо-надвиговые подвижки в инверсионную стадию осуществлялись по тем же зонам и поверхностям разрывных нарушений (но с изменением знака относительных перемещений), по которым в предшествующие стадии происходили сбросовые смещения. Если в авлакогенах не возникало внутренних поднятий, на них в конце цикла могли надвигаться смежные выступы фундамента. Так, на юге Сибирской платформы в течение юры — раннего мела в процессе горизонтального растяжения сформировался ряд глубоких асимметричных грабенообразных впадин (Чульманская, Иркутская и др.), а в конце (?) мела на них были надвинуты (на 5—15 км) смежные поднятия (Становое и Восточно-Саянское и др.). На Восточно-Европейской платформе установлено надвигание Татарского свода на борта Камско-

Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов. Взбросо-надвиговые подвижки в условиях горизонтального сжатия, по-видимому, являются общей закономерностью деформаций, типичных для инверсионной стадии развития авлакогенов. Таким образом, идея о ведущей роли горизонтальных движений в формировании линейных платформенных структур, высказанная А. П. Павловым почти 100 лет назад и затем полностью отвергавшаяся в последнее время, начиная с работы Н. П. Кропоткина [43], «реабилитируется», находя все большее подтверждение и признание.

Итак, характер вертикальных и горизонтальных движений на протяжении полного «цикла» развития древних и некоторых молодых рифтовых зон резко изменяется. На стадии их заложения господствуют горизонтальное поперечное растяжение и погружение отдельных блоков по поверхностям нормальных сбросов. На стадии проседания растяжение постепенно ослабевает и к концу ее прекращается. На стадии инверсии происходит некоторое горизонтальное сжатие, а нередко также поднятие всей рифтовой зоны (авлакогена) или отдельных его участков по поверхностям взбросов или надвигов, вызванное изменением знака блоковых подвижек фундамента. В случае большего масштаба сжатия выполняющие авлакоген отложения подвергаются линейной складчатости и рассекаются надвигами. Следовательно, история вертикальных и горизонтальных деформаций в древних рифтовых зонах платформ (авлакогенах) на отдельных стадиях «цикла» их развития качественно сходна с таковой геосинклинальных и в особенности миогеосинклинальных зон, хотя масштаб и интенсивность этих деформаций в них различны.

Значение сдвиговых деформаций в структуре и истории рифтовых зон платформ остается недостаточно выясненным. Наличие сдвиговой компоненты при блоковых подвижках, как на ранних стадиях их развития (сдвиго-сбросы, сдвиго-раздвиги), так и в особенности на поздней, инверсионной стадии (сдвиго-взбросы, сдвиго-надвиги), не вызывает сомнений. Очевидно, поперечные и диагональные сдвиги и трансформные разломы играют весьма значительную роль в процессе развития рифтовых зон платформ, в частности, кайнозойских в Восточной Африке [36], и поздне-протерозойских на Восточно-Европейской платформе [14, 65]. Однако вопрос о широком развитии подобных поперечных нарушений сдвигового или трансформного типа нельзя считать решенным, и их существование нуждается в дополнительных доказательствах. Пока же крупные сдвиговые перемещения в пределах областей эпиплатформенного рифтогенеза достоверно установлены лишь в Левантинской зоне разломов, тесно структурно связанной через Красноморскую межконтинентальную рифтовую зону с мировой системой океанических рифтовых хребтов, для которых в отличие от внутриконтинентальных рифтовых зон структуры сдвигового типа очень характерны.

**Основные черты магматизма рифтовых зон.** Проявления магматизма в эффузивной и в меньшей мере в интрузивной его

форме сопутствовали формированию рифтоподобных и позднее рифтовых структур на территории древних платформ, начиная с раннего архея до современности. Широкое развитие этих процессов связывается с высоким тепловым потоком и соответственно — с аномальным разогревом верхней части мантии, а нередко и коры под рифтовыми зонами, создающими условия для

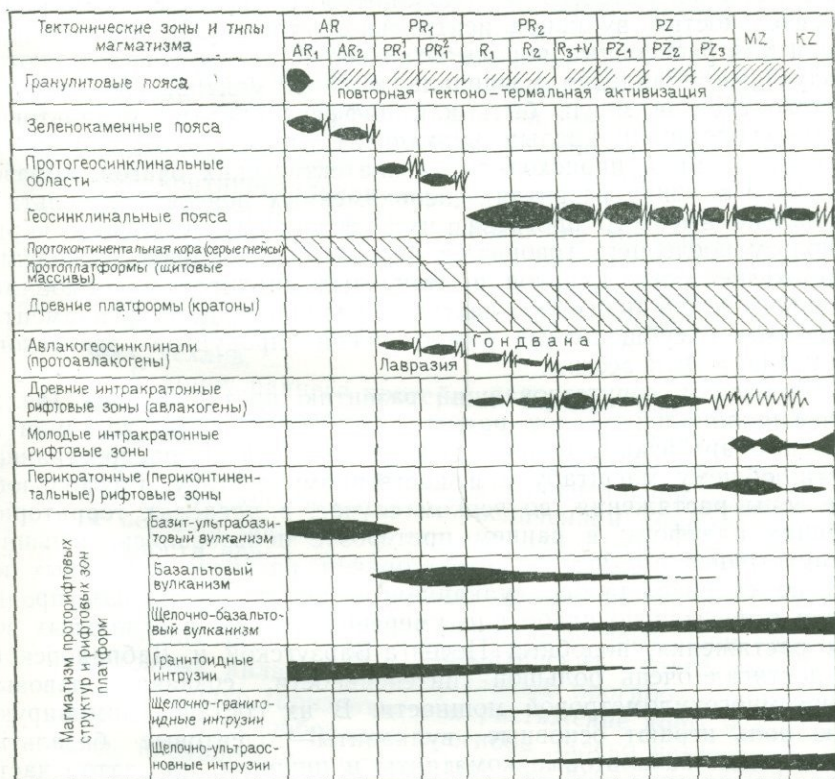


Рис. 46. Диаграмма развития различных типов рифтоподобных и рифтовых зон и эволюции их магматизма в геологической истории территории древних платформ. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

Наклонная штриховка — регенерация, зигзагообразная линия — деформация сжатия

генерации в них магматических расплавов, и обстановкой некоторого растяжения, обеспечивающей необходимую проницаемость коры для подъема через нее к поверхности магматического материала. В ходе эволюции Земли масштаб магматизма, связанного с рифтогенезом, его распространенность, формы проявления и состав магматических образований претерпевали изменения (рис. 46). Изменялись они и в процессе развития отдельных рифтовых или рифтоподобных зон. Интенсивность и тип магматизма существенно различались в пределах разных одновременно развивавшихся рифтовых зон.

Рифтоподобные трогии раннего и позднего архея, выраженные «зеленокаменными поясами», в значительной мере заполнялись ультраосновными и основными лавами — перидотитовыми и базальтовыми коматинитами и толеитовыми базальтами очень большой мощности, а в верхней части их разрезов часто присутствует в довольно большом количестве пирокластический материал и реже лавы риолитового и риодацитового состава, связанные с деятельностью вулканов центрального типа [23]. Если основные и ультраосновные породы этих серий, несомненно, являются продуктами плавления материала верхней мантии, то породы кислого состава могли быть как дифференциатами базальтовой магмы, подобными кислым вулканитам центральных вулканов Исландии, так и происходить из анатектических очагов, образовавшихся в конце развития зеленокаменных поясов в результате аномально высокого прогресса их протоконтинентальной коры. В пользу последнего говорит, в частности, массовое появление гранито-гнейсовых куполов и гранитных диапиров из ремобилизованного и, по-видимому, частично расплавленного фундамента. Щелочные и субщелочные породы среди продуктов архейского магматизма неизвестны.

Магматизм, сопутствовавший развитию проторифтовых (авлакогеосинклиальных) зон раннего протерозоя, был во многом сходен с архейским, однако отличался по своей распространенности, общему масштабу и вещественному составу. Рифтоподобные зоны растяжения, во всяком случае, в пределах территорий древних платформ в раннем протерозое пользовались меньшим распространением, чем в архее, причем развитие некоторых из них не сопровождалось вулканизмом, иногда вулканизм проявлялся относительно слабо или умеренно и лишь в отдельных зонах растяжения, подобных Печенга-Варзугской и Лабрадорской, он достигал очень большой интенсивности, создавая лавовые серии многокилометровой мощности. В их составе доминирующую роль играют основные вулканиты — толеитовые базальты, очень редки базальтовые коматиниты и пикриты, но зато часто встречаются лавы и пирокластический материал среднего и кислого состава. Однако среди пластовых интрузивных тел, внедряющихся в эти вулканогенные серии, по-видимому, в фазу наибольшей (?) проницаемости коры, наряду с габброидами присутствуют мощные тела ультрабазитов. Основные и ультраосновные породы (габбро, нориты, пироксениты, перидотиты) слагают такие крупнейшие раннепротерозойские интрузивные тела, связанные с рифтоподобными зонами, как Великая Дайка, гигантский силл в Северо-Западной Австралии, лополиты Бушвелд, Седбери и др. С инверсионными деформациями сжатия в рифтоподобных зонах раннего протерозоя связываются интрузии гранитоидов, что сближает их с геосинклинальными зонами. Мощные проявления среднего и кислого вулканизма наиболее характерны для рифтоподобных зон, возникших и развивавшихся в конце раннего протерозоя (на юго-востоке Сибирской и северо-западе Североамери-

канской платформы), что может указывать на существование в основании некоторых рифтовых зон достаточно мощной и малопроницаемой коры континентального типа. Об этом же могут свидетельствовать мощные кислые и контрастные вулканические серии со значительной ролью кислых продуктов в составе раннепротерозойских протоплатформенных чехлов на Африканской, Северо- и Южноамериканской и других платформах. Значительная роль, которую в составе раннепротерозойских протогоеосинклинальных формаций и платформенных чехлов, наряду с толеитовыми базальтами, играют кислые вулканиды, по-видимому, связана с тем, что в раннем протерозое в пределах площади современных древних платформ уже сформировалась довольно мощная континентальная кора, а тепловой поток был столь высок, что некоторое локальное повышение температур и (или) снижение давления (в зонах слабого растяжения) создавали условия для возникновения в гранитно-метаморфическом «слое» обширных анатектических очагов. С высоким тепловым потоком связан и региональный метаморфизм раннепротерозойских платформенных чехлов.

К концу раннего протерозоя термический режим в коре протоплатформ снижается и происходит ее охлаждение и упрочение (завершается кратонизация). Начавшийся в раннем—среднем рифее процесс растяжения континентальной коры, обусловленный, возможно, некоторым увеличением объема всей Земли или ее верхних оболочек в связи с распространением от ядра к поверхности новой «тепловой волны», привел к заложению геосинклинальных поясов, обособивших древние платформы, и к возникновению внутри них многочисленных рифтовых зон—авлакогенов—преимущественно на Лавразийских платформах и интракратонных авлакогеосинклинальных прогибов—в пределах Гондваны. Однако горизонтальное растяжение коры и заложение грабенов и грабенообразных прогибов далеко не всегда сопровождалось проявлениями вулканизма: он играл сравнительно скромную роль или даже отсутствовал в ряде типичных авлакогенов на Восточно-Европейской, на юге Сибирской, на севере Китайской, на западе Североамериканской платформ. Но в центре и на севере Североамериканской платформы и на северо-востоке Сибирской вулканизм проявился весьма мощно; максимум его приходится на средний рифей, совпадая с наибольшей активизацией процессов раздробления и растяжения на платформах. Главную роль в составе вулканических пород в рифейских авлакогенах играют толеитовые базальты, но появляются также субщелочные и щелочные базальты, трахибазальты и трахиты, а в небольших количествах также вулканиды среднего и кислого состава. Наиболее отчетливо выраженную по сравнению с другими платформами щелочность, причем с преобладанием калия над натрием, имеют некоторые позднепротерозойские вулканиды и, в частности, пирокластиты на Сибирской платформе [107]. Среди пластовых интрузий, залегающих в вулканических комплексах, пре-

обладают тела габброидов (нередко расслоенные), а среди секущих дайкообразных тел и массивов центрального типа наряду с габброидами получают широкое распространение ультраосновные и щелочно-ультраосновные с карбонатитами и щелочно-сиенитовые интрузии. В целом, по сравнению с ранним протерозоем, в составе позднепротерозойских магматических образований, особенно интрузивных, приобретают существенную роль щелочные продукты ультраосновного, основного, реже среднего состава, а роль кислых и средних пород нормального ряда, напротив, резко снижается.

Наметившаяся в рифее тенденция увеличения щелочности в магматических образованиях еще более отчетливо проявляется в некоторых палеозойских рифтовых зонах. Интенсивность рифтового магматизма, как и масштаб проявлений рифтогенеза на древних платформах, в палеозое заметно сокращается по сравнению с рифеем. В рифтовых зонах преобладали основные вулканические образования субщелочного и щелочного ряда, однако в их осевых частях, подвергавшихся наибольшему растяжению, могли изливаться нормальные базальты (Днепровско-Донецкий авлакоген) и внедряться небольшие тела щелочных базитов и ультрабазитов. При больших масштабах магматического процесса и сильном прогреве континентальной коры рифтовой зоны (под воздействием внедрения в нее мантийного астенолита) происходили мощные излияния базальтовых и трахитовых лав (ромбепорфиры), завершавшиеся становлением многочисленных крупных батолитов гранитов и субщелочных пород типа монцитов и сиенитов (грабен Осло).

Для венда, палеозоя и мезозоя характерны малообъемные, но чрезвычайно длительные и устойчиво повторяющиеся процессы формирования кольцевых вулканоплутонических массивов щелочных пород (от щелочно-ультраосновных с карбонатитами до щелочно-гранитоидных), протекавшие в зонах будущего (позднепалеозойского, мезозойского или кайнозойского) эпиплатформенного рифтогенеза. Такие проявления предрифтового магматизма известны в постепенно «созревающих» зонах Красного моря, Бенуэ, Св. Лаврентия, Байкальской и др.

Возобновившийся или усилившийся с конца палеозоя—начала мезозоя гипотетический глобальный процесс некоторого расширения Земли выражается на ее поверхности в различных формах [56]. Среди них, наряду с формированием молодых океанических впадин с базальтовым ложем, важную роль играло интенсивное развитие многочисленных интракратонных и перикратонных рифтовых зон по периферии рождающихся океанических впадин (преимущественно на платформах Гондваны), сопровождавшееся сравнительно ограниченными проявлениями базальтового вулканизма и щелочно-ультрабазитового (с карбонатитами) магматизма, а также исключительно мощный базальтовый (трапповый) вулканизм в областях слабого рассредоточенного растяжения на многих древних платформах (в триасе — на Сибирской,

в юре — на Африканской и Антарктической, в раннем мелу — на Индийской и Южноамериканской, на рубеже мела и палеогена — на Индийской, в палеоцене—эоцене — на Гренландской). Проявление траппового вулканизма часто сопровождалось формированием пластовых и секущих тел долеритов и габброидов, а местами дополнялось становлением щелочно-ультраосновных массивов. В конце кайнозоя, возможно в связи с новым импульсом расширения планеты, происходит новая активизация рифтогенеза, охватившая и ряд древних платформ, — Африкано-Аравийскую, а также Североамериканскую, Индийскую, Антарктическую, Китайскую и периферию Сибирской. Заложение и развитие многих рифтовых зон и поднятий, вероятно, предвещающих возникновение рифтовых зон сводово-вулканического типа (в Африке), сопровождалось мощными вспышками вулканизма, почти повсеместно носившего характер извержений субщелочных и щелочных продуктов основного и в резко подчиненном количестве — среднего и кислого состава. Наряду с существенно натриевыми, в некоторых районах (Танганьикская рифтовая зона) распространены щелочные породы с преобладанием калия. Степень щелочности вулканических пород обычно находится в обратной зависимости от масштаба магматического процесса и интенсивности растяжения и соответственно — относительной проницаемости коры для подъема и выхода на поверхность мантийных расплавов в конкретных рифтовых зонах и на отдельных стадиях рифтогенеза.

В отличие от подавляющего большинства фанерозойских рифтовых зон древних платформ, кайнозойский вулканизм рифта Рио-Гранде характеризовался развитием сперва известково-щелочных дифференцированных, а позднее контрастных базальт-риолитовых серий, свойственных эпиорогенным рифтовым зонам. Причиной этого явилась тесная пространственная и глубокая генетическая связь рифтогенеза в зоне Рио-Гранде с развитием Кордильерской эпиорогенной рифтовой системы. Близкий характер имеют вулканические образования среднего и кислого состава, формировавшиеся в позднемезозойских грабенах на Китайской платформе, переживавшей в то время тектоно-магматическую активизацию, индуцированную, по-видимому, грандиозным процессом обновления ложа Тихого океана.

**Глубинное строение** и особенности геофизических полей активных кайнозойских рифтовых зон платформ рассматривались в монографии «Рифтовые зоны континентов» [55], а применительно к рифту Рио-Гранде — также в данной книге. Поэтому здесь мы кратко отметим лишь некоторые черты строения и геофизических полей докайнозойских рифтовых зон платформ, давно утративших свою тектоническую и магматическую активность. Тепловой поток в них снижается до «нормальных» значений; anomalно разогретое линзовидное тело в основании земной коры («рифтовая подушка») с относительно пониженными, по сравнению с обычными для верхов мантии, скоростями сейсмических

волн, сложенное частично расплавленным материалом («коро-мантийная смесь», «разуплотненная мантия», «инъекция мантийного материала в нижнюю часть коры» и т. п.), — охлаждается и уплотняется, приобретает упругие и плотностные характеристики «нормальной» верхней мантии и образуя выступ последней под отмершей рифтовой зоной (например, широкий выступ границы под Днепровско-Донецким авлакогеном и более узкий под грабеном Осло). Поскольку линза разуплотненного материала («рифтовая подушка»), как правило, бывает значительно шире, чем собственно рифт (грабен), подстилая также и крылья рифтовой зоны, постольку после прекращения ее активного развития в ходе охлаждения и уплотнения материала «подушки» в течение относительно длительного времени может происходить постепенное изостатическое опускание поверхности фундамента всей отмершей рифтовой зоны, и над ней будет формироваться значительно более широкая и плоская блюдцеобразная платформенная депрессия типа синеклизы, подобная Вилюйской мезозойской синеклизе над Вилюйским палеозойским авлакогеном, Украинской мезозойско-палеогеновой — над Днепровско-Донецким палеозойским авлакогеном, Московской вендско-палеозойской — над Среднерусской рифейской зоной авлакогенов и др. Если внутри авлакогена существует приподнятый выступ фундамента (новообразованный или древний), он выражается в гравитационном поле в виде максимума, вытянутого по простиранию внутреннего поднятия (например, осевой максимум в авлакогене Кьюнну, Сунтарский максимум в Вилюйской палеорифтовой системе). Наличие подобного гравитационного максимума может указывать также на присутствие мощного тела ультраосновного состава, внедрившегося в нижнюю часть земной коры (Кьюнну, Осло, Гардар).

Рисунок магнитного поля в древних рифтовых зонах платформ, развитие которых не сопровождалось существенными проявлениями магматизма, определяется распределением магнито-возмущающих масс в их метаморфическом фундаменте, а в вулканических рифтовых зонах со значительной амплитудой растяжения — кроме того, размещением крупнейших интрузивных тел базитов в верхней части земной коры.

**Закономерности размещения полезных ископаемых** целесообразно рассмотреть совместно для рифтовых зон древних и молодых платформ, подвижных областей и океанов, и здесь мы ограничимся лишь краткими замечаниями о некоторых важнейших типах минерального сырья, крупные промышленные концентрации которых приурочиваются к молодым и древним рифтовым зонам, а также древнейшим рифтоподобным структурам платформ. К ним относятся руды ряда черных, цветных и редких металлов, различные виды нерудного, химического сырья и каустобиолиты (уголь, нефть и газ); к источникам энергетических ресурсов относятся также запасы геотермальной энергии в некоторых современных рифтовых зонах платформ. Крупнейшие ме-

сторождения железных руд типа джеспилитов связаны с древнейшими рифтоподобными структурами, известными на многих платформах, — архейскими зеленокаменными поясами, в которых джеспилитовые толщи приурочиваются к средним или верхним частям сложно построенных вулканогенно-осадочных комплексов. Джеспилитовые руды широко распространены также в пределах интракратонных раннепротерозойских складчатых зон, образовавшихся на месте авлакогеосинклинальных прогибов с преимущественно осадочным терригенно-кремнистым или вулканогенно-осадочным выполнением. К ним относятся месторождения железных руд Кривого Рога и района КМА, а также месторождения в разновозрастных образованиях Лабрадорского трога. Вполне вероятно связь с древними рифтоподобными структурами громадных расслоенных лополитов Седбери и Бушвелд, заключающих крупнейшие магматогенные месторождения магнетитовых руд. К массиву Бушвелд приурочены также крупные залежи хромита, титана, ванадия. Месторождения сульфидных медных и никелевых руд приурочиваются к рифтоподобным и рифтовым зонам различного возраста, выполненным мощными толщами базальтовых лав, прорванными пластовыми интрузиями габброидов и гипербазитов. К числу подобных рудоносных структур относятся раннепротерозойская Печенгская впадина с одноименным месторождением на Кольском полуострове, позднепротерозойские авлакогены Кьюиноу и Сил-Лейк на Североамериканской платформе (в них присутствуют и залежи самородной меди), а также северная часть Туруханско-Норильского авлакогена на западном борту Тунгусской синеклизы, где нижнетриасовая серия мощностью до 3 км также прорывается пластовыми телами базитов. В нижнерифейских осадочных толщах авлакогеосинклинали Маунт-Айза в Северной Австралии залегают богатейшие стратиформные месторождения меди, серебра, полиметаллов и урана. Эндогенные полиметаллические месторождения жильного типа приурочены к меловым отложениям грабена Бенуз, испытавшим перед кампаном складчатость и прорванного интрузиями основного и среднего состава. К числу характерных типов магматизма, свойственных фанерозойским (и некоторым рифейско-вендским) рифтовым зонам платформ, принадлежат щелочно-ультрасосновные массивы центрального типа с карбонатитами, а также кольцевые интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов. С щелочными массивами связаны месторождения магнетита, алюминиевых (нефелиновых) руд, редких металлов, в частности, ниобия, тантала, а также флогопита, апатита.

Исключительно широко распространены в рифтовых зонах платформ палеозойского (девонского, пермского), мезозойского (юрского, мелового) и кайнозойского возраста месторождения каменной соли и калийных солей, формировавшиеся в полузамкнутых грабенообразных впадинах аридной зоны. Вероятно, соль в эти впадины поступала не только из соседних морских водоемов, но и путем привноса глубинных рассолов гидротермами.

Месторождения калийных и поваренной солей известны в верхнедевонских отложениях Припятского, Днепроовско-Донецкого и Кемпендйского грабенов, в мезозойских периконтинентальных грабенах Восточной Бразилии, Западной и Восточной Африки, в миоценовых отложениях Суэцкого грабена и рифта Красного моря, плиоцен-четвертичной впадины Мертвого моря и др.

С авлакогенами и мезозойскими рифтовыми зонами платформ связаны угольные месторождения паралического (карбон Донбасса) и лимнического генезиса (юра грабенообразных впадин на Алданском щите). Месторождения нефти и газа приурочены к рифтовым зонам платформ различного возраста (от палеозоя до кайнозоя) и структурного положения. Так, они присутствуют во внутриплатформенных палеозойских авлакогенах Восточно-Европейской платформы (например, в Припятском и Днепровском грабенах), в инверсионных (мезозойских) поднятиях, возникших внутри авлакогенов (например, в Доно-Медведицких, Саратовских поднятиях и др.), в молодых «входящих» рифтовых зонах древних платформ, открывающихся в сторону океана (например, в кайнозойском Камбейском грабене) и в многочисленных перикратонных грабенообразных впадинах Южной Атлантики — позднемезозойских в Восточной Бразилии, позднемезозойских (Габон и др.) и кайнозойских (дельта Нигера) в Экваториальной Африке.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ РИФТОГЕНЕЗА

В результате анализа тектонического строения и развития древних платформ установлено, что типичные линейные структуры растяжения рифтового типа начали возникать в их пределах с рифея, т. е. со времени обособления самих древних платформ и заложения геосинклинальных поясов неогей, и могут считаться их «ровесниками». Однако появление на территории будущих древних платформ рифтоподобных линейных структур растяжения, впоследствии сменявшегося деформациями сжатия, фиксируется с гораздо более раннего времени: они известны в раннем протерозое, позднем и раннем архее, а древнейшие из них, возможно, имеют даже катархейский возраст [69]. Во времени процессы горизонтального растяжения, отраженные в формировании рифтоподобных и рифтовых зон, не были ни равномерными, ни однообразными. Напротив, в истории древних платформ (а также других тектонических областей Земли) намечается ряд эпох, ознаменованных значительным усилением процессов горизонтального расширения на обширных пространствах, или даже на всей поверхности Земли, проявлявшегося как в возникновении и активном развитии линейных рифтоподобных или рифтовых структур, так и в других формах и обычно сопровождавшегося активизацией вулканизма, в частности массовыми базальтовыми излияниями. Это позволяет предполагать, что в подобные эпохи имело место усиление прогресса (вплоть до частичного или полного плав-

ления), некоторое разуплотнение и увеличение объема верхов мантии, приводившее к горизонтальному растяжению земной коры. Эти эпохи чередовались с эпохами, когда проявления рифтогенеза ослабевали или даже прекращались и активизировались деформации сжатия, проявлявшегося главным образом в протоеосинклинальных областях, а в дальнейшем в геосинклинальных поясах неогена, но нередко также и в рифтоподобных, а иногда и в рифтовых зонах, и соответственно ослабевали или прекращались массовые вулканические извержения. Такое чередование наиболее естественно объясняется с позиций гипотезы пульсаций объема Земли на фоне некоторого общего неравномерного ее расширения, происходившего на протяжении геологической истории планеты [56]. В истории развития процессов рифтогенеза намечаются пять главных мегаэпох: катархейско-архейская, раннепротерозойская, позднепротерозойская, палеозойская и мезо-кайнозойская (захватывающая и конец палеозоя). Структуры растяжения, возникшие в каждую из этих мегаэпох, существенно отличались по геометрическим параметрам, морфологическим особенностям, тектоническим парагенезам, формациям, термическому режиму, сопутствующему рифтогенезу, магматизму и метаморфизму, а также особенностям последующего геологического развития рифтовых зон, возникших на соответствующем мегаэтапе, в том числе, позднейших деформаций. Эти различия последовательных генераций рифтоподобных и рифтовых структур, иногда весьма существенные, имеющие качественный характер, отражают ход необратимой эволюции Земли и, в частности, изменения строения и свойств континентальной коры, подвергавшейся деструкции в различные эпохи ее истории. Среди этих мегаэпох три мегаэпохи характеризовались проявлениями относительно наиболее интенсивного глобального (?) растяжения — катархейско-архейская, позднепротерозойская (риффейская) и мезо-кайнозойская.

Линейные рифтоподобные структуры наиболее древней, катархейско-архейской мегаэпохи возникали в относительно маломощной, относительно подвижной и, вследствие более высокого термического режима того времени, — более пластичной протоконтинентальной коре и сочетали в себе некоторые признаки как рифтовых, так и геосинклинальных зон позднейшего времени. Подобно рифтовым зонам неогена, они закладывались в условиях периодически возраставшего прогрева, магматической проницаемости, раздробления и горизонтального растяжения древнейшей коры, но их последующее развитие происходило в условиях смены растяжения сжатием (или их неоднократного чередования) и значительных изменений термического режима.

Возможно, самыми ранними и, вместе с тем, наиболее «живучими» среди этих древнейших линейных зон, которые впоследствии неоднократно испытывали регенерацию и во многом предопределили пространственную локализацию позднепротерозойских и фанерозойских рифтовых зон древних платформ и континентов в целом, а также контуры «вторичных» океанических впадин, были

зоны, выраженные в современной структуре Земли в виде чарнокит-гранулитовых поясов, образующих относительно редкую сеть в пределах древних платформ всех континентов и в особенности тяготеющих к их окраинам (см. рис. 1 и 46).

В фазы сильного, но более локально проявлявшегося горизонтального растяжения и прогрева архейская протоконтинентальная кора в некоторых областях разбивалась весьма густой сетью более узких и коротких, нередко извилистых раздвиговых зон, в которых происходили интенсивные излияния преимущественно основных и ультраосновных (базальтовых и коматитовых) лав и накапливались мощные серии вулканогенных, терригенных и кремнистых образований, включающих джеспилиты; затем эти зоны подвергались деформациям сжатия, не сопровождавшимся сколько-нибудь значительными горизонтальными перемещениями отдельных блоков протоконтинентальной коры, и приобретали синклинальную или синклинорную структуру. Вследствие усилившегося прогрева коры и ремобилизации гнейсового фундамента между этими прогибами, а частично и внутри них начинали расти гранито-гнейсовые купола и гранитные диапиры, и в итоге возникали характерные для многих архейских гнейсовых массивов древних платформ многочисленные «зеленокаменные пояса» ранне- и позднеархейского возраста. Для архейской мегаэпохи мы не располагаем данными о существовании структурно-вещественных неоднородностей глобального масштаба; наоборот, на всех древних платформах наблюдаются более или менее сходные комбинации основных типов архейских структур — гнейсовых и гнейсово-зеленокаменных массивов (с «зеленокаменными поясами») и гранулитовых поясов. Возможно, что протоконтинентальная кора с количественно варьирующими сочетаниями структурных зон этих типов существовала в конце архея на большей части поверхности тогдашней Земли.

К началу раннепротерозойской мегаэпохи протоконтинентальная кора стала уже несколько более мощной и прочной («зрелой»), чем в архее, но вскоре она вновь начала подвергаться горизонтальному растяжению и частичной деструкции; однако в раннем протерозое эти процессы проявлялись более ограниченно и локально, чем в архее, и не сопровождались столь интенсивными проявлениями гранитизации и реоморфизма метаморфического фундамента. Внутри относительно стабильных протоплатформенных областей или между ними возникали глубокие трещины, заполнявшиеся мощными дайкообразными телами и роями параллельных даек базитов и ультрабазитов (Великая Дайка Зимбабве и др.), рифтоподобные прогибы, контролируемые глубокими разломами в фундаменте (авлакогеосинклинали), а также связанные с ними переходами более широкие протогоеосинклинальные области. В ряде случаев развитие авлакогеосинклинальных прогибов и протогоеосинклинальных областей или отдельных их зон не сопровождалось значительными проявлениями вулканизма, что позволяет сравнивать их с миегеосинклинальными зонами неогей

(в них накапливались толщи джепилитов). В других зонах, например в Печенго-Варзугском и Лабрадорском авлакогеосинклинальных прогибах, происходили очень мощные, существенно толеит-базальтовые излияния и пластовые инъекции базитов и гипербазитов, очевидно, свидетельствующие о большей интенсивности растяжения и раздробления коры (аналоги эвгеосинклинальных зон неогей). Однако до полного разрыва протоконтинентальной коры процесс растяжения почти нигде не доходил и за немногими исключениями (Байкало-Витимская эвгеосинклинальная зона) офиолитовые ассоциации не возникали [63, 136, 153]. Извержения значительных масс вулканического материала основного, среднего и кислого состава происходили также в пределах плоских изометричных протоплатформенных впадин («протосинеклиз»). В середине или конце раннего протерозоя как протогоеосинклинальные области, так и узкие авлакогеосинклинальные прогибы подвергались деформациям сжатия, умеренному или слабому региональному метаморфизму и нередко становились зоной проявления гранитного магматизма, но в протогоеосинклинальных областях эти процессы проявились более интенсивно, чем в авлакогеосинклинальных. В еще меньшей мере они затронули раздвиговые щели, заполненные дайками базитов, однако и Великая Дайка, особенно на своем северном конце, несет следы складчато-сдвиговых деформаций, участвуя в образовании складок с вертикальными шарнирами (см. рис. 2).

Таким образом, узкие приразломные авлакогеосинклинальные прогибы на стадии растяжения и проседания напоминали континентальные рифтовые зоны рифея и фанерозоя, но по характеру выполнения принципиально не отличались от протогоеосинклиналей и, как и они, повсеместно подвергались деформациям сжатия. Подобно «зеленокаменным поясам» архея, раннепротерозойские авлакогеосинклинальные прогибы можно рассматривать как образования, родственные как будущим геосинклинальным, так и рифтовым структурам неогей, которые как самостоятельные тектонические категории еще не существовали в архее и начали обособляться лишь в раннем протерозое: при этом протогоеосинклинальные области можно рассматривать в качестве прямых предшественников позднейших геосинклинальных областей и поясов, а авлакогеосинклинали — как родственные им образования, которые, вместе с тем, по своим геометрическим параметрам и «поведению» на ранних стадиях развития весьма похожи на внутриконтинентальные рифтовые зоны неогей, но отличаются от них проявлением последующего сжатия и большим масштабом последнего. Однако, как было показано выше, деформации сжатия нередко проявляются на поздней стадии развития палеорифтовых зон рифея и палеозоя, а иногда и мезозоя. Поэтому раннепротерозойские авлакогеосинклинальные прогибы можно считать прямыми предшественниками будущих внутриконтинентальных, в частности, внутриплатформенных рифтовых зон. На основании вышесказанного можно сделать выводы, что геосинклинальные пояса

и области, с одной стороны, и внутриплатформенные рифтовые зоны позднего протерозоя и палеозоя, с другой, происходят от общего «корня», имеют общие архейские предковые структуры и начали обособляться как две различные группы тектонических зон лишь в раннем протерозое. При этом на первых порах их различия имели скорее количественный характер (ширина зон, относительная роль разломов, масштаб растяжения и последующего сжатия), чем качественный, ибо последовательность стадий развития и характер деформаций на соответствующих стадиях еще оставались общими.

В раннем протерозое впервые начинают намечаться латеральные отличия в развитии будущих древних платформ или их частей: на одних из них широко проявились процессы деструкции и заложилась обширные протогеосинклинальные области и более узкие авлакогеосинклинальные прогибы (образующие особенно густую сеть на Австралийской платформе), на других — эти процессы проявлялись относительно слабо или не имели места.

Разнообразие простирающихся протогеосинклиналей и авлакогеосинклинальных зон в пределах одной и той же платформы (например, Австралийской и Североамериканской) свидетельствует о том, что горизонтальное растяжение на территориях древних платформ, а может быть, и на большей части современных континентов в раннем протерозое происходило в различных направлениях (т. е. имело характер расползания блоков в разные стороны), но отличалось ограниченным масштабом и в значительной мере или полностью было компенсировано последующим сжатием в этих зонах. Однако некоторые исследователи предполагают, что в течение раннего протерозоя имело место существенное расширение общей поверхности Земли, связанное с увеличением ее объема, но оно не проявилось равномерно на всей ее площади, а сосредоточилось главным образом в той ее части, где в процессе асимметричного расширения возникла обширная «брешь» в континентальной коре, занятая в настоящее время впадиной Тихого океана. Хотя эта идея не является доказанной, она заслуживает серьезного внимания, поскольку не противоречит геологическим фактам (ибо Тихоокеанский талассократон, несомненно, уже существовал в позднем протерозое, а возможно образовался раньше) и находит подтверждение в данных сравнительной планетологии, свидетельствующих о древности северной «океанической» области Марса и, вместе с тем, о ее возникновении в результате растяжения, деструкции и переработки еще более древней «континентальной» области, занимающей большую часть поверхности Марса [59].

Резкое усиление процесса рифтогенеза имело место в позднепротерозойскую мегаэпоху, главным образом в раннем и среднем рифее (рис. 47). Оно происходило одновременно с заложением огромных геосинклинальных поясов, самый протяженный из которых — Тихоокеанский — возник на границе между главными областями Земли с корой (литосферой) океанического

(Тихоокеанская область) и континентального типа, а другие (Северо-Атлантический, Урало-Монгольский, Средиземноморский пояса) разделили последнюю на отдельные древние платформы — Североамериканско-Гренландскую, Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую, а также гигантскую и весьма своеобразную Гондванскую мегаплатформу. Не исключено, что она не была вполне единой и разделялась гипотетическим Аравийско-Ин-

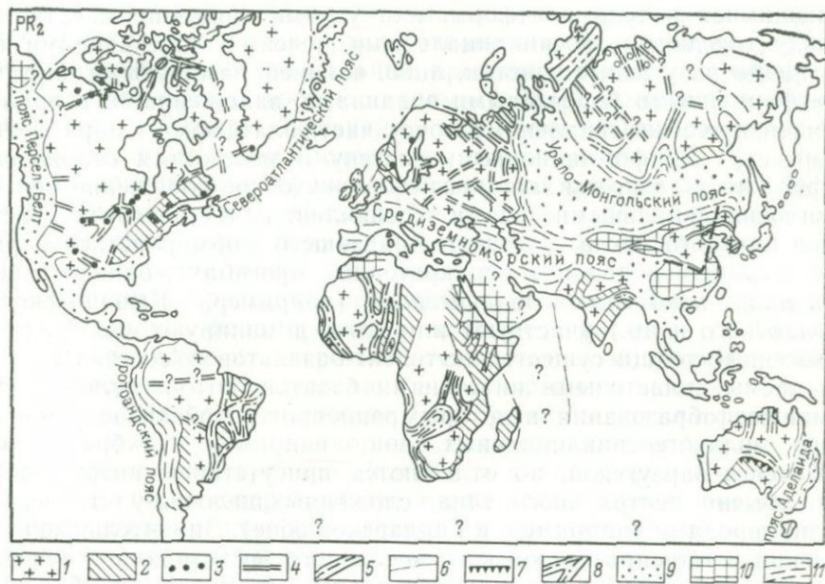


Рис. 47. Рифтовые и рифтоподобные зоны на древних платформах в позднем протерозое. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

1 — древние (дорифейские) платформы; 2 — зоны тектоно-магматической активизации платформ в позднем протерозое (около 1 и 0,5–0,6 млрд. лет); 3 — проявления магматизма на платформах в рифее и венде; 4 — авлакогены; 5 — то же, испытавшие инверсию (около 1 или 0,5–0,6 млрд. лет); 6 — крутые разломы; 7 — надвиги и шарьяжи; 8 — авлакогосинклинали, испытавшие ранне- или позднебайкальскую складчатость; 9 — позднепротерозойские геосинклинальные пояса; 10 — области раннебайкальской складчатости в них (древнее 0,8–1 млрд. лет); 11 — то же, позднебайкальской и салаирской (0,5–0,6 млрд. лет)

дийским геосинклинальным поясом (фрагментом его, возможно, являлась Протокрасноморская система), по крайней мере, на два крупных блока — Западно- и Восточно-Гондванские). В позднем протерозое впервые чрезвычайно резко выступает существенное отличие в тектоническом развитии платформ Лавразийской и Гондванской групп и размещении геосинклинальных поясов, названное Н. А. Штрейсом [109] «биполярностью» структуры Земли. Она обнаруживается, в частности, в том, что наиболее ранние типичные проявления внутриплатформенного рифтогенеза, выраженные в заложении и развитии рифейских авлакогенов, в подавляющем большинстве сосредоточены в пределах платформ Лавразии. Возникновение и дальнейшая эволюция этих внутриплатформенных

палеорифтовых зон протекали в тесной структурной и генетической связи с заложением и развитием геосинклинальных поясов, разделявших эти платформы или отделявших их от Тихоокеанского талассократона (на западе Североамериканской платформы), и представляли собой отдельные проявления в пределах платформ глобального (?) процесса горизонтального растяжения, более мощно отразившегося в пределах геосинклинальных поясов. Авлакогены являлись слепыми выростами геосинклинальных поясов, вдающимися в тело платформ, или узкими связующими ветвями между соседними геосинклинальными поясами, отсекающими от платформ их угловые участки, либо, наконец, замкнутыми внутриплатформенными бороздовыми впадинами, заложенными в прилегающей к геосинклинальному поясу части платформы и параллельными ему. По формационному составу и мощностям отложений рифейские авлакогены занимают промежуточное положение между миогеосинклинальными зонами геосинклинальных поясов и участками плитного чехла платформ, начавшего формироваться в рифее (главным образом в перикратонных прогибах); однако в выполнении некоторых авлакогенов (например, Кьюиноуского, Гардарского и др.) участвуют или даже доминируют мощные вулканогенные толщи существенно толеит-базальтового состава, сопровождаемые пластовыми интрузиями базитов. Эти комплексы напоминают образование некоторых раннепротерозойских вулканических авлакогеосинклинальных зон, например, Лабрадорской и Печенга-Варзугской, но отличаются присутствием интрузивных тел, обычно центрального типа, сложенных щелочно-ультраосновными породами (например, в Гардарской зоне). Значительные проявления позднепротерозойского щелочного вулканизма, связанного с рифтогенезом, отмечаются также на севере Сибирской платформы [107]. В конце среднего рифея или в конце позднего рифея — венда большинство авлакогенов отмирают, а некоторые испытывают инверсию знака тектонических движений (смену погружения — воздыманием, растяжения — сжатием), выразившуюся в возникновении внутренних вало- или горстообразных поднятий, взбросов, надвигов, а в отдельных случаях также в складчатых деформациях. Эти инверсионные деформации представляют собой отражение на платформе ранне- и позднебайкальской складчатости в смежных с платформами геосинклинальных поясах. В тех случаях, когда инверсия не имела места или проявлялась слабо, в конце позднего протерозоя или в палеозое на месте авлакогенов формируются более широкие и плоские платформенные впадины типа синеклиз.

На большинстве платформ Гондванской группы типичные авлакогены в позднем протерозое почти неизвестны, что, по-видимому, связано с удаленностью большей части территории суперплатформы Гондваны от типичных геосинклинальных поясов. Исключение составляют северная и центральная части Австралийской платформы, приближенные к Тихоокеанскому геосинклинальному поясу (авлакогены Баттен, Амадиес и др.) и Антарк-

тическая платформа, на которой одни позднепротерозойские авлакогены явно тяготеют к Росскому эпигеосинклинальному складчатому поясу байкалид, а другие располагаются в северной части Восточной Антарктиды близ побережья Южного океана, что, как и повсеместные проявления байкальского изотопного «омоложения» пород этой зоны, дает основания предполагать существование Перiantарктического пояса байкалид (пояс Нерейс А. Н. Мазаровича, 1952 г.). В западной же части Гондваны — на территории Африканской и Южноамериканской платформ вместо типичных авлакогенов широко распространены узкие интракратонные энсиалические геосинклинальные прогибы, сходные с раннепротерозойскими авлакогеосинклиналями Лавразийских платформ, Австралии и Индии. Очевидно, нынешняя Южноамериканская платформа в позднем протерозое и палеозое — юре непосредственно прилегала к Африканской, однако кажется более правдоподобным, что между Бразилией и Экваториальной Африкой существовала зона шириной во многие сотни — тысячу (?) километров, занятая системой рифейских авлакогеосинклинальных прогибов. Развитие интракратонных прогибов в западной части Гондваны сопровождалось фазами сжатия в конце раннего (в Африке) и среднего рифея и завершилось складчатостью и проявлениями тектоно-термальной активизации в конце рифея и венда.

Горизонтальное растяжение, которому кора платформенных областей в пределах авлакогенов подверглась в рифее, не было полностью компенсировано сжатием в конце рифея и венде, что указывает на некоторое общее горизонтальное расширение территории древних платформ в позднем протерозое: одновременное растяжение и углубление авлакогенов, имеющих в пределах единой платформы различные простирания, свидетельствует о расширении и в разных направлениях («расползании»). Вряд ли можно также сомневаться в том, что и растяжение и увеличение площади при заложении геосинклинальных поясов в рифее не было компенсировано в целом деформациями сжатия, происходившими в конце байкальского этапа, поскольку развитие этих поясов, за исключением отдельных участков, не закончилось в рифее — венде и с новой силой возобновилось в палеозое.

Палеозойская мегаэпоха по интенсивности и площади проявлений рифтогенеза на платформах северной, Лавразийской группы заметно уступает позднепротерозойской; установлено, что в палеозое не возникали новые интракратонные рифтовые зоны, а происходила регенерация древних авлакогенов (рис. 48). Местами же, например на Китайско-Корейской платформе, погружение авлакогенов (Яньшань) почти не прерывалось на рубеже позднего протерозоя и палеозоя. Зоны, затронутые рифтогенезом в палеозое, в отличие от рифейских авлакогенов захватывали не всю платформу, а ее части, прилегающие к смежным геосинклинальным поясам. На Восточно-Европейской и Сибирской платформах, обрамляемых разновозрастными палеозойскими эпигеосинклинальными складчатыми областями, в некоторых авлакогенах и зонах

разломов проявилась слабо выраженная складчатость каледонского «цикла», а затем имела место сопровождавшаяся мощными вспышками магматизма регенерация ряда рифейских авлакогенов в среднем — позднем девоне, представлявшая одно из проявлений глобального процесса тектоно-магматической активизации, происходившего в девоне. Длительность периода интенсивного погружения регенерированных авлакогенов в повторных палеозойских циклах их развития, как правило, была гораздо меньшей, чем в ри-

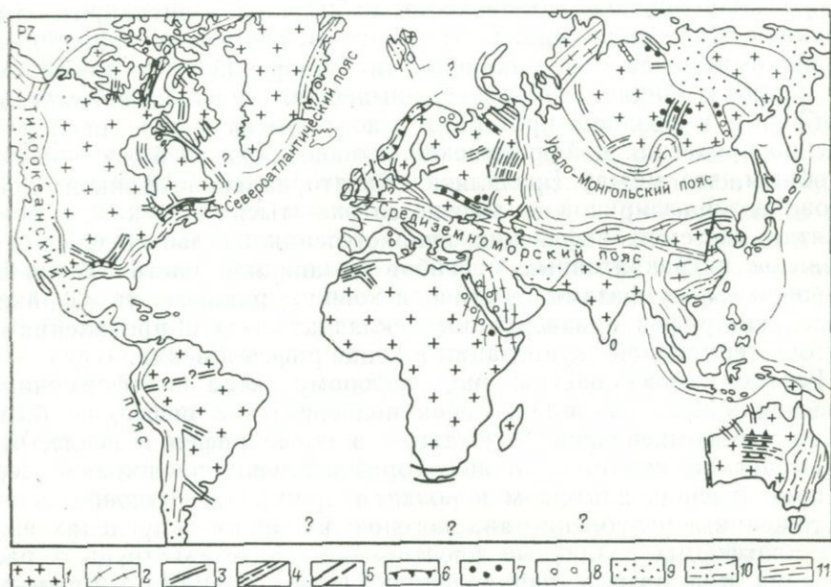


Рис. 48. Рифтовые зоны на древних платформах в палеозое (до перми). Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — ранне- и среднепалеозойские авлакогены (в основном регенерированные); 4 — то же, испытавшие инверсию в среднем или позднем палеозое; 5 — крутые разломы; 6 — надыги и шарьяжи; 7 — проявления вулканизма на платформах; 8 — интрузии на платформах; 9 — палеозойские геосинклинальные пояса; 10 — их области, завершившие развитие каледонской складчатости; 11 — то же, с мощными проявлениями герцинской (или каледонской и герцинской) складчатости

фее, но общая глубина их опускания мало уступала таковой в позднепротерозойском цикле, а скорость погружения даже существенно превосходила темп проседания в рифее. Лишь в самом глубоком — Днепровско-Донецком — авлакогене оно продолжалось с большой интенсивностью вплоть до ранней перми и завершилось инверсией и складчатостью в середине пермского периода, но и после нее постепенно затухающие деформации сжатия повторялись, по крайней мере, до конца мезозоя. В некоторых других авлакогенах деформации инверсионного характера (возникновение валобразных поднятий над грабенами, взбросо-надвиговые подвижки и др.) во времени были сильно оторваны от

стадии интенсивного погружения (во второй половине девона) и происходили в течение мезозоя—в конце триаса, юре, мелу, а местами—даже в кайнозое (Жигулевский взбросо-надвиг).

На большинстве платформ Гондваны рифтогенез в раннем и среднем палеозое, как и в рифее, проявлялся очень слабо. Исключение, как и в рифее—венде, составляет Австралийская платформа, где в это время возобновили и завершили свое развитие деформациями сжатия в карбоне авлакогены, примыкающие к Восточно-Австралийской складчатой системе, и некоторые авлакогены на северо-западе Африканской и на западе Южноамериканской платформы, тяготеющие к палеозоидам Атласа и Анд. Однако некоторые другие палеозойские авлакогены явно находились во внутренней части суперконтинента Гондваны. Это Капиды на юге Африки и Вентана на юго-востоке Южной Америки, развитие которых завершилось складчатостью в триасе, а также развивавшиеся в ордовике или силуре авлакогены в Северо-Западной и Западной Австралии. Наличие внутригондванских палеозойских авлакогенов позволяет допустить существование в палеозое в южной части нынешнего атлантического и восточной части Индийского океана каких-то неизвестных нам подвижных зон, ответвлениями которых могли являться эти авлакогены. Состав магматических образований, сопутствовавших проявлениям рифтогенеза на древних платформах, с палеозоя окончательно приобретает субщелочной или щелочной характер. В целом, на протяжении почти всего палеозоя, судя по истории развития авлакогенов на древних платформах, сколько-нибудь существенного расширения их площади, как и общей площади обрамляющих платформы геосинклинальных поясов, и, вероятно, всей земной поверхности не происходило.

Мезо-кайнозойская мегэпоха. Если в позднем протерозое и палеозое рифтогенез на древних платформах был полностью связан с развитием геосинклинальных поясов Земли и представлял собой тектонические явления второстепенного масштаба, подчиненные этому процессу, то с конца палеозоя начинается и продолжается в мезозое, постепенно усиливаясь и распространяясь все шире, заложение многочисленных новых или регенерация древних рифтовых зон; они проникают в глубь платформы или следуют их краям и окраинам континентов и генетически связаны с распадом суперконтинента Гондваны и формированием впадин Индийского (с позднего палеозоя), а затем Атлантического и Арктического океанов (с мезозоя). Помимо Гондванских платформ, эти процессы захватывают в мезозое северо-восточную часть Северной Америки, где формируется широкая межконтинентальная рифтовая система Лабрадорского и Баффинова морей, разделившая Гренландскую и Североамериканскую платформы. Важнейшими проявлениями «возбужденного» тектоно-магматического режима на большинстве древних платформ в тече-

ние мезозоя — палеогена, помимо рифтогенеза, являются также мощные вспышки траппового вулканизма (рис. 49).

В отличие от позднепротерозойских и палеозойских авлакогенов, связанных с развитием геосинклинальных и орогенических областей, мезозойские и кайнозойские рифтовые зоны, генетически и пространственно связанные с процессами расширения и деструкции коры гондванского сегмента Земли и новообразования океани-

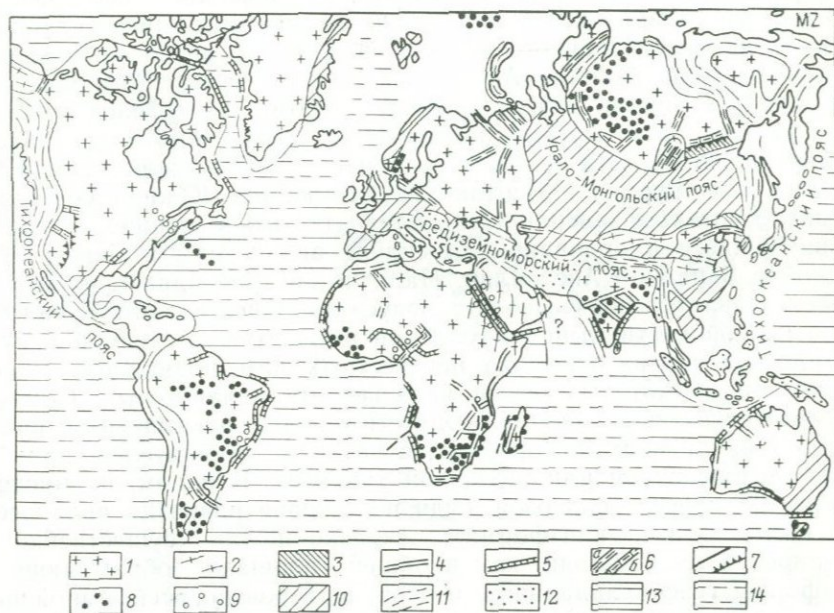


Рис. 49. Рифтовые зоны на древних платформах в перми и мезозое. Составил Е. Е. Милановский (1981 г.)

1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — зоны тектоно-магматической активизации на платформах в мезозое; 4 — позднепалеозойские—раннемезозойские рифтовые зоны на платформах; 5 — то же, позднемезозойские; 6 — проявления инверсии в палеозойских авлакогенах (а) и мезозойских рифтовых зонах платформ в мезозое (б); 7 — зоны крутых разломов; 8 — проявления вулканизма на платформах; 9 — интрузии на платформах; 10 — палеозойские складчатые пояса; 11 — геосинклинальные пояса, завершившие развитие мезозойской складчатостью; 12 — то же, не завершившие развитие; 13 — периферические зоны океанических впадин, сформированные или обновленные в мезозое; 14 — зоны возможного интенсивного проявления расширения Земли в мезо-кайнозое

ческих впадин, а возможно, и некоторого общего увеличения объема Земли в мезо-кайнозое, за очень редкими исключениями, пока не испытали инверсии. В наибольшей мере процесс раздробления и общего разнонаправленного расширения («расползания») охватил в мезозое юго-восточную часть Африканской, Индийскую, а в кайнозое (?) — северную часть Североамериканской платформы. Возникшие в них системы разноориентированных сквозных и входящих рифтовых зон по своему рисунку напоминают сеть рифейских авлакогенов на Восточно-Европейской платформе.

Новая глобальная активизация процессов растяжения в плюи-

цене — антропогене затронула и ряд древних платформ. Наиболее мощно в эту эпоху рифтогенез проявился на Африкано-Аравийской и в периферических зонах Североамериканской, Сибирской, Индийской платформ, «оживают» и некоторые грабенообразные впадины и на других платформах (рис. 50).

Таким образом, в геологическом развитии Земли рифтогенез, как геологический процесс, претерпевает сложную эволюцию.

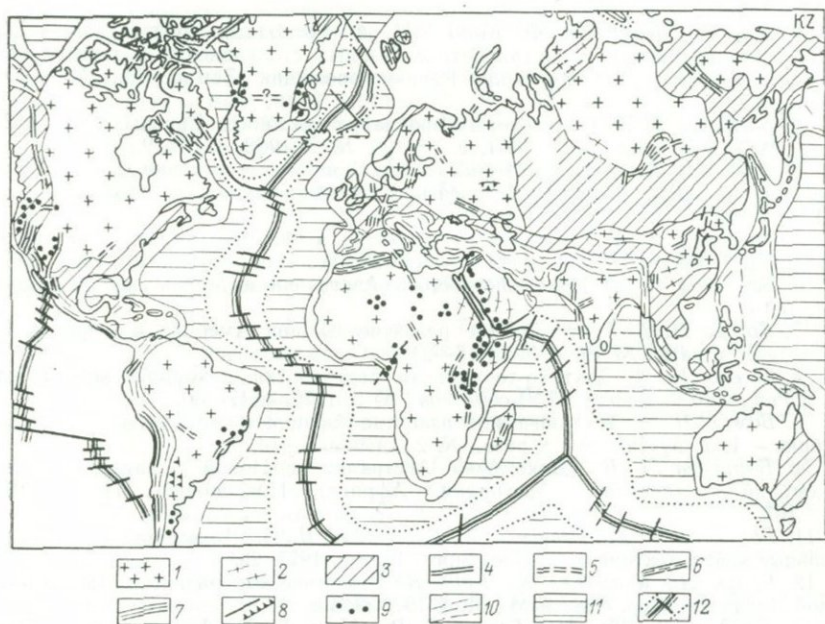


Рис. 50. Рифтовые зоны на древних платформах в кайнозое. Составил Е. Е. Милавовский (1981 г.)

1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — палеозойские и мезозойские складчатые пояса; 4 — кайнозойские рифтовые зоны на платформах; 5 — древние рифтовые зоны платформ, подовленные в кайнозое; 6 — рифтовые зоны платформ, испытывавшие инверсию в кайнозое; 7 — кайнозойские межконтинентальные межплатформенные рифтовые зоны; 8 — крупные разломы; 9 — проявления вулканизма на платформах; 10 — кайнозойские (альпийские) эпигеосинклинальные орогенетические области и современные геосинклинальные области; 11 — периферические зоны океанических впадин, сформированные или обновленные в мезозое; 12 — кайнозойские внутриокеанические рифтовые пояса

В архее формирование линейных тектонических зон совмещало в себе черты рифтового и геосинклинального процесса. В протерозое и палеозое континентальный рифтогенез представлял собой процесс, родственный и подчиненный геосинклинальному, а в последнюю, мезо-кайнозойскую мегаэпоху развития нашей планеты он приобрел огромное самостоятельное значение как одна из важнейших форм деструкции континентальных массивов и разрастания океанических впадин в ходе некоторого общего расширения Земли.

1. *Барагар В. Р. А., Мак-Глинн Дж. К.* Раннеархейский фундамент на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., Наука, 1977, с. 163—177.
2. *Берк К., Дьюи Дж. Ф., Кидд У. С. Ф.* Господство горизонтальных движений, островодужных и внутриконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа.— В кн.: Ранняя эволюция Земли. М., Мир, 1980, с. 123—143.
3. *Богданов А. А.* О некоторых проблемах тектоники Европы. Ст. 1 и 2.— Вестн. МГУ, сер. геол., № 5, 1961, с. 46—66, № 2, 1962, с. 3—19.
4. *Богданов А. А.* О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы).— Сов. геология, № 9, 1964, с. 3—28.
5. *Богданов Н. А.* Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.— Труды ГИН, вып. 99, М., Изд. АН СССР, 1963, 240 с.
6. *Богданов Н. А.* Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., Наука, 1967, 180 с.
7. *Божко Н. А.* Тектоническое развитие Южной Америки в рифее.— Изв. вузов, геол. и разв., № 12, 1975, с. 17—24.
8. *Божко Н. А.* Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны.— Вестн. МГУ, сер. геол., № 5, 1975, с. 17—30.
9. *Божко Н. А.* Тектоническое развитие Африки и Аравии в позднем докембрии.— Изв. вузов, геол. и разв., № 2, 1979, с. 3—14.
10. *Борукаев Ч. Б.* Докембрий Австралии и Новой Зеландии.— В кн.: Докембрий континентов. (Австралия, Африка). Новосибирск, Наука, 1976, с. 5—107.
11. *Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А.* Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, Наука, 1977, 264 с.
12. *Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. Пер. с англ. М., Мир, 1970, 348 с.
13. *Бридвел Р. Дж., Мак-Гетчин Т. Р., Олсен К. Х., Андерсон О. А.* Рифт Рио-Гранде — кайнозойская тектоника континентальных рифтов.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, 1977, с. 155—162.
14. *Валеев Р. Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978, 152 с.
15. *Восточно-Африканская рифтовая система*/В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, А. В. Горячев, Е. Е. Милановский и др. М., Наука, т. 1, 1974, 264 с., т. 2, 260 с., т. 3, 288 с.
16. *Вотах О. А., Шибистов Б. В.* Строение докембрийского этажа в Иркинском выступе Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., Наука, 1970, с. 201—205.
17. *Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность.* Ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий и др.— Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 194, М., Недра, 1974, 280 с.
18. *Геология и нефтегазоносность Индии.* Под ред. Л. П. Матура и П. Эванса. М., Мир, 1968, 144 с.
19. *Геология Кореи.* Пер. с корейского под ред. В. Л. Масайтиса. М., Недра, 1964, 264 с.
20. *Геология Сибирской платформы.* Под ред. И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса. М., Недра, 1966, 448 с.
21. *Геохронология СССР.* Т. II. Фанерозой. Под ред. Н. И. Полевой, Л., Недра, 1974, 344 с.
22. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, № 12, 1970, с. 121—122.

23. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?—Геотектоника, № 5, 1980, с. 3—24.
24. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Мокшанцев К. Б. Тектоника, формирование континентальной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Тектоника территории СССР, Ред. М. В. Муратов, М., Наука, 1979, с. 197—207.
25. Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III, М., Наука, 1970, с. 174—179.
26. Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы, М., Наука, 1970, с. 180—188.
27. Долгинов Е. А. Главные черты строения и развития Красноморско-Мозамбикского пояса.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 1, 1977, с. 101—116.
28. Долгинов Е. И. К проблеме происхождения океанов.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 1, 1979, с. 22—46.
29. Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. Л. О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, № 2, 1973, с. 8—19.
30. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957, 536 с.
31. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., Наука, 1972, 400 с.
32. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Геотектоника карелид Кольского полуострова.— В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР, Л., Наука, 1980, с. 66—72.
33. Зноско Е., Петренко В. С., Чирвинская М. В. Основные черты тектонического строения западной окраины Русской плиты и ее обрамления.— Вестн. МГУ, сер. геол., № 3, 1977, с. 21—30.
34. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954, 666 с.
35. Ицксон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении востока СССР. Геотектоника, № 2, 1970, с. 121—135.
36. Казьмин В. Г. О ранних стадиях развития трансформных разломов.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 6, 1978, с. 41—50.
37. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Башкир. фил. АН СССР, Уфа, 1979, 64 с.
38. Кинг Ф. Б. Геологическое строение Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1959, 300 с.
39. Кинг Ф. Б. Докембрийская геология США. Объяснительная записка к геологической карте США. Пер. с англ., М., Мир, 1979, 96 с.
40. Козеренко В. Н., Ларцев В. С. Происхождение и развитие Аденской рифтовой зоны в свете данных о строении ее южного борта.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 5, 1978, с. 30—42.
41. Константиновский А. А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1974, с. 72—84.
42. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд-во иностр. лит., 1954, 424 с.
43. Кропоткин Н. П. Глубинное строение и деформации древних платформ (в связи с вопросами нефтегазоносности платформенного чехла).— В кн.: Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. Под ред. П. Н. Кропоткина. М., Наука, 1971, с. 321—364.
44. Левашев К. К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы.— Сов. геология, № 10, 1975, с. 49—58.
45. Левашев К. К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы.— Сов. геология, № 10, 1977, с. 59—75.
46. Левашев К. К. Геологическая история среднепалеозойского континентального рифтогенеза.— Сов. геология, № 5, 1980, с. 21—25.

47. *Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С.* Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
48. *Леонов Г. П.* Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М., Изд. МГУ, 1980, 344 с.
49. *Лучицкий И. В.* Древние вулканические области южных материков в фанерозое.— Труды ИГГ СО АН СССР, вып. 388, Новосибирск, Наука, 1978, 296 с.
50. *Малич Н. С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., Недра, 1975, 216 с.
51. *Малич Н. С., Туганова Е. В.* Тектоника и полезные ископаемые чехла Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника территории СССР, М., Наука, 1979, с. 100—110.
52. *Марков М. С., Щербак Н. П.* Архей южной части Канадского щита.— Геотектоника, 1979, № 3, с. 126—127.
53. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилойского среднепалеозойского авлакогена. М., Недра, 1975, 184 с.
54. *Ма Синь-Юань.* Неотектонические движения в горах Утайшань и Чжунтяошань.— В кн.: Труды I совещ. по неотектонике Китая. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 102—113.
55. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976, 280 с.
56. *Милановский Е. Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли).— Геотектоника, № 6, 1978, с. 3—16.
57. *Милановский Е. Е.* К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ.— Вестн. МГУ, сер. геол., № 6, 1979, с. 29—58.
58. *Милановский Е. Е., Мальков Б. А.* Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальная пульсация Земли.— Докл. АН СССР, т. 252, № 5, 1980, с. 1203—1207.
59. *Милановский Е. Е., Никишин А. М.* Основные черты тектонического строения Марса.— Вестн. МГУ, сер. геол., № 3, 1981, с. 15—28.
60. *Михалев А. К., Бородулин М. И.* О глубинной структуре Донецкого бассейна в свете современных геофизических данных.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 49—57.
61. *Мкртчян О. М.* Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М., Наука, 1980, 136 с.
62. *Моралев В. М.* Индийская платформа.— В кн.: Докембрий континентов. Древние платформы Евразии. Новосибирск, Наука, 1977, с. 248—271.
63. *Муратов М. В.* Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования.— Геотектоника, № 2, 1979, с. 3—28.
64. *Нагорный Ю. Н., Нагорный В. Н.* О времени и глубине заложения региональных разрывов Донецкого бассейна.— Геотектоника, № 3, 1972, с. 51—60.
65. *Новые данные по геологическому строению и перспективам нефтегазоносности глубинных частей Московской синеклизы/Б. А. Соколов, И. В. Высоцкий, В. А. Егоров и др.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 5, 1977, с. 81—91.*
66. *Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы/Е. М. Аксенов, Б. М. Келлер, Б. С. Соколов и др.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1978, с. 17—34.*
67. *Объяснительная записка к геологической карте Антарктиды масштаба 1:5 000 000/Сост. Г. Э. Грикуров, Г. А. Значко-Яворский, Е. Н. Каменев, М. Г. Равич. НИИГА, Л., 1976, 94 с.*
68. *О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации/В. А. Лобов, И. Х. Кавеев, И. Л. Ханин и др.— Геология нефти и газа, № 7, 1974, с. 33—37.*
69. *Основные проблемы геологического строения Русской плиты/К. О. Крати, А. Н. Берковский, Л. П. Бондаренко и др., Л., Наука, 1979, 120 с.*
70. *Основы тектоники Китая. Пер. с кит., под ред. Н. В. Тупицина. М., Госгеолтехиздат, 1962, 258 с.*

71. Павлов А. П. Самарская Лука и Жигули.— Труды Геол. ком., т. 2, № 5, 1887, 63 с.

72. Развальяев А. В. Эндогенные режимы, предшествующие рифтогенезу.— Геотектоника, № 6, 1979, с. 32—41.

73. Развальяев А. В., Кривцов А. И., Вишневский А. Н. О ранних этапах развития Красноморской рифтовой зоны.— Геотектоника, № 6, 1975, с. 101—110.

74. Развальяев А. В., Шахов Г. П. Тектонические особенности размещения кольцевых структур Красноморской рифтовой зоны.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 2, 1978, с. 56—66.

75. Разницын В. А. Особенности развития Днепровско-Донецкого авлакогена в девоне.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 4, 1976, с. 40—55.

76. Результаты и проблемы изучения тектоники западной части Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба по геолого-геофизическим данным/ В. И. Яскевич, Ю. К. Яковлев, А. Л. Четвергов и др.— В кн.: Тектоника Сибири, т. IX. Новосибирск, Наука, 1980, с. 79—84.

77. Рошкован Г. В. О чарнокитовых поясах Южноамериканской платформы.— Изв. вузов, геол. и разв., № 12, 1975, с. 108—113.

78. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II, М., Недра, 1967, 700 с.

79. Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., Недра, 1977, 304 с.

80. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.— Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1974, 304 с.

81. Синицын А. В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов.— Геотектоника, № 6, 1979, с. 3—19.

82. Скуфьин П. К. Особенности вулканизма протерозойской Печенгской структуры.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 1, 1980, с. 120—131.

83. Соколов Б. А., Егоров В. А., Мазор Ю. Р., Пискарев Ю. В. О блоковом строении и нефтегазоносности Тунгусского бассейна.— В кн.: Тектоника Сибири, т. IX. Новосибирск, Наука, 1980, с. 68—72.

84. Соллозуб В. Б., Бородулин М. И., Чекунов А. В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных районов.— Геол. журнал, № 2, 1977, с. 23—31.

85. Стерпейка А. Д. Тектоническое развитие и районирование Балтийской синеклизы в пределах Литвы.— В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск, Наука и техника, 1977, с. 35—41.

86. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита/ В. З. Негруца, В. Г. Загородный, М. М. Стенарь и др.— В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1980, с. 5—17.

87. Тектоника Белоруссии. Под ред. Р. Г. Гарецкого.— Минск, Наука и техника, 1976, 200 с.

88. Тектоника Европы и смежных областей. Т. 1. Древние платформы, байкалиды, каледониды. Объяснительная записка к 2-му изд. Междунар. тект. карты Европы под ред. А. В. Пейве, В. Е. Хаина, М. В. Муратова. М., 1978, 424 с.

89. Тектоника Якутии/К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др. Новосибирск, Наука, 1975, 200 с.

90. Тектоническая карта Антарктиды м-б 1:10000000. НИИГА, 1978. Ред. Г. Э. Грикуров. С объяснительной запиской/Сост. Г. Э. Грикуров (ред.), Г. А. Значко-Яворский, Е. Н. Каменев, Р. Г. Курник, НИИГА. Л., 1980, 84 с.

91. Уиндли Б. Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов.— В кн.: Ранняя история Земли, М., Мир, 1980, с. 115—122.

92. Федьинский В. В., Соколов Б. А., Страхова Н. А., Фельдт В. Г. Среднерусский авлакоген — древний аналог современных рифтовых образований.— Сов. геология. № 1, 1975, с. 129—134.

93. Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.— Геотектоника, № 3, 1969, с. 31—38.

94. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971, 548 с.

95. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977, 360 с.

96. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979, 358 с.
97. Харрингтон Х. Аргентина.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. Изд-во иностр. лит., 1959, с. 129—163.
98. Хачатрян Р. О. Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М., Наука, 1979, 172 с.
99. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. М., Мир, 1966, 268 с.
100. Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев, Наукова думка, 1980, 180 с.
101. Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Виллюйской впадины.— В кн.: Тектоника СССР, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 345—460.
102. Шарипов Э. Э. Некоторые особенности структуры верхнепротерозойского комплекса Пачелмского прогиба и прилегающих районов Прикаспийской впадины.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 2, 1978, с. 40—49.
103. Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1946, с. 57—90.
104. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 5, 1955, с. 5—26.
105. Шатский Н. С. О прогибах Донецкого типа.— В кн.: Избр. труды, т. II, М., Наука, 1964, с. 544—553.
106. Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, м-б 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961, с. 3—25.
107. Шпунт Б. Р. Докембрийский рифтогенез на севере Сибирской платформы востока СССР (тезисы докладов). Якутск, 1980, с. 156—158.
108. Штилле Г. Тектоническое расчленение истории Земли.— В кн.: Г. Штилле. Избранные труды, М., Мир, 1964, с. 344—394.
109. Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXII сессия, доклады сов. геологов, пробл. 9. Гондвана. М., Наука, 1964, с. 7—47.
110. Шубер Ю., Фор-Мюре А. Складчатый платформенный чехол: Антиатлас, хребет Угарта.— В кн.: Тектоника Африки, М., Мир, 1973, с. 278—293.
111. *Afar Depression of Ethiopia*. Proceedings of an International symposium in Bad Bergzabern. Ed. A. Pilger, A. Rösler. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1975, 416 p.
112. *Afar between Continental and Oceanic rifting*. Proceedings of and International symposium in Bad Bergzabern. Ed. A. Pilger, A. Rösler E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart, 1976, 216 p.
113. Almeida F. F. M. Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization. 24. IGC. section 3, Tectonics. Montreal, 1972, p. 339—346.
114. Almeida F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. An. Acad. Brasil. Cienc., 1976, 48, Supl., p. 15—26.
115. Asmus H. E. Structural control for the Mesozoic deposition at the Brazilian Continental margin. Rev. Brasil. Geociencias, 5, 1975, p. 160—175.
116. A. T. W., F. J. M. Ngalia basin study BMR 78. Yearbook of the Bureau of Min. Res., Geol., Geophys. Canberra, 1979, p. 16—21.
117. Azzaroli A. On the evolution of the Gulf of Aden. In: Int. Geol. Congr., 24, session, sect. I Upper mantle. Prague, 1968, p. 125—134.
118. Beurlen K. Geologie von Brasilien. Beitrage zur regionalen Geologie der Erde. Bd. 9, Berlin, Borntraeger, 1970, 444 s.
119. Blundell D. J. A gravity survey across the Gardar igneous province, SW Greenland. Journ. Geol. Soc. London, 1978, vol. 135, p. 545—554.
120. Bockelie I. F. The Oslo graben during the early paleozoic. In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Ed. I. B. Ramberg, E. R. Neumann. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 1978, p. 195—202.
121. Brewer J. A., Smithson S. B., Oliver J. E., Kaufman S., Brown L. D. The Laramide orogeny: evidence from COCORP deep crustal seismic profiles in

the Wind River mountains, Wyoming. *Tectonophysics*, vol. 62, 1980, p. 165—189.

122. *Bridwell R. J.* The Rio Grande rift and a diapiric mechanism for continental rifting. In: *Tectonics and volcanism of continental rifts*, I. B. Ramberg, E.-R. Neumann (eds). D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 1978, p. 73—80.

123. *Burke K.* Aulacogens and continental breakup. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, N 5, 1977, p. 371—396.

124. *Burke K.* Evolution of continental rift systems in the light of plate tectonics. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Ed. I. B. Ramberg, E. R. Neumann. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, Holland, 1978, p. 1—9.

125. *Burke K. C., Dewey J. F.* Plume-generated triple junctions; Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Journ. Geol.*, 81, vol. 81, 1973, p. 406—433.

126. *Burke K., Dewey J.* Two plates in Africa during the Cretaceous? *Nature*, vol. 249, 1974, p. 313—316.

127. *Campos C. W. M., Ponte F. C., Moura K.* Geology of the Brazilian continental margin. In: *The geology of continental margins*. Ed. C. A. Burk, C. L. Drake, Springer Verlag, Berlin, 1974, p. 447—461.

128. *Chang Wen-you and Zhong Jia-you.* On the development of fracture systems in China, Peking, 1977, 18 p.

129. *Chowdhary L. R.* Reversal of basement-block motions in Cambay basin, India, and its importance in petroleum exploration. *Amer. ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 59, N 1, 1975, p. 85—96.

130. *Cox K. D.* Tectonics and volcanism of Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. In: *African magmatism and tectonics*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1970, p. 211—236.

131. *Doutch H. F., Nicholas E.* The Phanerozoic sedimentary basins of Australia and their tectonic implications. *Tectonophysics*, vol. 48, 1978, p. 365—388.

132. *Gee R. D.* Structure and tectonic style of the Western Australian shield. *Tectonophysics*, vol. 58, 1979, p. 327—369.

133. *Geodynamic* Evolution of the Afro-Arabic rift system (Int. Meeting in Rome 18—20 April 1979). Roma, Accademia Nazionale dei Lincei, 1980, 706 p.

134. *Geology* map of Eastern Canada and adjacent areas, Scale 1 : 2 000 000. Geological Survey of Canada, 1979.

135. *Geology* of Poland, vol. 4, Tectonics. Ed. W. Posaryski, Warsaw, 1977, 718 p.

136. *Glikson A. Y.* Precambrian sial-sima relations: evidence for Earth expansion. *Tectonophysics*, vol. 63, 1980, p. 193—234.

137. *Green John C.* Keweenaw plateau volcanism in the lake Superior region. Geological ass. of Canada. Special paper, N 18, 1977, p. 407—423.

138. *Guidebook* to Rio Grande rift in New Mexico and Colorado. Compiled by Y. W. Hawley in cooperation with 42 other coauthors. New Mexico Bureau of Mines and Min. Resources. Circular 163, Socorro, 1978, 244 p.

139. *Halls H. C.* A review of the Keweenaw geology of the lake Superior region. In: *The Earth beneath the continents*, Am. geophys. Union. Monogr. 10, 1966, p. 3—27.

140. *Halls H. C.* The late Precambrian Central North American rift system — a survey of recent geological and geophysical investigations. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Ed. by I. B. Ramberg. E.-R. Neumann, D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, Holland, 1978, p. 111—124.

141. *Ham W. E., Dennison R. E., Meritt C. A.* Basement rocks and structural evolution of southern Oklahoma. *Geol. Survey Publ.* 95, 1964, 302 p.

142. *Harrington H. J.* Las Sierras Australes de Buenos Aires, Republica Argentina. Cadena aulacogenica. *Rev. Ass. Geol. Argentina*, vol. XXV, N 2, 1970, p. 151—180.

143. *Huang-Chi-Ching.* An outline of the tectonic characteristics of China. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 7/3, 1978, p. 611—635.

144. *Husebye E. S., Ramberg I. B.* Geophysical investigations. In: *The Oslo paleorift. A review and guide to excursions*. NGU, N 337, Bull. N 45, Universitetsforlaget, 1978, p. 41—54.

145. *Kailasam L. N.* Plateau uplift in peninsular India. *Tectonophysics*, vol. 61, 1979, p. 243—269.

146. *Kelley V. C.* Tectonics of the Colorado plateau and new interpretation of its eastern boundary. *Tectonophysics*, vol. 61, 1979, p. 97—102.
147. *Kent P. E.* Continental margins of East Africa—a region of vertical movements: In: *The geology of continental margins*. Ed. by C. A. Burk, C. L. Drake. Springer—Verlag, Berlin, 1974, p. 313—320.
148. *Kerr J. W.* Cornwallis fold belt and the mechanism of basement uplift. *Canad. Journ. Earth Sciences*, vol. 14, 1977, p. 1374—1401.
149. *Kerr J. W.* Structural framework of Lancaster aulacogen, Arctic Canada. *Bull. Geol. Surv. Canada*, N 319, 1980, 24 p.
150. *Kerr J. W., Christie R. L.* Tectonic history of Boothia uplift and Cornwallis fold belt, Arctic Canada. *Bull. Amer. Ass. Petr. geol.*, 1965, N 7, p. 905—926.
151. *King B. C.* A comparison between the older (Karoo) rifts and the younger (Cenozoic) rifts of Eastern Africa, In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Ed. I. B. Ramberg, E. R. Neumann. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 1978, p. 347—350.
152. *Kröner A.* Pan African plate tectonics and its repercussion on the crust of northeast Africa. *Geol. Rundschau*, Bd. 68, H 2, 1979, p. 565—583.
153. *Kröner A.* Precambrian crust evolution in the light of plate tectonics and the undation theory. *Geol. en Mijnbouw*. vol. 58, N 2, 1979, p. 231—249.
154. *Kumarapeli P. S.* The St. Lawrence rift system, related metallogeny, and plate tectonic models of Appalachian evolution. *Geol. Ass. Canada*, special paper, N 14, 1976, p. 301—320.
155. *Kumarapeli P. S.* The St. Lawrence paleo-rift system: a comparative study. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*, I. B. Ramberg, E.-R. Neumann (editors). D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 1978, p. 367—384.
156. *Lehner P., De Ruyter P. A. C.* Structural history of Atlantic margin of Africa. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 61, N 7, 1977, p. 961—981.
157. *Lipman P. W., Mehnert H. H.* Late Cenozoic basaltic volcanism and development of the Rio Grande depression in the Southern Rocky Mountains. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 144, 1975, p. 119—154.
158. *Masolov V. N., Kurin R. G., G. E. Grikurov.* Crustal structures and tectonic significance of Antarctic rift zones. *Proceedings of the fifth Int. Gondwana Symposium (Wellington, New-Zealand)*, 11—16, 2, 1980, p. 303—309.
159. *Mc Connell R. B.* A Precambrian origin for the protorift dislocation belt of East Africa? In: *Geodynamic evolution of the Afro-Arabic rift system*. *Acad. Naz. Lincei, Roma*, 1980, p. 35—43.
160. *Milanovsky E. E.* Aulacogens of ancient platform: problems of origin and tectonic development. *Tectonophysics*, 1981, p. 213—248.
161. *Moussine-Pouchkine A., Bertrand-Sarfati J.* Le Gourma: un aulacogene du Précambrien supérieur? *Bull. Soc. Geol. France*, t. XX, N 6, 1978, (7), p. 851—855.
162. *Neumann E. R.* Petrology of the plutonic rock. In: *The Oslo paleorift. A review and guide to excursions*. NGU N33, Bull. N 45, Universitets forlaget 1978, p. 25—34.
163. *Oftedal C.* Main geologic features of the Oslo graben, In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Ed. I. B. Ramberg, E.-R. Neumann. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 1978, p. 149—165.
164. *Petters S. W.* Stratigraphic evolution of the Benue trough and its implication for the upper Cretaceous paleogeography of west Africa. *Journ. of Geology*, vol. 86, 1978, p. 311—322.
165. *Plumb K. A.* The tectonic evolution of Australia. *Earth sci. review*, vol. 14, 1979, p. 205—249.
166. *Plumb K. A.* Structure and tectonic style of the Precambrian shields and platforms of Northern Australia. *Tectonophysics*, vol. 58, 1979<sub>2</sub>, p. 291—325.
167. *Plumb K. A., Derrick G. M.* Geology of the Proterozoic rocks of the Kimberley to Mount Isa region. In: *Economic geology of Australia and Papua New Guinea*. I. Metals. Australasian. Inst. Mining and Metallurgy, 1976, p. 217—252.
168. *Porada H.* The Damara—Ribeira orogen of the Pan—African—Brasiliano cycle in Namibia (S. E. Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, vol. 57, 1979, p. 237—265.

169. *Ramberg I. B.* Gravity interpretation of the Oslo graben and associated igneous rocks. Norges geologiske undersøkelse, N 325, Bull. 38, Universitets forlaget, 1976, 194 p.
170. *Ramberg J. B., Larsen B. T.* Tectonomagmatic evolution. In: The Oslo paleorift. A review and guide to Excursions. NGU N 337, Bull. N 45, Universitetsforlaget, 1978, p. 55—74.
171. *Ramberg I. B., Smithson S. B.* Gridded fault patterns in a late cenozoic continental rifts. *Geology*, vol. 3, 1975, p. 201—205.
172. *Ramberg I. B., Spjeldnaes N.* The tectonic development of the Oslo graben. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Ed. I. B. Ramberg, E.-R. Neumann. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 1978, p. 167—194.
173. *Rio Grande* rift: tectonics and magmatism. R. E. Riecker (ed) Amer. Geophys. Union. Washington, D. C., 1979, 438 p.
174. *Ruiland R. W. R.* Orogenic evolution of Australia. *Earth Sci. Review*, vol. 12, 1976, p. 161—196.
175. *Sastri V. V., Sinha R. N., Singh G., Murti K. V. S.* Stratigraphy and tectonics of sedimentary basins on East coast of Peninsular India. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 57, N 4, 1973, p. 655—678.
176. *Sestini I.* Cenozoic stratigraphy and depositional history, Red Sea coast, Sudan. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 49, N 9, 1965, p. 1453—1472.
177. *Stewart I. H.* Rift systems in the Western United States. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*, I. B. Ramberg, E.-R. Neumann (edifors). D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 1978, p. 89—110.
178. *Stockwell C. H., McClynn J. D., R. F. Emslie e. a.* Geology of the Canadian shield. In: *Geology and economic minerals of Canada*. RIW Douglas (ed.) Geol. Survey of Canada, Ottawa, 1970, p. 43—150.
179. *Subba Rao S.* The geology of the igneous complex of the Girnar hills, Gujarat State, India. Proc. 22 sess. Int. Geol. Congr., Sect. 7, Plateau basalts. Delhi, 1964, p. 42—60.
180. *Sukheswala R. N., Udas G. R.* Carbonatites of Ambadongar, India. Some structural considerations. Proc. 22 sess. Int. Geol. Congr. Sect. 7, Plateau Basalts. Delhi, 1964, p. 1—13.
181. *Sutherland F. L.* Mesozoic—caenozoic volcanism of Australia. *Tectonophysics*, vol. 48, 1978, p. 413—427.
182. *Talwani M., Mutter J., Houtz R., König M.* The margin south of Australia—a continental margin paleorift. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. I. B. Ramberg, E.-R. Neumann (eds). D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 1978, p. 203—219.
183. *Tapponnier P., Molnar P.* The relationship of the Baikal rift system and Shansi graben to the India Eurasia continental collision. In: *Rifting problems*. Irkutsk, 1975, 30 p.
184. *Tectonic map of South America 1 : 5 000 000*. General coordinator F. F. de Almeida, UNESCO, 1978.
185. *Terman M. I.* Tectonic map of China and Mongolia (1 : 5 000 000). *Geol. Soc. Amer.*, 1973.
186. *The Oslo paleorift. A review and Guide to Excursion*. Ed. J. A. Dons, B. T. Larsen. Norges geologiske undersøkelse, N 337, Bull. N 45, Universitetsforlaget, 1978, 200 p.
187. *Trettin H. I., Balkwill H. R.* Contributions to the tectonic history of the Inuitian province, Arctic Canada. *Canadian Journ. Earth Sciences*, vol. 16, N 3, 1979, p. 748—769.
188. *Upton B. G. I., Blundell D. J.* The Gardar igneous province: evidence for Proterozoic continental rifting. In: *Petrology and geochemistry of continental rifts*. E.-R. Neumann, L. Ramberg (eds.) D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 1978, p. 163—172.
189. *Vail J. R.* The Southern extension of the East African rift system and related igneous activity. *Geol. Rundschau*, 1967, Bd. 57, S. 601—614.
190. *Van der Linden W. I. M.* Passive continental margins and intra-cratonic rifts, a comparison. In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*, I. B. Ramberg, E.-R. Neumann (eds). D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, Holland, 1978, p. 221—227.

191. *Veevers J. I.* Western continental margin of Australia. In: *Geology of continental margins*. C. A. Burk, C. L. Drake (eds). Springer Verlag, Berlin, 1974, p. 605—616.
192. *Wachendorf H.* The rhyolitic lava flows of the Lebombos (SE Africa) *Bull. Voicanol.*, vol. 37, 1973, N 4, p. 515—529.
193. *Wellmann P., Mc. Elhinny M. W.* K—Ar age of the Deccan traps, India. *Nature*, vol. 227, 1970, p. 595—596.
194. *Wells A. T., Forman D. J., Ranford L. C., Cook P. J.* *Geology of the Amadeus basin, Central Australia*. BMR Bull. N.100, Canberra, 1970, 222 p.
195. *Windley P. F.* Crustal development in precambrian. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, vol. 273, N 1235, 1973, p. 321—341.
196. *Zambrano I. I. and Urien C. M.* Pre-Cretaceous basins in the Argentina continental shelf. In: *The Geology of continental margins*. Ed. by C. A. Burk, C. L. Drake, Springer Verlag, Berlin, 1974, p. 463—471.
197. *Ziegler P. A.* Northwestern Europe: subsidence patterns of Post-Variscan basins. In: *Geologie de l'Europe*. 26 e CGI Colloque C 6, 1980, p. 249—280.
198. *Zoback M. D., Hamilton R. M., Crone A. J., Russ D. P., Mc Keown F. A., Brockman S. R.* Recurrent Intraplate tectonism in the New Madrid Seismic zone. *Science*, vol. 209, N 4460, 1980, p. 971—975.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абакалик, антиклинорий 181  
 Абдуллинский авлакоген 44, 248  
 Аденоского залива рифтовая зона 180, 186  
 Алаотра, грабен 189  
 Александровский грабен 75  
 Альберта, авлакоген 115  
 Альбукерке, впадина 138, 140, 142—145  
 Амаднес, авлакоген 203, 211—220, 222—223, 239, 242, 244—245, 262  
 Амазонский авлакоген 148, 153—154  
 Амнокан—Хесап-Ивон, впадина 95—97, 99  
 Анадарко, прогиб 118, 131  
 Анамбра, грабен 181  
 Араваллийско-Делийская складчатая зона 28—29, 189, 192—193, 198, 200, 202  
 Аравийско-Нубийский свод 167, 171, 173, 187  
 Аранта, зона 26, 208, 212, 216, 219—220  
 Арафур, грабен 226  
 Арбака, поднятие 106, 117—118  
 Ардмор, прогиб 106, 118, 131  
 Арарипи, грабен 150, 160  
 Афарский «узел» (впадина) 186—187  
 Афинско, впадина 181  
 Африкано-Аравийский рифтовый пояс 6, 169, 185—189  
 Ахагарский гранулитовый пояс 9  
 Ашбертон—Гаскойн, складчатая зона 26—28, 203, 209, 224  
 Байкальская рифтовая система (зона) 6, 75—76, 93—94, 103, 188, 233, 238—239, 252  
 Балтийского моря авлакоген 45, 75  
 Бальклейский грабен 75  
 Бамбл, впадина 51, 68  
 Бамбу, впадина 148, 152  
 Бангемолл, прогиб 209—210  
 Баотоу, впадина 103  
 Баррейриньяс, грабен 150, 155—160  
 Барроу-Ланкастер зона разломов 128  
 Бассейнов и Хребтов провинция 143—144  
 Батерст, авлакоген 25, 114  
 Баттен, авлакоген 206—208, 210, 262  
 Баффинова палеорифтовая система 103, 113, 125—127  
 Белгородско-Михайловская зона 22  
 Бенуз, грабен 167, 174, 180—183, 185, 237—238, 240, 242—243, 245—246, 252, 255  
 Березовская впадина 82—84  
 Биг-Сноу, прогиб 135—136  
 Билякчанский грабен 24—25, 79—80  
 Бомбейская впадина 191, 199, 202  
 Бонапарт залива, авлакоген 220—222  
 Бонибонгу, грабен 180  
 Боннет-Плам, впадина 134  
 Ботнического залива, авлакоген 45—46, 75  
 Брагинско-Лоевское поднятие (горст, седловина) 52, 55, 57  
 Бразилиа, прогиб 148, 152  
 Бутя—Корнуолс, зона 105—106, 128—130, 132—133, 245  
 Великая Дайка Зимбабве 19, 250, 258—259  
 Верхне-Арканзасской долины, грабен 144  
 Верхнерейнский грабен 124  
 Виктория-Ривер, впадина 209—210  
 Виллоуран-Хилл, авлакоген 211  
 Вичита, авлакоген 98, 105—106, 116—118, 130, 242, 245  
 Вольнский авлакоген 44  
 Восточно-Анабарский авлакоген 75, 78  
 Восточно-Африканская рифтовая система 107, 187, 234  
 Восточно-Китайская рифтовая система 100—101, 103, 238  
 Восточно-Мадагаскарский гранулитовый пояс 9  
 Восточно-Эфиопский грабен 175  
 Восточно-Бразильский гранулитовый пояс 9—10  
 Восточных Гат гранулитовый пояс 9—10, 190, 193—194, 196  
 Вятский вал 60, 72  
 Гардарская палеорифтовая зона 111—113, 116, 254, 262  
 Гао, грабен 180  
 Гарип, зона 166, 169, 185  
 Годавари, грабен 190, 192, 194—195, 197  
 Годавари—Кришна (Коромандельская), впадина 190, 196  
 Гранитес—Танами, зона 26  
 Гренвилльский пояс 9, 25, 105, 110—111, 113—114, 119, 122, 124  
 Гудзонова пролива грабен 126  
 Гурма, авлакоген 163, 236  
 Дабейшань, блок 96, 98, 100  
 Дамаро-Катангский прогиб 163, 166  
 Дамодар, грабен 194—196  
 Датско-Польский авлакоген 48, 51, 68—71  
 Денмана ледника рифтовая зона 227, 231—232  
 Джорджина, впадина 212, 216  
 Днепровский грабен 52—54, 57, 256  
 Днепровско-Донецкий авлакоген 22, 42—43, 45, 48, 52—59, 61, 74, 252, 254, 256, 264  
 Донецкий бассейн (складчатая зона) 52—54, 56—59, 98, 117, 182, 235, 241—242, 244—245, 256  
 Доно-Медведицкий авлакоген 59—61, 71, 73, 256  
 Дунтинху, впадина 100, 103  
 Енисейского кряжа складчатое сооружение 78, 81, 88, 90, 236, 245  
 Жигулевский разлом 36, 62, 74, 246, 265  
 Забайкальская система впадин 6, 93  
 Забези, грабен 175  
 Западно-Африканская рифтовая система 180, 239  
 Западно-Бенгальская впадина 196  
 Западно-Мадагаскарские грабены 175  
 Западно-Хоггарско-Атакорский прогиб 169, 180  
 Западных Конголид, прогиб 169, 185  
 Игуати, грабен 161  
 Имандра—Варзуга, впадина 20  
 Ичуань, впадина 103  
 Иркинеевский авлакоген 78, 81—83, 88—90, 94, 245  
 Иркутская впадина 92—93, 247  
 Ирумид, зона 163, 180  
 Ист-Арт, прогиб 25  
 Камбейская рифтовая зона 6, 29, 189, 191, 198—200, 202, 238, 256  
 Камерунская цепь вулканов 188  
 Камско-Бельский авлакоген 44—46, 48, 61, 247—248  
 Камышинский грабен 75  
 Каннинг-Фитирой, впадина 216, 220—224  
 Капская складчатая зона 155—156, 171—174, 177, 233, 235—236, 265  
 Капскаснитг, зона разломов 107, 109  
 Карнарвон, авлакоген 220—222, 224—225  
 Кауверн (Полкского пролива), впадина 190, 196  
 Кемпендйская впадина 82—85, 256  
 Кенийская рифтовая зона 20, 68, 110, 187—188, 239—240  
 Кеннеди пролива зона разломов 133  
 Кибарид, зона 163  
 Кидсон, односторонний грабен 222  
 Килкейский грабен 88  
 Кинг-Лиополд, зона 26—27, 208—209, 216, 221

- Кировский авлакоген 44, 59—61, 71—72, 237, 244  
 Колвинский авлакоген 49, 51, 59, 61—62, 72  
 Колорадо, плато, массив 115, 117—118, 131, 135, 138—139, 141, 144, 147  
 Копермайр, авлакоген 114—116  
 Корнуолс, складчатая зона 129  
 Котуйский авлакоген 78, 88  
 Коэн—Джорджтаун, зона 26, 203  
 Красного моря рифт 168, 171, 173, 180, 186, 237, 239, 252, 256  
 Крестцовский авлакоген 44, 60  
 Криворожско-Кременчугская шовная синклиналь 22, 255  
 Куньмин, впадина 103  
 Куоло-Выгозерская зона 22  
 Кьюиоу, авлакоген 33, 105, 107—114, 246, 254—255, 262  
 Кютюнгинский грабен 86  
 Лабрадорский трог 21, 25, 33, 250, 255, 259, 262  
 Лабрадорско-Баффинова рифтовая зона 105, 125—127, 133, 187  
 Ладожский авлакоген 44—45, 75  
 Ланкастер пролива грабен 113, 127—128, 132—133  
 Ла-Салл, плакантиклиналь 119  
 Лебомбо, флексура 175, 177—179  
 Левантинская сдвиго-раздвиговая зона 169, 186  
 Лешуконский авлакоген 44  
 Лиеняя—Рига—Псков, зона разломов 50  
 Лимпопо, грабен 175, 177, 179  
 Луангва, грабен 20, 166, 175, 179  
 Льяохе, грабен 96, 100  
 Мавритано-Сенегальский прогиб 169, 185  
 Магелланов прогиб 150, 156—157  
 Макартур, впадина 206—207, 210  
 Малави, грабен 175, 179, 186, 188, 239  
 Малмбери, зона 166, 169, 185  
 Маражо, грабен 150, 160  
 Маратон, поднятие 117  
 Масгрейв, блок 25, 208—210, 212, 215—216, 218—220  
 Маунт-Айза, зона 26, 203, 255  
 Маханати, грабен 190, 194, 196  
 Мехсана, поднятие 199  
 Мидчанел, прогиб 130, 134  
 Минто, поднятие 129  
 Миссингский прогиб 119  
 Миссурата, грабен 188  
 Мозамбикский пояс 9, 19, 169, 175, 180, 185  
 Мозамбикского пролива впадина 177  
 Монтана (Белт), авлакоген 115, 135—136  
 Московский авлакоген 44  
 Моусон горы, горст 227, 231  
 Нармада-Сон, грабен 190, 194—195, 197—200, 202, 239  
 Нармада-Сонская (Сатпурская) складчатая зона 29, 189—190  
 Нгалия, авлакоген 212, 214—216, 219—220, 223, 245  
 Нигера дельта, впадина 185  
 Нигерийско-Ливийский пояс 169, 180, 188  
 Нижний Замбези, грабен 175, 178—179  
 Нипингон, впадина 107, 109  
 Ниписсинг, грабен 119—122  
 Нью-Брансуик, впадина 124  
 Ньюская (Ньюско-Джербинская) впадина 82—84  
 Овручский прогиб 43  
 Окско-Цнинский вал 73  
 Очхон, грабен 95—97, 99  
 Олдрок (Поркьюпайн), прогиб 130, 134  
 Онежско-Кавдалакшский авлакоген 44, 75  
 Оршанский авлакоген 44—45  
 Оскольско-Щигровская зона 22  
 Осло, грабен 6, 46, 51, 65—68, 240, 252, 254  
 Оттава, грабен 119—125  
 Оффисер, авлакоген 211—212, 216, 218—220, 223  
 Палар, впадина 190, 196  
 Пальмирский авлакоген 169, 171, 173, 237, 245  
 Парагавай—Уругуай, система прогибов 148, 152—153  
 Патагонская система впадин 156  
 Патомско-Видлюйская палеорифтовая система 75, 78, 83, 86—87, 90—91, 254  
 Пачелмский авлакоген (грабен) 36, 44—47, 61, 71, 73, 182  
 Педрина впадина 216  
 Пелотас, впадина 150, 159—160  
 Пенвал, флексура 197—199  
 Пенсакола, горы, грабен 227, 230—232  
 Периколорадская зона 131, 139  
 Перт, авлакоген 220—222, 224—225  
 Петрел, грабен 197, 222  
 Печенга, впадина 20—22, 255  
 Печенга—Имандра-Варзугская (Печенга-Варзугская) зона 20—21, 23, 25, 33, 64, 250, 259, 262  
 Печорско-Кожвинский авлакоген 49, 51, 59, 61—62, 72  
 Полда, грабен 226  
 Поттугар, грабен 150, 160  
 Принс-Чарльз, горы, зона 30—31, 227—231  
 Припятская впадина 43, 52—55, 57, 256  
 Протокрасноморская складчатая система 167—168, 171, 180, 185  
 Пхеннамская впадина 95, 99  
 Рейнская рифтовая зона 6  
 Рейнско-Ливийский рифтовый пояс 188  
 Реконкаво-Тукано, грабен 150, 155, 161  
 Рибейра, система прогибов 148, 152, 166  
 Рио-Гранде, рифтовая зона 6, 131, 137—147, 253  
 Ричардсона гор авлакоген 115, 129—130, 133  
 Рослятинский горст 47—48, 50  
 Руаха—Руфиджи, грабен 175  
 Рувензори, поднятие 188  
 Руква, грабен 175, 179, 185, 188, 239  
 Рухуху, грабен 175  
 Сагней, грабен 119—120, 122  
 Саладо, прогиб 150, 156  
 Сангре-де-Кристо, поднятие 138—139, 142, 144  
 Сан-Луис, грабен 142—144, 150, 155, 160  
 Сан-Паулу, зона 151, 161  
 Сантос, впадина 150, 159—160, 162  
 Сан-Хорхе, прогиб 150, 156—157  
 Саратовские поднятия 256  
 Сафоновский авлакоген 44  
 Св. Лаврентия, палеорифтовая система 105, 119—125, 252  
 Св. Лаврентия, грабен 119, 121, 123—124  
 Северо-Арантский блок 212, 216, 219  
 Северо-Становой глубинный шов 92, 94  
 Северо-Тиндифский (Южно-Антиатласский) авлакоген 163, 170, 173  
 Сержине—Алагоас, рифтовая зона 150, 160—161  
 Сетте-Дабанская палеорифтовая зона 83, 85—87  
 Сил-Лейк (Наскаупи), впадина 111, 113, 116, 255  
 Сингбум, авлакоген 29, 189—192, 194  
 Сиу, впадина 107, 109, 113  
 Сицилийско-Тунисского пролива рифтовая зона 188  
 Сконе, поднятие 69, 71  
 Снейк, грабен 135  
 Солгаличский авлакоген 44, 47, 50, 61, 71, 73  
 Сонорская рифтовая зона 143

- Среднего Нигера грабен 180  
 Средней Замбези, грабен 175, 179  
 Среднепольский (Поморско-Куявский) пла-  
 кантклинорий 69—71, 74, 246  
 Среднерусская зона авлакогенов 48, 60,  
 244, 254  
 Суэлюа, впадина 96—100  
 Сунтарское поднятие 23, 82—85  
 Сухонский вал 60, 73  
 Сьерра-де-ла-Вентана (южных Сьерр Бу-  
 энос-Айрес), складчатая зона 149, 154—156,  
 162, 173  
 Таймырско-Хатангская палеорифтовая (ав-  
 лакогенная) система 91  
 Такуту, грабен 150, 161—162  
 Теннант Крик-Девенпорт, зона 26  
 Тиманская зона 44—46, 48—49, 59, 61—62,  
 71—72, 236, 245—246  
 Тимьякминг, грабен 119—124  
 Ториквиста линия 68  
 Торо—Буганда, складчатая зона 31  
 Туруханско-Норильский авлакоген 75, 78—  
 79, 81, 89—90, 94—255  
 Убенди—Рузизи, складчатая зона 31  
 Угарта, авлакоген 169, 170—171, 173, 235  
 Уджинский авлакоген 75, 78, 81, 87, 90—91  
 Уинта, авлакоген 115, 131, 135, 139  
 Улканский грабен 24—25, 80  
 Упомей, прогиб 25  
 Уринский авлакоген 78—79, 81—84, 242, 245  
 Уруасуанский интракратонный прогиб 149,  
 152  
 Филхнера, ледник, грабен 227, 232  
 Фитцрой, грабен 222—224  
 Хаммерслей—Гаскойн, складчатая зона 26  
 Хантайско-Рыбинское поднятие 90, 94, 242,  
 245  
 Хараулахская складчатая зона 78, 86  
 Хехуай, впадина 96—98, 100—102  
 Холлс-Крик, зона 26—27, 208—220  
 Холлс-Крик—Фитцмориз, грабенообразная  
 впадина 209—210  
 Хори, грабен 68  
 Циньлин, интракратонная складчатая си-  
 стема 96, 98, 101  
 Чад, впадина 188  
 Чад—Тифидет, грабен 180  
 Черниговское поднятие 57  
 Чернова, гряды, поднятие 72  
 Чернышева, гряды, поднятие 72  
 Чикитос, авлакоген 148—149, 151, 153—154,  
 162, 235  
 Чуауа, рифтовая зона 138, 142  
 Чутьманская впадина (грабен) 92, 247  
 Чэнду, впадина 103  
 Шаньси (Фэнвей), рифтовая зона 101—103,  
 238  
 Шапкино-Юрьяхинский авлакоген 62  
 Шеба, подводный хребет 186  
 Шеклтона, хребет, зона 30—31, 227—229,  
 232  
 Шире, грабен 179  
 Ыгыаттинская (Мархинская) впадина 82—  
 85  
 Эгерзунд, впадина 68—69  
 Эймери—Ламберт, рифтовая зона 227, 231—  
 232  
 Элсуорт, горы, грабен 227, 230  
 Энуорт, прогиб 25  
 Эспаньола, впадина 138, 140, 143—145  
 Эспиньясу, интракратонный прогиб 149  
 Эспириту—Санту, грабен 150, 160  
 Эфиопская рифтовая зона 20, 187—188, 240  
 Южно-Алданская система грабенов 92—94  
 Южно-Арантский блок 216—217, 219—220,  
 222—223  
 Южно-Верхоянский (Юдомо-Майский) ав-  
 лакоген 75, 78—81, 85  
 Южно-Окляхомский прогиб 116—118  
 Южно-Чутьманский надвиг 92  
 Югульстрёумен, рифтовая зона 227, 232  
 Яньшанский авлакоген 95—98, 101, 263  
 Яренский авлакоген 44, 71, 73

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Исторические «корни» рифтогенеза — линейные рифтоподобные структуры в фундаменте древних платформ . . . . .	7
Катархей и архей . . . . .	7
Раннепротерозойские проторифтовые структуры . . . . .	16
Позднепротерозойские и фанерозойские рифтовые структуры древних платформ . . . . .	35
Восточно-Европейская платформа . . . . .	36
Сибирская платформа . . . . .	75
Китайская платформа . . . . .	94
Североамериканская и Гренландская платформы . . . . .	103
Южноамериканская платформа . . . . .	147
Африкано-Аравийская платформа . . . . .	162
Индийская платформа . . . . .	189
Австралийская платформа . . . . .	203
Антарктическая платформа . . . . .	227
Общие черты строения рифтовых зон и эволюция рифтогенеза на древних платформах . . . . .	233
Некоторые закономерности строения и развития рифтовых зон . . . . .	233
Основные этапы и направления эволюции рифтогенеза . . . . .	256
Список литературы . . . . .	268
Предметный указатель . . . . .	277

ЕВГЕНИЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ МИЛАНОВСКИЙ

### Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах)

Редактор издательства Т. А. Горохова. Переплет художника С. Н. Голубева.  
Художественный редактор Е. Л. Юрковская. Технические редакторы Н. С. Гришанова,  
Н. В. Жидкова. Корректор Л. В. Сметанина  
ИБ № 4162

Сдано в набор 30.09.82. Подписано в печать 03.02.83. Т-02555. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 17,5. Усл. кр.-отт. 17,5. Уч.-изд. л. 21,37. Тираж 2700 экз. Заказ № 341/8295-1. Цена 3 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

4108

МЕДИА