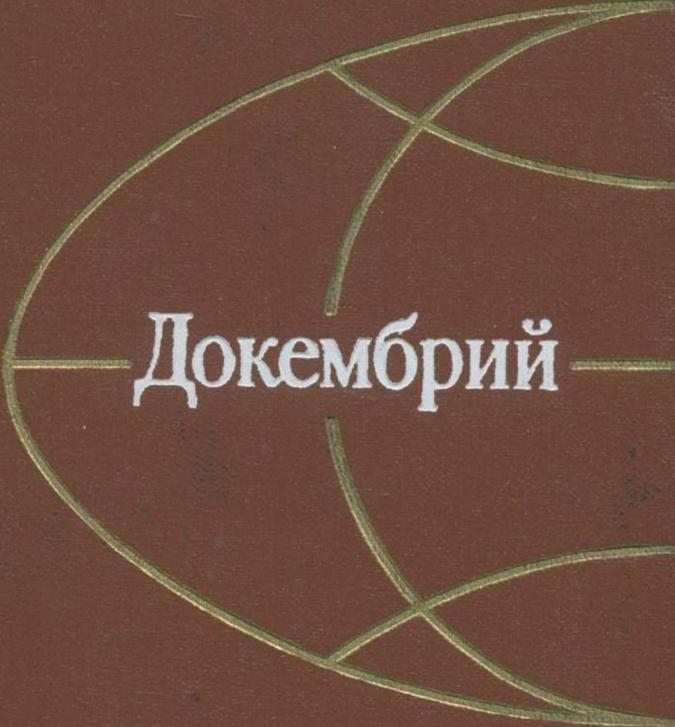


В.Е. Хаин Н.А. Божко

---

# ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА



Докембрий

В.Е. Хаин Н.А. Божко

---

# ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА



МОСКВА "НЕДРА" 1988

Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий.— М.: Недра, 1988.— 382 с.: ил.

Рассмотрены основные этапы развития структуры земной коры на протяжении докембрия, начиная с образования Земли и наиболее ранней, догеологической стадии ее эволюции. Дан подробный обзор фактического материала по континентам. Проанализированы представления о тектоническом режиме и стиле тектонических деформаций в течение описываемых этапов, намечена общая эволюция структуры земной коры. Приведены оригинальные палеотектонические реконструкции на современной и палинспастической основе.

Для научных работников, занимающихся изучением геологии и металлогении докембрия; представит интерес для преподавателей и студентов старших курсов геологических и географических факультетов вузов и университетов.

Табл. 1, ил. 75, список лит.— 300 назв.

Рецензент: *Д. В. Рундквист*, чл.-кор. АН СССР (Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР)

X  $\frac{1904040000-185}{043(01)-88}$  57-88

ISBN 5-247-00108-7

© Издательство «Недра», 1988

Настоящая книга представляет собой первый выпуск задуманного одним из ее авторов (В. Е. Хаиным) трехтомного труда по исторической геотектонике, но имеет и вполне самостоятельное значение, поскольку рассматривает весьма крупный отрезок истории Земли, составляющий  $7/8$  ее общей продолжительности. Характер тектонического развития земной коры в докембрии, особенно в раннем докембрии, является предметом оживленной дискуссии в нашей и зарубежной литературе, даже среди сторонников господствующей в настоящее время мобилистской концепции тектоники плит. Авторы стремились объективно разобраться в этой сложной проблеме, отделив для этого фактический материал, рассмотренный в первых разделах соответствующих глав, от его интерпретации в последующих разделах. Итоги обсуждения результатов исследования изложены в заключительной главе книги. Авторы сознают, что недостаточность и противоречивость исходных данных могли существенно повлиять на достоверность этих выводов и поэтому далеки от их переоценки.

Первая часть книги (ранний докембрий) написана В. Е. Хаиным, вторая часть (поздний докембрий) — Н. А. Божко, заключительная глава принадлежит обоим авторам.

В работе над подготовкой рукописи к печати нам помогали картографы Н. Г. Баранкова, Б. С. Виноградов, Л. Н. Ежкова, В. А. Рихтер, а также А. Г. Окнова, Е. С. Утенкова, М. Д. Полтораки, которым мы выражаем искреннюю признательность.

### Глава I

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И СТАНОВЛЕНИЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ. ДОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАП ЕЕ РАЗВИТИЯ

Для того чтобы лучше понять ход эволюции структуры земной коры, надо знать начальное состояние нашей планеты — степень ее расслоенности, распределение температур в ее недрах и пр. Поскольку это состояние находится в прямой зависимости от способа образования Земли, необходимо ознакомиться с современными представлениями о происхождении Земли и Солнечной системы. Эти представления еще далеки от ясности и во многом противоречивы, но тем не менее они накладывают определенные ограничения на выбор различных моделей последующего развития Земли.

### 1.1. ПРЕДЫСТОРИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

В настоящее время установлено, что Вселенная вдвое старше Солнечной системы (ее планет, во всяком случае!). Ее возраст составляет 10—11 (до 15) млрд. лет. Исходным материалом для построения Солнечной системы должна была служить газопылевая туманность, первоначально, видимо, чисто газовая и в основном водородная. То обстоятельство, что в составе вещества этой туманности при образовании планет уже присутствовали все химические элементы таблицы Менделеева, включая «вымершие» к настоящему времени радиоактивные элементы и изотопы, заставляет искать механизм, который привел к созданию этого разнообразия атомов, т. е. механизм процесса нуклеогенеза. Такой механизм, точнее, несколько механизмов для разных групп элементов, разработаны космохимиками и кратко охарактеризованы Г. В. Войткевичем [23], однако возникает вопрос об условиях реализации этих механизмов. В связи с этим рассмотрим две гипотезы.

Первая гипотеза \* состоит в воздействии на исходное межзвездное газопылевое облако близкой вспышки Сверхновой звезды с излучением ею фотонов и плазмы. В результате возникла гетерогенная смесь элементов и их изотопов, которая начала эво-

---

\* Излагается по Э. В. Соболевичу [103].

люционировать в направлении создания Солнечной системы. При этом происходила интенсивная конденсация вещества, образование пылинок, хондр — застывших капель силикатов, разделение металлов группы железа и силикатов, аккреция вещества. На следующей стадии конденсация привела к появлению центральной сгущения — прото-Солнца и к формированию планет Солнечной системы. Аккреция планет шла довольно быстро — в течение 10—100 млн. лет. Более быстрому темпу аккреции, принимаемому некоторыми исследователями, противоречит то, что при этом должен был бы произойти слишком сильный разогрев планеты (гравитационная энергия переходит в тепловую), она могла полностью расплавиться и не остыть до настоящего времени, а этому противоречит современный термический режим Земли.

Вторая гипотеза нуклеогенеза\* исходит из раннего образования горячей и массивной звезды типа Вольфа — Райе, в недрах которой шло водородно-гелиевое сгорание с последующим превращением гелия в легкие элементы. Далее, при нагревании ядра звезды до  $10^9$  К из легких ядер освобождаются быстрые ядра гелия ( $\alpha$ -частицы), которые реагируют с оставшимися легкими ядрами и формируют группу элементов от Mg и Si до Ca и Ti. Позже образуются элементы группы железа. Затем в недрах звезд рождаются свободные нейтроны; при их захвате уже существующими ядрами возникают тяжелые элементы, включая трансурановые и в том числе многочисленные радиоактивные изотопы, частично вскоре «вымершие». Этот процесс мог идти лишь в недрах крупной звезды, превосходящей по массе современное Солнце, но являвшейся ее вероятным предком. Вскоре после синтеза тяжелых элементов это прото-Солнце должно было сбросить излишки (против современного Солнца) своей массы в результате взрыва или постепенного истечения вещества в области ее экватора. Так образовалось Солнце и вокруг него протопланетное облако в виде газового диска в плоскости солнечного экватора. Охлаждение этой газовой туманности привело к рождению молекул, химических соединений и металлических фаз. Газовая туманность превратилась в газопылевую.

На следующей стадии в пределах остывающей газопылевой туманности началась дифференциация вещества; газы были вытеснены на периферию, где из них впоследствии возникли внешние планеты-гиганты (Юпитер, Сатурн и др.). Дифференциация стимулировалась ударными волнами, исходившими от Сверхновой звезды. Существует также предположение, что причиной такой дифференциации протопланетного облака, кроме понижения температуры к его периферии, служили лучевое давление первичного Солнца и воздействие выбрасываемых им быстрых частиц. Так или иначе конденсация газопылевой туманности и ее дифференциация либо непосредственно предшествовали, либо даже протекали параллельно с началом образования планет.

---

\* Излагается по Г. В. Войткевичу [18].

## 1.2. АККРЕЦИЯ — ГОМОГЕННАЯ ИЛИ ГЕТЕРОГЕННАЯ?

Итак, конденсация сменяется аккумуляцией протопланетного вещества, сначала, вероятно, в относительно небольшие, до размера современных астероидов, планеты земной группы, а затем в зародыши современных планет. Внутренние планеты — планеты земной группы, зародыши которых возникли ближе к Солнцу, — формировались путем сгущения высокотемпературной фракции. В промежуточном, астероидальном поясе в аккреции (аккумуляции) уже участвует и низкотемпературная фракция, что обеспечило присутствие в составе астероидов углистых хондритов. Последние характеризуются наличием водосодержащих силикатов и сложных органических веществ abiогенного происхождения. Внешние планеты, сформированные далеко от Солнца, состоят из почти нефракционированного солнечного вещества — в основном из газов (преимущественно из водорода).

Первоначально принималось, что аккреция планет началась уже после того, как закончилась дифференциация газопылевой туманности. Соответственно планеты должны были образоваться из относительно однородного, хорошо перемешанного вещества (аккумуляция его сопровождалась дроблением), имеющего хондритовый состав для планет земной группы. И лишь в результате разогрева, вызванного соударением планетезималей, уплотнением протопланетного вещества и выделением тепла радиоактивными элементами и изотопами, в недрах протопланеты началась дифференциация с разделением на металлическое, в основном железное, ядро и силикатную мантию\*. Эта так называемая модель гомогенной аккреции. Из нее следуют некоторые важные аспекты для геологии следствия условия эволюции планеты. Во-первых, образование ядра должно было сопровождаться очень значительным дополнительным разогревом, который мог стимулировать дифференциацию мантии с ранним выделением земной коры. Во-вторых, плавление с возникновением расплавленного металлического слоя должно было начаться не в центре Земли, где этому препятствовало слишком высокое давление, а на относительно небольших глубинах, с дальнейшим стеканием тяжелого расплава в центральную область. Стеkanie, по предположению В. Эльзассера, происходило не равномерно по всей площади слоя, а началось в определенном районе, под влиянием вздутия, вы-

---

\* Этот процесс легко представить, если допустить, что Земля прошла через фазу полного плавления. Такое допущение было сделано в начале нашего века В. Гольдшмидтом, который провел аналогию между образованием оболочек Земли и разделением вещества на металл и шлак в доменной печи. Однако в дальнейшем было показано, что вязкость силикатов при высоких давлениях, существующих в недрах Земли, настолько высока, что ни о каком крупномасштабном перемещении вещества с его разделением на ядро и мантию разного состава не может быть и речи. Не менее серьезным возражением служит тот факт, что объем коры слишком мал, чтобы считать ее непосредственно продуктом плавления мантии в целом.

званного приливным воздействием тогда еще близкой Луны. Так возникла предпосылка для образования глобальной диссимметрии Земли с ее разделением на океанское (область погружения «железной капли» к центру) и континентальное полушария. В-третьих, наконец, и это самое важное, легко допустить, что процесс дифференциации первично однородного вещества Земли не закончился на ранней стадии, а продолжается до настоящего времени. Поскольку он должен продолжаться значительным тепловыделением, следовательно, гравитационную дифференциацию вещества Земли можно рассматривать как важнейший фактор тектогенеза, что и принимается во многих современных геотектонических концепциях.

Однако в последние десятилетия в нашей стране начиная с работ А. П. Виноградова, модель гомогенной аккреции стала подвергаться серьезной критике на основе новых данных о строении и составе планет земной группы и метеоритов. Эта модель не объясняет такие факты, как закономерное изменение плотности планет земной группы с удалением от Солнца, различие в плотности близких по размеру Луны и Меркурия, присутствие у Меркурия железного ядра, составляющего  $2/3$  его массы (такое ядро не может быть продуктом дифференциации планеты хондритового состава\*), деление метеоритов и астероидов по составу на несколько существенно различающихся групп и т. д. Неприемлемым оказалось и представление о хондритовом (в среднем) составе Земли; более правдоподобна смесь из 15 % железных метеоритов, 45 % обыкновенных и 40 % углистых хондритов [5].

Все эти противоречия устраняются, если принять модель гетерогенной аккреции, согласно которой аккумуляция протопланетного вещества в планеты происходила более или менее одновременно с конденсацией, фракционированием этого вещества при понижении его температуры. Соответственно в первую очередь должна была сконденсироваться и аккумулироваться, образовав ядро Земли, наиболее высокотемпературная фракция — металлическая фаза, отвечающая железным метеоритам. Фракционирование могло продолжаться и в период формирования мантии, отражаясь на изменении ее состава по вертикали. В результате этого низы мантии еще могли содержать значительную примесь Fe—Ni частиц (железные, железокремнистые метеориты) и Al—Ca силикатов. Основная часть мантии, вероятно, отвечает по составу хондритам и представлена преимущественно Fe—Mg силикатами, а верхняя мантия — углистым хондритам, обогащенным летучими, в том числе сложными углеводородами и другими органическими соединениями [5, 26]. Дегазация верхней мантии могла служить причиной появления атмосферы и гидросферы, а также сыграть важную роль в появлении органической жизни на Земле (Э. М. Галимов).

---

\* По мнению А. П. Виноградова, в известной степени это касается и ядра Земли.

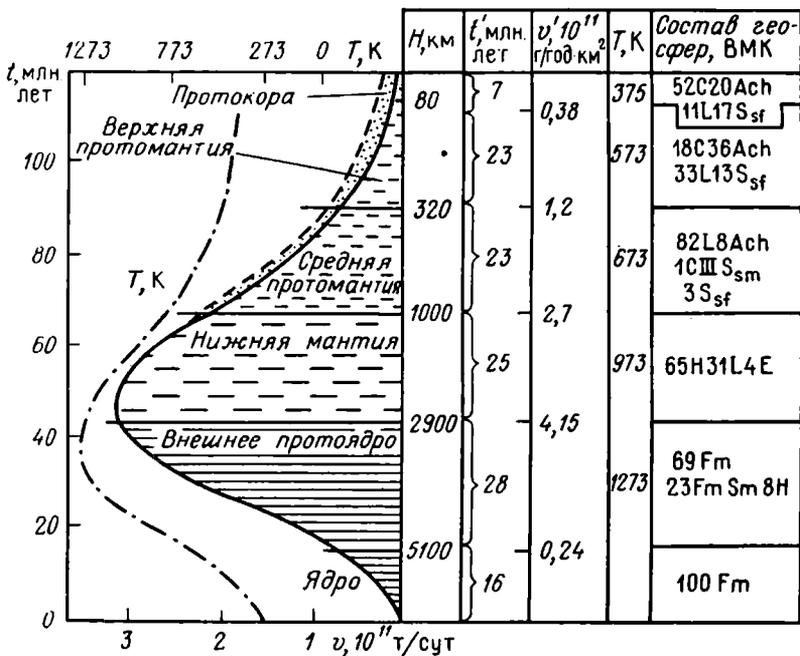


Рис. 1. Ход формирования протогеосфер Земли (по Э. В. Соботовичу).

По оси абсцисс внизу — величина скорости аккреции ( $v$ ) вверх — температура поверхности Земли в градусах Кельвина ( $T$ , К); по оси ординат — время аккреции ( $t$ ).  $H$  — глубина уровня соответствующей протогеосферы;  $t'$  — ориентировочное время ее формирования;  $v'$  — удельная скорость аккреции. Состав каждой из протогеосфер рассчитан в виртуальных метеоритных компонентах (ВМК): Ach — ахондриты; C, CIII, L, H, E — хондриты (соответственно углестые в целом, углестые 3-го типа, низкожелезистые, высокожелезистые и энстатитовые); Fm — железистые; Sm — железокремнистые, S<sub>Sf</sub> и S<sub>Вм</sub> — фельзитическая и мафическая составляющие вещества Сверхновой звезды

Наиболее детализированную модель образования Земли, исходящую из идеи гетерогенной аккреции, предложил Э. В. Соботович [107, 115]. В этой модели (рис. 1) происхождение коры (протокры) также «вписывается» в процесс аккреции как заключительная его фаза, причем допускается значительное участие в исходном материале протокры вещества Сверхновой звезды, обогащенного радиоактивными элементами. Этим, очевидно, объясняется повышенное содержание таких элементов в коре. Возникновение расплавленного внешнего ядра связано с теплоизолирующим влиянием нижней мантии в условиях общего разогрева Земли.

В настоящее время большинство специалистов, особенно геохимиков (космохимиков), являются сторонниками модели гетерогенной аккреции, однако имеются и почитатели гомогенной аккреции (А. Рингвуд и др.). По мнению А. Рингвуда [104], гипотеза гетерогенной аккреции не объясняет отсутствие ярко выраженной вертикальной зональности в химическом составе мантии, а также

наличие больших количеств легких элементов в ядре или сидерофильных и летучих элементов в мантии. В разработанном им варианте гомогенной аккреции планетезимали значительно варьировали по составу (от железных метеоритов до углистых хондритов) вследствие фракционирования при конденсации и перемешивались в процессе аккреции в результате гравитационных возмущений их орбит.

Наряду с двумя крайними точками зрения на аккрецию имеются и промежуточные варианты, в частности концепция частичногетерогенной аккреции, обсуждаемая Г. В. Войткевичем [23], О. Л. Кусковым и Н. И. Хитаровым [69]. В ней принимается, что только внутреннее ядро Земли образовалось непосредственно за счет аккумуляции металлической и сульфидно-металлической фаз протопланетного вещества. Внешнее ядро и мантия первоначально характеризовались постепенным убыванием содержания этих фаз кверху и были четко разделены лишь в ходе дальнейшей дифференциации вещества Земли, растянувшейся на длительное время. Этот взгляд представляется нам наиболее правдоподобным.

Итак, можно считать относительно твердо установленными следующие положения:

1) исходным материалом для построения Солнечной системы служила газопылевая туманность, вещество которой либо исторгнуто массивной звездой — прото-Солнцем, либо является результатом смеси межзвездного вещества начальной стадии развития нашей галактики и плазмы — продукта взрыва Сверхновой звезды;

2) охлаждение туманности плюс воздействие солнечного излучения или ударной волны, порожденной взрывом Сверхновой, привело к фракционированию и конденсации вещества туманности с возникновением разнообразных по величине (вплоть до  $n \cdot 100$  км, по В. С. Сафронову [111]) песчинок и планетезималей;

3) аккумуляция этого материала, протекавшая частично одновременно с конденсацией, а частично, возможно, и после ее завершения, привела к образованию планет, различающихся по отношению газов и твердого вещества (внешние и внутренние планеты) и по соотношению металлической (и сульфидно-металлической) и силикатной фаз;

4) расслоенность Земли на главные оболочки — внутреннее и внешнее ядро, мантию — частично возникла еще на стадии аккреции, а частично, вероятно, и по ее завершении, в процессе дифференциации новообразованной планеты. Но даже по модели гомогенной аккреции ядро не должно было возникнуть позднее чем через 0,4—0,5 млрд. лет после окончания аккреции [104], т. е. во всяком случае до начала собственно геологической истории Земли, а, скорее, значительно раньше;

5) аккреция Земли сопровождалась значительным разогревом ее недр и поверхности, особенно в случае позднего формирования ядра. Температура недр могла достигнуть 1800—2000 К или больше, а поверхности порядка от нескольких сот до 1000 К.

### 1.3. ДОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ — ЛУННАЯ ИЛИ ВЕНЕРИАНСКАЯ СТАДИЯ?

До настоящего времени в составе земной коры нам достоверно неизвестны породы с возрастом более 3,9 млрд. лет. Это означает, что довольно длительный период между окончанием формирования нашей планеты (4,6 млрд. лет) и началом ее документированной истории (3,9 млрд. лет) остается предметом умозрительных построений, основанных на общих соображениях и планетологических аналогиях. Определенное ограничение на эти умозаключения накладывает тот факт, что уже в начале следующего этапа Земля обладала силикатической корой, атмосферой и гидросферой и характер геологических процессов (эндогенных и экзогенных) принципиально не отличался от наблюдаемого в фанерозе.

А. П. Павлов первым высказал предположение, что в этот период своего развития земной ландшафт напоминал современный лунный, поскольку Земля была еще лишена атмосферы, подвергалась интенсивной метеоритной бомбардировке, была покрыта многочисленными кратерами и ее поверхность имела вид безжизненной пустыни. Это представление было затем развито М. В. Муратовым и особенно Е. В. Павловским и М. З. Глуховским [95]. Оно получило ряд подтверждений. Во-первых, было установлено, что Луна действительно испытала именно в период 4,2—3,8 млрд. лет назад интенсивную метеоритную бомбардировку с образованием многочисленных крупных кратеров. Во-вторых, съемка из космоса позволила обнаружить на поверхности докембрийских щитов, в частности на Алданском и Канадском щитах, большое число кольцевых структур, которые сторонники лунной стадии не преминули объяснить как результат метеоритной бомбардировки. Правда, полной уверенности в древности этих образований не существует, поскольку возраст слагающих их пород надежно не установлен, и во всяком случае для них неизвестны датировки более 2,8 млрд. лет.

В последние годы в связи с началом изучения Венеры, по всем данным наиболее близкой Земле по размерам и особенностям развития планеты Солнечной системы, был выдвинут альтернативный взгляд на характер наиболее ранней стадии истории Земли, исходящий из аналогии не с Луной, а с Венерой. Это означает, что Земля должна была быть окутана плотной и мощной бескислородной атмосферой (в составе атмосферы Венеры абсолютно господствует углекислый газ), что ее поверхность должна была обладать высокой температурой, порядка 500 °С и давление на эту поверхность могло существенно превышать современное. Подобная точка зрения высказана, в частности, В. И. Шульдинером [135], который исходил из необходимости объяснить появление пород гранулитовой фации метаморфизма, требующих для своего образования высоких температур и давлений уже в раннем архее, в условиях еще тонкой коры. По его мнению, это следует из воз-

возможного существования высоких температур в несколько сот (300±100) градусов и давлений в 15 МПа уже на поверхности Земли. Хотя эта предпосылка, как мы увидим ниже, довольно спорная, «венерианская» модель все же представляется не менее, а, возможно, даже более вероятной, чем «лунная» для самой ранней стадии развития Земли, поскольку дегазация нашей планеты на этой стадии, особенно под влиянием метеоритной бомбардировки должна была протекать весьма энергично, а размеры Земли, не в пример Луне, позволяли ей удержать продукты этой дегазации, включая водяные пары.

Независимо от принимаемой модели, остается в силе заключение об интенсивной метеоритной бомбардировке в интервале 4,2—3,8 млрд. лет назад, следы которой зафиксированы и на Венере. Геологические последствия этой бомбардировки, как указывали уже А. Гудвин [103], В. Л. Барсуков [5] и другие, могли быть очень велики. Она могла способствовать в условиях еще значительно разогретой и обогащенной летучими верхней мантии, образованию крупных очагов ее плавления — целых магматических бассейнов. Продуктами этого плавления могли быть базальты либо андезитобазальты, заливавшие впадины типа лунных морей, а в основании базальтовых покровов могли кристаллизоваться апортозиты, подобные породам лунных материков. Так могла образоваться первичная кора Земли, реликты которой, однако, пока не обнаружены и, возможно, не сохранились, если не считать ксенолитов в древнейших гнейсах, в частности шт. Миннесота (США) (см. гл. 2.1.1).

## Глава 2

### КАТАРХЕЙ: ДРЕВНЕЙШАЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА ЗЕМЛИ, ПРОБЛЕМА ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Рассматривая ранние этапы развития Земли, мы сталкиваемся с тем затруднением, что как в принятой у нас геохронологической шкале докембрия, так и в международной практике наиболее древним «твердым» рубежом является граница протерозоя и архея, зафиксированная решением Уфимского совещания на уровне 2,6 млрд. лет. Все, что древнее этого рубежа, обозначено археем. Между тем, по крайней мере в нашей литературе, в интервале 2,6—4 млрд. лет обычно различают три подразделения: поздний архей, ранний архей и катархей. Возрастные рубежи между этими подразделениями понимаются, однако, по-разному, и именно поэтому сами подразделения остаются неузаконенными. Не обойтись без них при анализе событий столь огромного, полутора-миллиардного отрезка истории Земли невозможно и приходится ими пользоваться, сознавая некоторую неопределенность и условность этих понятий. В настоящей работе мы рассматриваем

катархей в интервале 4—3 млрд. лет, ранний архей — 3,5—3 млрд. лет и поздний архей — 3—2,6 млрд. лет. В зарубежной литературе первый интервал обычно именуется ранним, а второй — средним археем.

Когда в 50-е годы нашего века в связи с первыми успехами радиогеохронометрии начались поиски древнейших на Земле пород, внимание было прежде всего привлечено к архейским зеленокаменным поясам, поскольку казалось естественным предположение, что древнейшая кора Земли имеет базальтовый состав. Зеленокаменные пояса стали рассматриваться как ядра кристаллизации первичной земной коры, химическое выветривание, размыв и метаморфизм продуктов размыва которых дал начало сиалической коре (М. Вилсон, Е. В. Павловский, М. С. Марков). Это предположение, казалось бы, подтверждалось материалами по Канаде, Южной Африке и Индии, где граниты и гнейсы, образующие вместе с зеленокаменными поясами области, впоследствии получившие название гранито-зеленокаменных, давали более молодые значения возраста, чем породы зеленокаменных поясов. Однако уже в 60-е годы стали высказываться сомнения (Л. И. Салоп, Е. М. Лазыко) в универсальности такого вывода, в частности в отношении Индии, а также Канады. В начале 70-х годов на канадском материале возникло представление о «серых гнейсах» как о породах, повсеместно составляющих фундамент зеленокаменных поясов. В дальнейшем аналоги серых гнейсов Канадского щита были обнаружены на многих древних щитах континентов и именно для них получены древнейшие радиометрические датировки в 3,5—3,8 млрд. лет. Так сложилось господствующее сейчас в литературе мнение о том, что древнейшей корой Земли является именно комплекс «серых гнейсов», т. е., что эта кора имеет сиалический, хотя и не вполне гранитный (имеются в виду нормальные, калиево-натриевые граниты) состав. Правда, часть исследователей, особенно в нашей стране, считает древнейшими породами не «серые гнейсы», обычно метаморфизованные не выше амфиболитовой фации, а гранулиты, в отдельных случаях дающие близкие значения радиометрического возраста. Для некоторых зеленокаменных поясов (например, пояс Исуа в Гренландии, пояса массива Пилбара в Австралии — см. 2.1.1.3) также установлен катархейский возраст, что усложняет проблему выявления древнейшей коры. Приходится считаться с тем обстоятельством, что в большинстве регионов древнейшими образованиями являются именно «серые гнейсы», поэтому мы посвятили наш обзор катархейских пород главным образом распространению комплексов этого типа. Но мы остановимся также на их возможных высокометаморфизованных и меланократовых возрастных аналогах.

Но прежде всего, что такое «серые гнейсы»? Судя по опубликованным данным, это весьма общее понятие. Характерными чертами входящих в них образований помимо чисто внешних признаков (серый цвет и гнейсовидность) являются состав, отвечающий в среднем андезиту, дациту, тоналиту, трондъемиту, пла-

гнोगраниту, явное преобладание натрия над калием, низкое содержание Rb, U, Th, Ti, F, Zr, Nb, Ba, В и обогащенность Ni, Cr, V по сравнению с нормальными гранитоидами, очень низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,699—0,701). По своему происхождению породы комплекса — это интрузивные, эффузивные, пирокластические, иногда также осадочные образования. Нередко главным критерием отнесения их к комплексу «серых гнейсов» служит то обстоятельство, что они слагают фундамент зеленокаменных поясов или что их возраст превышает 3,2—3,3 млрд. лет.

## 2.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

Наши региональные обзоры будут начинаться изложением данных по северному ряду кратонов — от Северо-Американского до Китайско-Корейского и затем по южному ряду — от Южно-Американского до Австралийского и Антарктического.

### 2.1.1. Северо-Американский кратон

В пределах этого кратона комплекс «серых гнейсов» установлен в трех регионах: в провинции оз. Верхнего (Канадский щит), на востоке п-ова Лабрадор и юго-западе Гренландии.

**2.1.1.1. Провинция оз. Верхнего.** Основной район развития надежно датированных древнейших пород находится в крайней юго-западной части провинции, преимущественно в шт. Миннесота (США). Здесь эти породы представлены ортогнейсами тоналит-трондхемитового состава с включениями амфиболитов и пироксеновых гранулитов, которые могут рассматриваться как реликты более древних зеленокаменных поясов. Возраст гнейсов, определенный Rb-Sr методом по породе и U-Pb методом по циркону, 3,7—3,5 млрд. лет. Породы метаморфизованы в амфиболитовой и частично в гранулитовой фации.

Помимо этого района в рассматриваемой провинции известны еще два района развития гранулитов, которые могут быть древнее, чем основная часть ее зеленокаменных поясов. Один из них находится на северо-западе провинции, близ отделяющего ее от смежной раннепротерозойской провинции Черчилл зоны разломов Нелсон-Ривер-Томпсон. Возраст пород превышает 3 млрд. лет. Другой, более обширный район расположен на северо-востоке, на п-ове Унгава; здесь обнаружен ряд крупных выходов гранулитов. Такие выходы имеются и в центральной части провинции.

**2.1.1.2. Восточный Лабрадор\*** Большая часть п-ова Лабрадор относится к раннепротерозойской провинции Черчилл (Канадский щит), но вдоль восточного побережья полуострова давно выявлена протяженная, но узкая (до 100 км) полоса архейских гнейсов, которая была выделена в провинцию Нейн. Определение радиометрического возраста этих пород показало, что они являются

\* По К. Коллерсону, К. Джессо и Д. Бриджуотеру [103].

аналогом древнейших образований противоположного побережья Юго-Западной Гренландии. Основная роль в сложении архейского комплекса принадлежит здесь ортогнейсам Уйвак, достаточно типичным «серым гнейсам» кварц-полевошпатового тоналитового состава с включениями метаосадочных и метабазитовых эффузивных пород. Изохронный возраст этих гнейсов по породе в целом, определенный Rb-Sr методом в  $3622 \pm 72$  млн. лет, при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7014$ . Помимо этих гнейсов (Уйвак I) здесь известны порфириовидные гранодиоритовые гнейсы (Уйвак II); те и другие прорваны амфиболитовыми дайками Саглек. Более молодыми являются супракрystalльные породы Уперनावик, метаосадочные, от пелитов до кварцитов и мраморов, а также метазверженные — амфиболиты, линзы ультрамафитов и расслоенные тела основного состава. Еще моложе кварц-полевошпатовые гнейсы с возрастом  $3133 \pm 156$  млн. лет при отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7063$ , которые считают продуктом ремобилизации гнейсов Уйвак. Весь комплекс интенсивно деформирован, вплоть до образования пологих надвигов, возможно даже шарьяжей. Уже после деформаций и метаморфизма амфиболитовой (местами до гранулитовой) фации произошло внедрение анортозитов, а затем реактивация гнейсов Уйвак и повторный гранулитовый метаморфизм. На юге провинции в архейские гнейсы вложены синформы амфиболитов (по метавулканитам), линзы ультрамафитов и метаосадочных пород; это, очевидно, аналоги зеленокаменных поясов. Наиболее поздними допротерозойскими событиями явились интрузии гранитов и пегматитов по поверхностям надвигов и внедрение диабазовых даек.

Геологический разрез Восточного Лабрадора и ход эволюции этого района в катархее в общих чертах соответствует установленному для Юго-Западной Гренландии, подтверждая структурное единство этих частей Северо-Американского кратона в прошлом, до образования в конце мела впадины Лабрадорского моря.

**2.1.1.3. Юго-Западная Гренландия\*.** Архейские породы обнажаются на западном побережье Гренландии в полосе протяженностью около 600 км и шириной около 200 км (рис. 2). На востоке они скрываются подо льдами и снова появляются на восточном побережье. Лучше всего они изучены на западе, в районе г. Готхоба и Готхоб-фьорда, где привлекли к себе особое внимание со времени установления здесь в их составе древнейших супракрystalльных пород комплекса Исуа. Эти породы образуют оболочку гнейсового купола, сложенного гнейсами Амитсок, на которые они, видимо, были тектонически наложены и, в свою очередь, окружены выходами таких же гнейсов. В состав комплекса Исуа входят следующие породы: 1) амфиболиты, судя по реликтам пиллоу-структур, образовавшиеся по основным вулканитам (наиболее распространенные разновидности); 2) кремнистые и карбонатсодержащие биотит-мусковитовые сланцы с прослоями, состоящими

\* По Дж. Майерсу и Я. Аллорту [103].

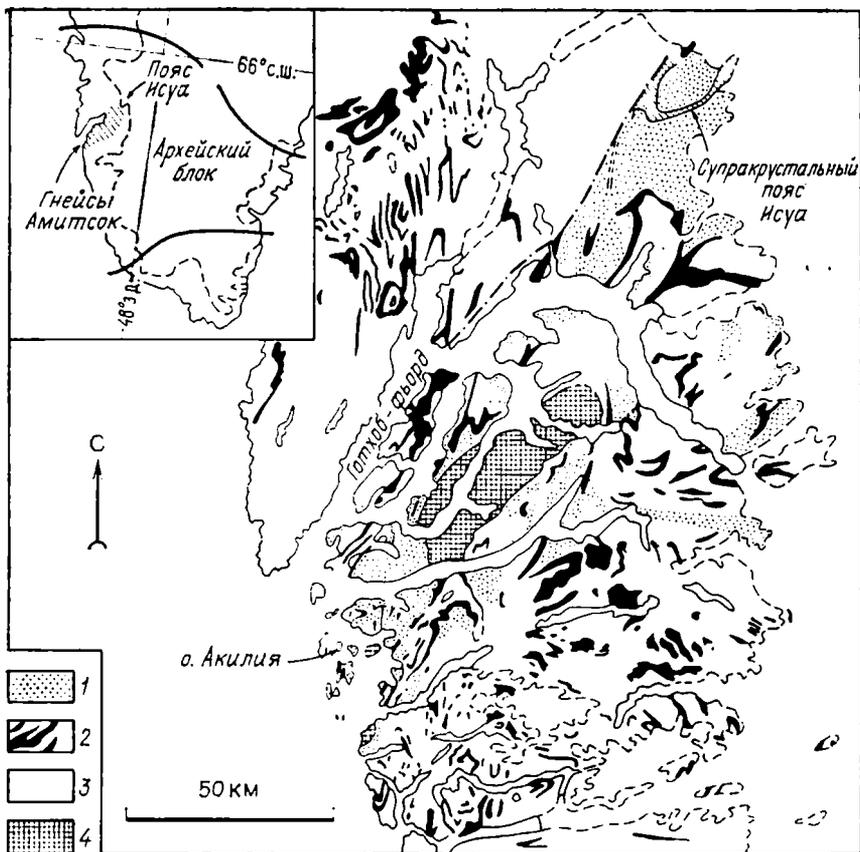


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района от супракрустального пояса Исуа до о-ва Акилия на юго-западе Гренландии (по Г. Баадгарду и др.).

1 — гнейсы Амйтсок; 2 — супракрустальные породы Малене, их эквиваленты и анортозиты; 3 — позднеархейские гнейсы Нук; 4 — граниты Коркут

из обломков (?) метариолитов; 3) полосчатые железистые кварциты; 4) внутриформационные конгломераты с гальками кварцитов; 5) карбонатно-кремнистые и карбонатные породы; 6) метапелитовые породы. Метаморфизм комплекса в основном амфиболитовой фации низких давлений. Rb-Sr изохронный возраст железистых кварцитов определен в  $3760 \pm 70$  млн. лет. Тектонически контактирующие с породами Исуа гнейсы Амйтсок имеют кварц-полевошпатовый известково-щелочной состав и Rb-Sr изохронный возраст по породе в целом 3,65—3,55 млрд. лет, фактически очень близкий к возрасту комплекса Исуа. Тем не менее их обычно считают несколько моложе, хотя и допускают, что часть гнейсов может быть и более древней. Определения Pb-Pb, U-Pb и Sm-Nd методами дали для комплекса Исуа и гнейсов Амйтсок датировки в 3,8—3,7 млрд. лет, подтверждая их древнейший возраст [138].

Комплекс Исуа и гнейсы Амитсок секутся дайками метадолеритов Амералик. В районе распространены также гнейсы, петрографически и геохимически сходные с гнейсами Амитсок, но в отличие от последних не заключающие долеритовых даек; они были названы гнейсами Нук. Их Rb-Sr изохронный возраст действительно оказался значительно более молодым:  $3040 \pm 50$  млн. лет. Промежуточное место между дайками Амералик и гнейсами Нук отводится еще супракрустальной амфиболитовой толще Малене с прослоями кварцевых парагнейсов (отношение которой к дайковой серии является, впрочем, спорным — она может быть и древнее) и пластовым, стратиморфным интрузиям анортозитов.

Структура архейского комплекса Юго-Западной Гренландии характеризуется большой сложностью, вплоть до развития шарьяжей. Это является следствием длительной и сложной истории деформаций и метаморфизма, начавшейся еще в период возникновения гнейсов Амитсок (3,75 млрд. лет назад) и закончившейся 2,85 млрд. лет назад перед внедрением гранитов Коркут (2,53—2,59 млрд. лет).

Итак, в Гренландии мы видим сложное сочетание двух типов катархейских образований: с одной стороны, типичных «серых гнейсов» (Амитсок) и, с другой, пород, характерных для зеленокаменных поясов (Исуа, Акилия, Малене). Их возрастные соотношения еще не вполне ясны, но последние скорее древнее первых.

### 2.1.2. Восточно-Европейский кратон

Образования типа «серых гнейсов» к настоящему времени выявлены на обоих щитах этого кратона — Балтийском и Украинском; делаются попытки их выделения по данным бурения и в погребенных выступах фундамента Русской плиты.

**2.1.2.1. Балтийский щит\*.** Выходы комплекса, сопоставимого с серогнейсовым, известны в основном в восточной, более древней части щита — на Кольском полуострове (Мурманский блок, центральная часть Кольского блока), в Карелии, включая южное Беломорье, и на востоке Финляндии. «Серые гнейсы» образуют здесь, очевидно, фундамент многочисленных зеленокаменных поясов, но стратиграфические контакты с последними нигде не обнажены. Породы комплекса слагают типичную вулканоплутоническую ассоциацию. На Кольском полуострове она представлена метагранодиорит-порфирами, метапорфиритами и гнейсами по ним, а также гранитоидами, имеющими с этими породами интрузивные контакты. Среди вулканитов преобладают андезитобазальты, андезиты, реже встречаются базальты и дациты. Интрузивы отвечают кварцевым диоритам, тоналитам, плагиогранитам, гранодиоритам, относящимся к натриевому ряду нормальной щелоч-

\* По И. В. Белькову, И. Д. Батиевой, В. Р. Ветрину [44].

ности. В Карелии данный комплекс сложен гнейсовидными плагиогранитами, на западе — двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами, в Беломорье — тоналитами с реликтовыми гранулитовыми ассоциациями. В Финляндии древнейшими породами являются «кантаграниты» — плагиограниты, трондземиты и более основные породы типичной натриевои серии. Все эти породы выделяются на Балтийском щите в купольных структурах преимущественно северо-восточного или меридионального простираения. Радиометрический возраст древнейших гранитоидов и вулканитов Кольского полуострова, определенный изохронным U-Pb методом, составляет  $3130 \pm 100$  (250) млн. лет, а Sm-Nd методом по апатиту примерно 3,2 млрд. лет.

**2.1.2.2. Украинский щит\*.** Наиболее древними породами этого щита оказались породы аульской серии Среднеприднепровского блока, минимальный изохронный возраст которых, определенный U-Pb методом по циркону из ультрабазитов, составляет  $3700 \pm \pm 200$  млн. лет. В составе этой серии выделяются две формации: нижняя (кристаллосланцево-гнейсовая), состоящая из биотит-роговообманковых плагиогнейсов, роговообманковых сланцев и амфиболитов, и верхняя (кристаллосланцево-амфиболитовая), сложенная биотит-роговообманковыми и роговообманковыми сланцами и амфиболитами. Достаточно очевиден осадочновулканический генезис этих пород. Кроме них в составе серии присутствуют пачки железистых и глиноземистых пород, тела метабазитов и метаультрабазитов и секущие интрузии тоналитов. Неполная мощность серии (подошва неизвестна) оценивается в 5 км. Метаморфизм отвечает высокотемпературной амфиболитовой и низкотемпературной гранулитовой фациям.

Аульская серия соседствует в Среднеприднепровском блоке с конкско-верховцевской серией, относящейся к типичным зеленокаменным сериям архея. Стратиграфические контакты между ними не установлены, поскольку аульская серия известна лишь в виде реликтов среди полей архейских гранитоидов или в тектонических блоках в Орехово-Павлоградской зоне разломов. Но изотопные данные по конкско-верховцевской серии указывают на ее более молодой возраст (см. 3.1.2.2).

В Бугском блоке (западная часть Украинского щита) выступает метаморфизованная в гранулитовой фации умеренных давлений днестровско-бугская серия, образованная двупироксеновыми кристаллическими сланцами и биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами со сложными пластовыми телами эндрбитов. Некоторые исследователи (Е. М. Лазыко и др.) считают этот гранулитовый комплекс древнейшим на щите, древнее аульской серии. Но радиометрические данные (U-Pb датирование по гетерогенным цирконам из эндрбитов) определяют возраст метаморфизма как позднеархейский ( $2750 \pm 50$  млн. лет), хотя интерпретация аналогич-

\* По Г. И. Каляеву (личное сообщение).

ных датировок для дометаморфических цирконов позволяет считать, что возраст этих пород древнее 3 млрд. лет и параллелизовать данную серию с конкско-верховцевской (Н. П. Щербак и др.). Очевидно, не исключено и ее сопоставление с аульской.

### 2.1.3. Сибирский кратон

К аналогам катархейского «серогнейсового» комплекса в этом кратоне условно можно отнести выделенный относительно недавно [58] комплекс основания Алданского щита, подстилающий известную иенгскую серию и выступающий в центральной части щита, в частности в Алдано-Тимптонском мегакуполе [46]. В состав этого комплекса исследователи включают довольно разнообразные образования: гранитогнейсы, образованные по метавулканитам или ортогнейсам; эндрбиты и чарнокиты, слагающие ядра куполов; амфиболиты, основные и ультраосновные кристаллические сланцы пироксен-биотитовые плагиогнейсы. Рb-Рb методом термоионной эмиссии по циркону первой генерации возраст этих пород определен более чем в 3,3 млрд. лет [46]. Аналогичные датировки получены для сходных образований в составе Омолонского срединного массива Верхояно-Колымской позднезозойской складчатой области, вероятно, представляющего отторженец Сибирского кратона — микроконтинент. Соответствующие породы представлены гиперстеновыми, амфибол-биотитовыми, биотитовыми плагиогнейсами, переслаивающимися с двухпироксеновыми кристаллическими сланцами и глиноземистыми гнейсами. Е. В. Бибиковой [27] по циркону первой генерации в пробе плагиогнейса U-Рb методом была получена датировка  $3400 \pm 150$  млн. лет, а второй генерации — около 2,8 млрд. лет. Вторая эпоха рассматривается как эпоха гранулитового метаморфизма. Присутствие пород того же древнейшего возраста предполагается и в низах разреза другого массива Верхояно-Колымской области — Охотского.

Еще одним обнаженным районом периферии Сибирского кратона, где имеются серьезные основания предполагать присутствие «серогнейсового» комплекса, является Канская глыба (юг Енисейского кряжа). Гиперстен-гранатовые гнейсы тоналитового состава и чарнокиты дали возраст  $4100 \pm 170$  млн. лет (Рb-Рb метод) и 4050 млн. лет (U-Рb метод) по циркону [89]. Породы эти выступают в ядрах куполов.

И, наконец, высказано предположение [44] о принадлежности к интересующему нас комплексу глубокометаморфизованных пород Анабарского массива: гиперстеновых плагиогнейсов («эндрбитоидов», по О. М. Розену), основных двухпироксеновых кристаллических сланцев, гранатовых гнейсов с прослоями мраморов, кальцифиров, магнетитовых кварцитов и гиперстеновых гранитов (чарнокитов); встречаются линзы метагипербазитов. Наблюдается диафторез амфиболитовой фации. По мнению Д. И. Мусатова, «серогнейсовому» комплексу отвечают лишь плагиогнейсы

и эндербитоиды, слагающие купольные структуры, а в центральной части массива развиты зеленокаменные пояса более молодого возраста.

#### 2.1.4. Китайско-Корейский кратон

До последнего времени на площади этого кратона сложно было отличить катархейские образования от нижнеархейских, поскольку все породы древнее 3 млрд. лет объединялись в одну группу Цзянси (Жинин), приуроченную в основном к простирающемуся вдоль северного края кратона Внутренне-Монгольскому гранулитовому поясу, продолжающемуся на восток в северную часть провинции Хэбэй и восточную — провинции Ляонин. Породы этой группы — плагиоклазовые пироксениты, двупироксеновые плагиогнейсы, гиперстеновые гранулиты, тоналитовые гнейсы, гранатовые и силлиманитовые гнейсы, железистые кварциты с подчиненными прослоями мраморов и кварцитов интерпретируются как островодужная толеитовая и известково-щелочная серия от базальтов до дацитов с граувакками и хемогенными осадками. Комплекс интенсивно мигматизирован и гранитизирован; среди гранитоидов распространены, в частности, чарнокиты. Недавно к востоку от Пекина по породам этого комплекса (гранулиты, оливиновые пироксениты, слюдяно-роговообманковые гнейсы и чарнокиты) получена датировка  $3670 \pm 230$  млн. лет (Rb-Sr метод, с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7010$ ). Эта цифра доказывает несомненное существование катархейского «серогнейсового» комплекса в составе фундамента Китайско-Корейского кратона.

#### 2.1.5. Южно-Американский кратон

Этот кратон широтной депрессней долины р. Амазонки, заполненной фанерозойским чехлом, разделяется на два крупных докембрийских щита — Гвианский и Бразильский (в составе последнего часто различают Центрально- и Восточно-Бразильский щиты). Катархейские образования присутствуют, очевидно, в пределах обоих щитов, но пока слабо изучены и выделяются с разной степенью достоверности.

**2.1.5.1. Гвианский щит.** Наиболее достоверным аналогом «серогнейсового» комплекса в пределах щита является выступающий на крайнем севере, в восточной части Венесуэлы по правобережью р. Ориноко комплекс Иматака, известный своими богатymi залежами железных руд. Для этого комплекса в районе р. Карони определен радиометрический возраст становления более 3,4 млрд. лет, с повторным метаморфизмом на рубежах 2,7 млрд. лет (поздний архей) и около 2 млрд. лет (ранний протерозой). Принято считать, что гранулитовый метаморфизм комплекса приурочен к последней датировке; иначе говоря, комплекс Иматака относится по этому признаку к раннепротерозойским гранулитовым поясам типа Станового (см. 4.1.3). В состав ком-

плекса Иматака в настоящее время входят кислые, средние и в подчиненном количестве ультрамафические гранулиты, основные гнейсы, парагнейсы, амфиболиты, железорудные породы, доломитовые мраморы и анортозиты. Кислые гранулиты и встречающиеся гнейсы амфиболитовой фации произошли за счет кислых, преимущественно известково-щелочных магматических пород континентального типа.

**2.1.5.2. Бразильский щит.** Этот щит, как и Гвианский, пока все еще плохо изучен. Предположительно «серогнейсовый» комплекс здесь может иметь достаточно большое распространение, но к настоящему времени наиболее уверенно к этому комплексу относят образования, выступающие на поверхности срединного массива Гояс, между двумя ветвями центральнобразильских байкалид, в пределах одноименного штата и западной части шт. Минас-Жерайс [192]. Эти образования служат фундаментом архейских зеленокаменных поясов (см. 3.1.5.2) и уже дали датировки до 3,2 млрд. лет (Rb-Sr метод) по гнейсам и 2,9—2,8 млрд. лет (тот же метод) по гранитам при отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,701$ .

По петрографическому составу рассматриваемые породы представляют собой довольно монотонные биотитовые, реже рогово-обманковые кварц-полевошпатовые ортогнейсы тоналитового или гранодиоритового происхождения. Метаморфизм верхней амфиболитовой, местами гранулитовой ступени. В подчиненном количестве встречаются полосчатые парагнейсы, кварциты, джеспилиты, глиноземистые сланцы и гнейсы, амфиболиты, а также линзы и прослои измененных пироксенитов и перидотитов. Комплекс вмещает плутоны гранитоидов (см. приведенные выше датировки), которые частично также древнее, а частично моложе зеленокаменных поясов. Катархейский гранитогнейсовый комплекс надвинут с востока на комплекс ультрамафитов и мафитов, метаморфизованных в гранулитовой фации. Последний состоит (снизу вверх) из перидотитов, полосчатого чередования перидотитов, и норитов. Возраст этих пород не установлен, по косвенным данным считается архейским. Присутствие катархейских образований доказано также в северо-восточной части протократона Сан-Франсиску, где в полосе меридионального простирания на  $40^\circ$  з. д. установлен ряд выходов пород, для которых получены датировки 3,4—3,5 млрд. лет. Это, в частности, чарнокиты района Мутуипе — 3,5 млрд. лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7015$ ) и тоналитовые гранодиориты района Бона-Виста —  $3433 \pm 61$  млн. лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7006$ ). Возраст около 3,1—3,16 млрд. лет определен для гранитоидов еще четырех пунктов в шт. Баия. По петрохимическим признакам им близки породы Железорудного четырехугольника в шт. Минас-Жерайс, на крайнем юге протократона Сан-Франсиску.

Породы с возрастом до 3,2—3,4 млрд. лет присутствуют и в составе древнейшего комплекса Шингу Центрально-Бразильского (Гуапоре) протократона, сильно переработанного в трансамазонскую эпоху (около 2 млрд. лет).

## 2.1.6. Африканский кратон

В этом кратоне катархейские образования наиболее надежно выделены на юге — в Свазиленде, Зимбабве и на о. Мадагаскар.

**2.1.6.1. Свазиленд (Каапваальский эократон).** Здесь к катархейю можно отнести древний гнейсовый комплекс, являющийся вероятным фундаментом зеленокаменных поясов. Его возраст определен в 3,55 млрд. лет Rb-Sr методом и 3,42 млрд. лет Sm-Nd методом. Между тем для нижних вулканитов пояса Барбертон получен Sm-Nd возраст  $3540 \pm 30$  млн. лет, т. е. значимых различий, по существу, нет.

Древний гнейсовый комплекс Свазиленда включает бимодальную ассоциацию тоналитовых и трондъемитовых биотит-рогово-обманковых кварц-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов, кварц-полевошпатовые парагнейсы, metabазальты от толентового до коматитового состава и в весьма подчиненном количестве метасадочные породы (кварциты, джеспилиты, мраморы).

**2.1.6.2. Эократон Зимбабве.** В этом эократоне выделяют древние гнейсы, слагающие основание зеленокаменных поясов и имеющие возраст до 3,5—3,6 млрд. лет. В районе Шуругви (Селукве) установлено налегание пород наиболее древней (себаквийской) генерации зеленокаменных поясов (см. 3.1.6.2) на гранитогнейсы и мигматиты, содержащие включения ультраосновных пород, претерпевших гранулитовый метаморфизм. Гранитогнейсовый комплекс интродуцирован пегматитом с K-Ar возрастом  $3480 \pm 70$  млн. лет по мусковиту. Несогласное налегание себаквия на тоналитовые гнейсы с Rb-Sr возрастом  $3570 \pm 120$  млн. лет отмечено и в районе Звиславне (Шабани), а в районе Машабы возраст гнейсов определен около 3,6 млрд. лет Rb-Sr методом.

В протягивающемся между кратонами Зимбабве и Каапваальским подвижным поясе Лимпопо наиболее древними породами являются гнейсы Сэнд-Ривер с возрастом 3,79 млрд. лет, определенным Rb-Sr и U-Th-Pb методами по породе в целом и по цирконам. По мнению Дж. Бартона, эти гнейсы могли образоваться по грауваккам, возникшим за счет размыва островной дуги или вулканоплутонического пояса.

**2.1.6.3. Мадагаскар\*.** На о. Мадагаскар древнейший комплекс наиболее уверенно выделяется на севере, в массивах Мазура и Антонжиль, где для него определен возраст более 3,28 млрд. лет. Он представлен плагиогранит-гранодиорит-тоналитовыми гнейсами и плагиомигматитами, несогласно перекрытыми меланократовыми и высокоглиноземистыми парагнейсами. Аналоги нижнего комплекса выступают также в центре и на юге Мадагаскара, где его разрез надстраивается «системой» Андруй с преобладанием лептинитов, с которыми местами ассоциируются известково-магнезиальные и высокоглиноземистые парагнейсы, ортоамфиболиты и

---

\* По В. Е. Забродину (материал к объяснительной записке к Международной тектонической карте Мира).

кварциты. Эта «система» вмещает плутоны калиевых (!) гранитов с возрастом 3,02 млрд. лет.

Помимо Южной Африки присутствие «серогнейсового» основания можно предполагать и в ряде районов Центральной и Западной Африки. Это Западно-Нильский массив с чарнокитами, датированными 3605 млн. лет, галенитами Гангу — 3,38 млрд. лет и гнейсами Бому — 3,31 млрд. лет. Древнее основание выходит на поверхность, вероятно, и в Леоно-Либерийском массиве, где, однако, не получены датировки древнее 3,1 млрд. лет. Севернее, в отроге Ин-Уззал Ахаггарского массива известны чарнокиты с Rb-Sr возрастом 3,5—3,1 млрд. лет, а в Регибатском массиве — гнейсы Галламан с возрастом  $3270 \pm 347$  млн. лет [173]. Все эти цифры, однако, подлежат уточнению, как и данные относительно состава и распространения соответствующих пород.

### 2.1.7. Индостанский кратон

Наиболее древними породами Индостана, по данным радиометрии (Sm-Nd изохрона по породе в целом), являются тоналитовые гнейсы, обнаженные в ядре Сингбумского купола на северо-востоке Южно-Индийского щита —  $3775 \pm 89$  млн. лет. Их Rb-Sr возраст  $3200 \pm 85$  млн. лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7018$ ) и  $3180 \pm 54$  млн. лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$ ). Гнейсы Сингбума содержат включения основных, известково-магнезиальных и метапелитовых пород, выделенных в «древнюю метаморфическую группу».

Древние породы широко распространены, очевидно, в южном районе щита (шт. Карнатака). Здесь известны тоналитовые-трондьемитовые гнейсы Горур-Хассан, для которых получены следующие возрасты:  $3315 \pm 54$  млн. лет — Rb-Sr изохронный метод по породе ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7006$ ),  $3305 \pm 13$  млн. лет Pb-Pb изохронный метод,  $3358$  млн. лет и, наконец,  $3800$  млн. лет — U-Pb метод по циркону. Гнейсы Хорур-Гассан содержат включения метавулканогенно-осадочных пород разного масштаба, вплоть до картируемых зеленокаменных поясов. В последних, выделяемых в группу Саргур, развиты коматииты, базальты, джеспилиты, кремни, кварциты, слюдяные сланцы, мраморы, а также тела дунитов и анортозитов. Гнейсы дают с ними отчетливые интрузивные контакты. Вместе с тем некоторые авторы допускают, что эти интрузивные соотношения являются вторичными — результатом ремобилизации досаргурского гнейсового основания 3,0—2,9 млрд. лет назад. Как те, так и другие гнейсы (если принять это толкование) входят в широко развитый на юге Индии комплекс полуостровных гнейсов.

Полуостровные гнейсы на крайнем юге Индостана и на о-ве Шри-Ланка переходят из амфиболитовой в гранулитовую фацию. На о. Шри-Ланка [267] им отвечает комплекс Виджаян, состоящий из биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и мигматитов, гранитогнейсов, гранитов и чарнокитов с отдельными пачками метаосадочных пород. Возраст гранулитового (и высоко-

температурного амфиболитового) метаморфизма на юге Индии определяется в 2,6 млрд. лет — конец архея. До этого на рубеже 3,0—2,9 млрд. лет эти породы были метаморфизованы в амфиболитовой фации [286].

### 2.1.8. Австралийский кратон

Докембрий Австралии отличается достаточно высокой степенью радиогеохронологической изученности (см. обзор Р. Пейджа и др. [27]). По имеющимся данным, присутствие катархейского комплекса — аналога «серогнейсового» может предполагаться в Западной Австралии, в составе блоков Пилбара и Йилгарн.

**2.1.8.1. Блок Пилбара** представляет собой огромный купол, состоящий из семейства гранитогнейсовых куполов (овоидов), окаймленных и разделенных зеленокаменными поясами. В ядрах этих куполов выступают гнейсы с метавулканическими включениями (указание на более древнюю базальтоидную кору), вмещающие интрузивные тела тоналитов, гранодиоритов и гранитов. Возраст гнейсов, определенный разными методами, составляет около 3,5 млрд. лет, что примерно совпадает с датировкой наиболее древних вулканитов зеленокаменных поясов ( $3560 \pm 30$  млн. лет). Время внедрения гранитов (тоналитов, гранодиоритов) от 3,5 до 2,85 млрд. лет с кульминацией между 3,3 и 2,95 млрд. лет, что совпадает с возрастом метаморфизма (амфиболитовой фации) и деформаций, приведших к становлению современной внутренней структуры блока Пилбара.

**2.1.8.2. Блок Йилгарн.** Этот блок крупнейший в составе фундамента Австралийского кратона. Он содержит в своей западной части гнейсовый комплекс, один из древнейших на Земле. Его слагают биотитовые адамеллитовые гнейсы с Sm-Nd возрастом 3,63 млрд. лет, прослоенные косо- и градационнослоистыми кварцитами с пластами конгломератов. В кварцитах на горе Харриер были обнаружены обломочные цирконы с конкордантными U-Pb датировками в 4,1—4,2 (!) млрд. лет \*. Гнейсы и кварциты интродированы гранитогнейсами с возрастом 3,51 млрд. лет. Возраст деформаций и гранулитового метаморфизма данного комплекса оценивается Rb-Sr методом по породе в  $3348 \pm 43$  млн. лет, а в наложенных тектонотермальных процессах в 2,6 млрд. лет [268]. Западный гнейсовый комплекс рассматривается как фундамент, на котором в позднем архее развивались зеленокаменные пояса (см. 3.1.8.2).

### 2.1.9. Антарктический кратон

Древнейшие породы в составе Антарктического кратона были выявлены и изучены советскими геологами [33] в районе Земли Эндерби и гор Принс-Чарльз. Они выделены М. Г. Равичем и

\* Эти данные не подтвердились последующими исследованиями. Наиболее вероятный возраст этих цирконов — 3,75—3,6 млрд. лет [295].

Е. Н. Каменевым в два комплекса — нейпирский и рейнерский. Второй, вероятно, представляет продукт некоторой переработки первого. Нейпирский комплекс сложен эндербитами, мезопертитовыми гранитогнейсами, принадлежащими наиболее высоко-температурной субфации гранулитовой фации относительно низкого давления. Для этого комплекса была получена свинцово-изохронная датировка в  $4000 \pm 200$  млн. лет, которая не получила общего признания. Последующее датирование чарнокитов, лейконоритов и габбро комплекса Sm-Nd и отчасти Rb-Sr и U-Pb методами вскрыло достаточно сложную историю его формирования. Sm-Nd изохронным методом получен возраст  $3060 \pm 160$  млн. лет, которому, по мнению авторов исследования, отвечает эпоха гранулитового метаморфизма высшей степени. Этот вывод подтверждается ранее полученной Rb-Sr и U-Pb методами датой 3,1 млрд. лет. Учитывая негативное значение неодимового изотопного соотношения, авторы считают, что возраст кристаллизации пород не менее 3,48 млрд. лет, а возможно, больше. Рейнерский комплекс отличается от нейпирского отсутствием мезопертитовых разностей, указывающим на несколько меньшую температуру метаморфизма, и развитием наряду с эндербитами, чарнокитами и пироксен-плаггиоклазовыми сланцами пачек мигматизированных, а также высокоглиноземистых и карбонатных пород. Структура обоих комплексов характеризуется сочетанием куполовидных форм с крупными сильно сжатými, нередко лежащими складками. Изотопные датировки рейнерского комплекса дают большой разброс. Лишь для одного образца эндербита U-Pb методом получен возраст 3,2 млрд. лет, остальные же отвечают, очевидно, этапам тектоно-термальной переработки (ТТП): 2400—2100 и 620—460 млн. лет.

## **2.2. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ КАТАРХЕЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ «СЕРЫХ ГНЕЙСОВ»**

Из изложенного в предыдущем обзоре следует, что, во-первых, образования с возрастом более 3,2—3,5 млрд. лет установлены к настоящему времени на всех континентах и, во-вторых, они имеют достаточно пестрый состав. Породы типа «серых гнейсов» присутствуют в этом комплексе практически повсеместно и количественно преобладают, тем самым оправдывая собирательное название этого древнейшего комплекса. Они имеют в большинстве случаев интрузивную природу и состав, отвечающий тоналитам, трондьемитам, гранодиоритам, кварцевым диоритам. На втором месте находятся, видимо, амфиболиты, образованные по метавулканитам основного состава. Метавулканиты среднего и кислого состава, вероятно, менее распространены и в целом ассоциация носит большей частью бимодальный характер, но далеко не повсеместно. На Кольском полуострове, например, она ближе к известково-щелочному типу; по распространенности магматитам уступают парагнейсы по терригенным (в особенности, пелитовым)

породам, а также джеспилиты; редки кварциты как обломочные, так и хемогенные (по кремням), а также карбонатные породы. Этот перечень свидетельствует о разнообразии магматических и осадочных пород уже в это отдаленное геологическое время. Изотопный возраст «серогнейсовых» комплексов определяется 3,8—3,2 млрд. лет, но часть этих датировок получена Rb-Sr методом, сравнение результатов которого с результатами Sm-Nd и U-Pb методов указывает на возможность существенного омоложения. Новые данные, в частности по Антарктиде [265], показывают, что даже Sm-Nd датировки могут быть заметно омоложенными. Поэтому вполне возможно (к аналогичному заключению пришли К. О. Кратц и С. Б. Лобач-Жученко [44]), что истинный возраст «серогнейсовых» комплексов не менее 3,5 млрд. лет, если не древнее.

Очень неоднозначны соотношения «серых гнейсов» с наиболее ранней генерацией зеленокаменных поясов, хотя обычно они считаются фундаментом последних. Очень близки изотопные датировки «серых гнейсов» и древнейших пород зеленокаменных поясов в юго-западной части Гренландии (Акилия, Исуа и Амйтсок), в Свазиленде, Зимбабве на севере Заира, на западе Австралии (Пилбара). Неясны стратиграфические соотношения в Гренландии, на востоке п-ова Лабрадор (гнейсы Уйвак и породы группы Уперनावик), на юге п-ова Индостан. Иногда наблюдается тесное переплетение пород, характерных для «серогнейсовых» комплексов и зеленокаменных поясов или среди «серогнейсовых» комплексов преобладают меланократовые аповулканогенные разности (аульская серия среднего Приднепровья). В «серых гнейсах» нередко встречаются включения основных и ультраосновных, а также осадочных пород. Создается определенное впечатление, что натрово-гранитоидная магма интродировала в более раннюю кору, состоящую из основных, в подчиненном количестве средних и кислых вулканитов, а также продуктов их выветривания, размыва и переотложения (присутствие глиноземистых сланцев и кварцитов). Поскольку же изотопные датировки отражают преимущественно возраст самих «серых гнейсов», эта кора может быть древнее 3,8 млрд. лет. Во всяком случае собственно «серые гнейсы» нельзя рассматривать как древнейшую кору Земли и современное состояние наших знаний пока скорее оправдывает старое заключение Дж. Хаттона о том, что в истории Земли не видно ни следов начала, ни признаков конца.

Однако если признать, что образованию «серых гнейсов» предшествовало накопление основных (и, возможно, ультраосновных) вулканитов и осадков типа граувакк и пелитов, то возникает вопрос: насколько оно было широко распространенным? Несмотря на близость состава и характера этих образований к выполнению архейских зеленокаменных поясов, нет оснований считать, что они также были приурочены к определенным квазилинейным зонам. Скорее можно думать, учитывая сказанное в конце предыдущей главы, что накопление этой действительно древнейшей (симати-

ческой, а не сиалической) коры происходило в бассейнах, возникших на месте крупных кратеров ударного происхождения. В дальнейшем именно эти участки подверглись Na-метасоматозу и гранитизации, вызвавшим образование «серогнейсовой» протоконтинентальной коры. Магма, давшая начало «серым гнейсам» (имеются в виду ортогнейсы), судя по стронциево-изотопным отношениям, имела мантийное происхождение. Как уже указывалось О. А. Богатиковым с соавторами [16], непосредственному выплавлению магмы такого состава из мантии могло способствовать повышенное содержание воды и летучих в катархейской мантии, а также высокие значения теплового потока. Неисключена, однако, на наш взгляд, и некоторая ассимиляция корового материала, поскольку наблюдаемые соотношения свидетельствуют о поглощении гранитоидами значительных объемов ранее существовавших вулканитов и осадков. Частичное плавление основных магматитов также могло привести к образованию тоналитовой магмы.

Итак, к концу катархея уже возникли «острова» сиалической коры, по-видимому, на месте кратеров догеологического этапа. Судя по уже выявленному распространению «серогнейсового» комплекса и по весьма вероятному еще более широкому его развитию на поверхности и особенно в глубине раннедокембрийской коры, эти сиалические острова (протоконтиненты А. Гудвина, нуклеары Е. В. Павловского — М. З. Глуховского) были достаточно обширны и многочисленны, по крайней мере в пределах современных платформ и их миогеосинклинальных окраин. Вполне возможно, как предполагали А. Гудвин, А. Гликсон, С. Накви, О. Б. Гинтов, В. М. Моралев и другие, что крупные купольные структуры, наблюдаемые в современном структурном плане древних щитов, особенно рельефно на космоснимках, могут являться реликтами или, во всяком случае, наследниками этих сиалических островов конца катархея. Наиболее вероятные примеры таких купольных структур: Алдано-Тимптонский купол (Алданский щит), купол Унгава (Канадский щит), Сингбумский купол (Индостан), купол Пилбара (Западная Австралия).

В начале этой главы ставился вопрос о соотношениях «серогнейсовых» и гранулитовых комплексов. Приведенный материал показывает, что в ряде регионов наблюдаются постепенные латеральные переходы от одних комплексов к другим; это относится к провинции оз. Верхнего (Канадский щит), п-ову Лабрадор, о. Гренландия, п-ову Индостан, Западной Австралии, Бразилии. В некоторых регионах вероятные аналоги «серых гнейсов» целиком метаморфизованы в гранулитовой фации (например, в пределах Сибирского или Антарктического кратонов). Это позволяет полагать, что с глубиной «серогнейсовые» комплексы, как правило, метаморфизованные в амфиболитовой фации, могут переходить в гранулитовую фацию. Необходимо знать, когда именно проявился гранулитовый метаморфизм. Во многих случаях оказывается, что это произошло уже на следующем этапе развития коры,

например в южной части Индии лишь в конце архея (но этот метаморфизм мог быть и повторным [209]). Очень возможно, что Rb-Sr датировки древнейших комплексов могут отвечать эпохам гранулитового метаморфизма. Однако на примере юго-западной части Гренландии, Канского выступа (Енисейский кряж), пояса Лимпопо (Южная Африка), Западного пояса блока Йилгарн, неипирского комплекса Земли Эндерби мы приходим к выводу о весьма раннем проявлении гранулитового метаморфизма, в пределах катархея — раннего архея, от 3,7 (Гренландия) до 3,1 (Антарктида) млрд. лет. Очевидно, уже к этому времени протоконтинентальная кора местами достигала мощности 25—30 км, обеспечивая давление до 800 МПа (необходимую температуру создавал высокий уровень теплового потока).

Итак, уже в катархее началась дифференциация земной коры как по латерали, с обособлением участков утолщенной коры субконтинентального типа, так и по вертикали, с разделением на гранулитовый (гранулит-базитовый), «диоритовый» («серогнейсовый») и осадочно-вулканогенный (в промезитках между куполами) слои. В катархее уже существовали и гидросфера (о чем свидетельствует отложение осадков и пиллоу-базальтов серии Исуа в водной среде), и атмосфера. Однако водоемы на поверхности катархейской Земли должны были быть плоскими и мелкими, несколько углубляясь во впадинах между растущими протоконтинентальными ядрами. Вода была лишена растворенных кислорода и сульфатов, но содержала хлориды. Более низкая концентрация водородных ионов против современной (рН=7 против 7,5—8,5) препятствовала выпадению из раствора карбонатов [84]. Температура, вероятно, была выше современной, и это способствовало зарождению первичной жизни, как предполагается М. Шидловским и П. Клаудом по изотопии углерода в осадках серии Исуа.

Что касается катархейской атмосферы, то она сильно отличалась от современной и напоминала венерианскую, т. е. состояла в основном из  $\text{CO}_2$  и водяного пара с примесью  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ . Земля вращалась значительно быстрее (продолжительность суток около 5 ч), а большая близость Луны к Земле обуславливала мощные приливы. Солнечное излучение было более интенсивным [84].

Остается открытым вопрос о действии в катархее механизма тектоники плит, который предполагается одними исследователями [19, 84] и отрицается другими. Разделение верхней твердой оболочки Земли на литосферу и астеносферу произошло, вероятно, уже на предыдущем этапе, поскольку в астеносфере возникали очаги плавления. Но вязкость вещества литосферы должна была существенно отличаться от современной вязкости и приближаться к вязкости вещества современной астеносферы в стабильных областях. Соответственно не могло быть разделения литосферы на жесткие, внутренне недеформируемые плиты — основного призна-

ка тектоники плит. Это не исключает, однако, конвекции в мантии, значительно более энергичной, чем современная. Ударное воздействие метеоритов и астероидов в интервале 4,2—3,8 млрд. лет, вероятно, определило локализацию восходящих мантийных струй, а в дальнейшем и рост сиалических ядер над ними; в промежуточных же депрессиях должны были существовать компенсационные нисходящие конвективные течения. Крупные горизонтальные перемещения литосферы, видимо, еще отсутствовали.

## Глава 3

### АРХЕЙ: ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ОБЛАСТИ И ГРАНУЛИТОВЫЕ ПОЯСА, СТАНОВЛЕНИЕ ЗРЕЛОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Как мы видели выше, уже к началу архея на значительных пространствах будущих континентов возникла протоконтинентальная, «серогнейсовая» кора. Она должна была бы отвечать по своим физическим свойствам диоритовому слою, выделяемому некоторыми геофизиками и геологами, однако имеются серьезные основания считать, что интенсивные деформации, вызванные, вероятно, конвективным перемешиванием в течение и в конце архея могли привести к сложному тектоническому переслаиванию этой первичной сиалической коры с корой, образованной в архее. Это перемешивание и переслаивание не могло быть, однако, всеобщим, ибо на многих участках древних щитов сохранились значительные области, в пределах которых распространены зеленокаменные пояса, сохранившие свою относительно простую, хотя и напряженную внутреннюю структуру и подвергшиеся лишь относительно слабому метаморфизму. Эти пояса представляют наиболее характерный тип структурных элементов архейской коры, хотя встречаются во всем раннем докембрии, от катархея (Исуа!) до раннего протерозоя. Зеленокаменные пояса разделяются и окаймляются более обширными полями гранитогнейсов — вторым типом архейских структур, среди которых присутствуют выступы «серогнейсового» фундамента наряду с более молодыми гранитоидами. Гранитогнейсовые поля вместе с зеленокаменными поясами образуют гранит-зеленокаменные области, занимающие основное место в структуре щитов, вероятно, не менее 2/3 их площади. Остальная площадь щитов (и массивов) занята третьим типом архейских структур — гранулитовыми поясами, зарождавшимися, возможно, еще в катархее и продолжавшими развиваться в протерозое. Ниже следует региональный обзор этих типов структур.

## 3.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

### 3.1.1. Северо-Американский кратон

3.1.1.1. **Провинция оз. Верхнего.** В пределах Канадского щита находится одна из крупнейших гранит-зеленокаменных областей мира, выделенная как провинция оз. Верхнего (Сьюпириор). На юго-западе она перекрыта фанерозойским чехлом Великих Равнин.

Зеленокаменные пояса простираются через провинцию оз. Верхнего в близширотном, восток-северо-восточном направлении. Они чередуются с поясами, сложенными в основном парагнейсами, гранитами и осадочными породами (рис. 3). В поперечном сечении провинции насчитывается несколько таких поясов; пояса за-

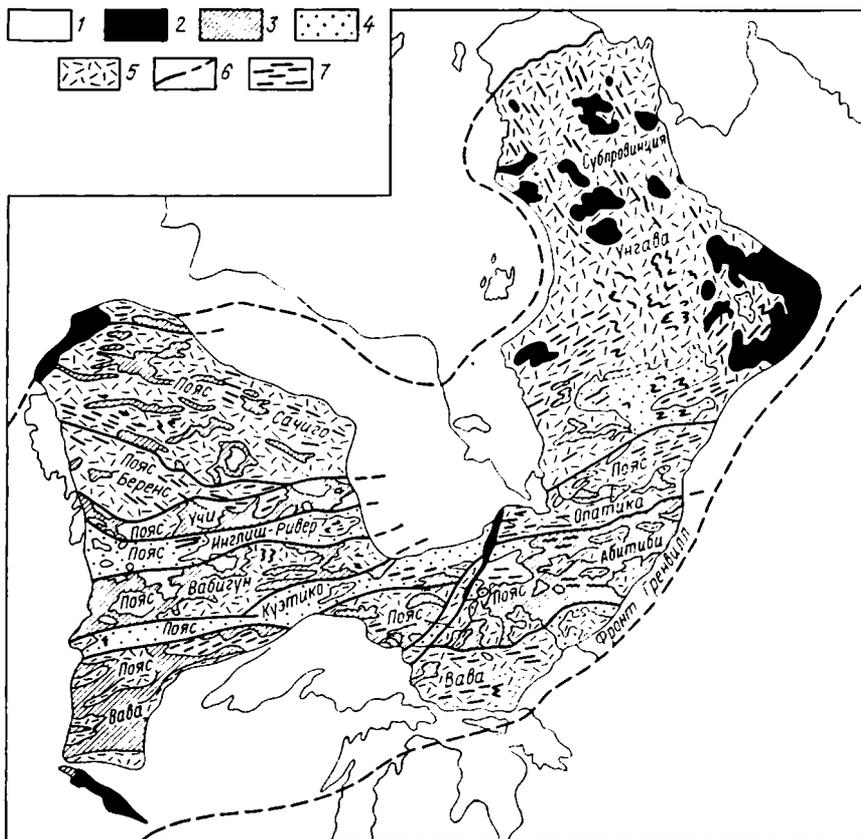


Рис. 3. Зеленокаменные пояса провинции оз. Верхнего Канадского щита (по К. Конди, с изменениями).

1 — постархейские образования; 2 — высокометаморфизованные супракрустальные породы; 3 — зеленокаменные пояса; 4 — парагнейсы; 5 — гнейсовые комплексы и граниты; 6 — предполагаемая граница провинции; 7 — дайки

падной и центральной части провинции отделены от поясов восточной части косопоперечной зоной разломов (сдвига-надвиг) Капускасинг. Протяженность отдельных поясов составляет многие сотни километров, ширина — десятки — первые сотни километров. Самым крупным зеленокаменным поясом является Абитibi — 800 км в длину, 200 км в ширину, а с западным продолжением — Вава (Мичипикотен) — протяженностью до 1300 км. Временной интервал образования зеленокаменных поясов, определенный Rb-Sr методом по породам и U-Pb методом по цирконам из вулканитов и гранитов — от 2,75 до 2,70 млрд. лет (пояса Абитibi, Мичипикотен). Эпоха деформации и регионального метаморфизма датирована в 2,7—2,68 млрд. лет (наиболее молодые гранитоиды в поясе Мичипикотен имеют возраст 2668 и 2615 млн. лет [264]). Следовательно, развитие зеленокаменных поясов этого региона укладывается в довольно узкие геохронологические рамки — всего 70 млн. лет. За это время, однако, успели накопиться мощные (до 18—22 км) толщи вулканитов и осадков, произойти деформации и метаморфизм, образоваться несколько фаз плутонов гранитоидов.

Помимо провинции оз. Верхнего зеленокаменные пояса развиты в другой архейской провинции Канадского щита — Невольничьей (Слейв). Здесь насчитывается пять таких поясов, однако меньших размеров. Их вулканогенно-осадочное выполнение выделено в надгруппу Йеллоунайф. На юго-западе архейские породы провинции Слейв скрываются под фанерозойским чехлом северной части Великих Равнин, но вновь выступают на поверхность в хребтах Восточных Скалистых гор штатов Монтана и Вайоминг (США). Это так называемая провинция Вайоминг, которая вместе с провинцией Слейв и их погребенным продолжением образует крупный архейский эократон Телония.

Обобщенные разрезы некоторых канадских зеленокаменных поясов [60] приведены на рис. 4. Предварительное изучение зеленокаменных поясов Канады позволило А. Гудвину выделить три стадии в их развитии: 1) обширные подводные излияния преимущественно толеитовых базальтов, образующие мощную мафическую платформу; 2) эксплозивные извержения магмы возрастающей кремнекислотности, создающие высоко поднимающуюся надстройку над мафической платформой; 3) частичный размыв вулканических построек и образование вулканокластических шлейфов.

Эта схема подверглась детализации на примере пояса Абитibi и смежного гнейсового пояса Белькомб (Понтиак) в работе Э. Димрота и др. [195]. Разрез пояса Абитibi состоит из продуктов двух циклов вулканизма, каждый из которых начинается излияниями примитивных коматиитов, толеитовых базальтов и заканчивается излияниями высокодифференцированных лав от базальтов до риолитов толеитового и известково-щелочного типа. Более детально последовательность событий, сформировавших данный пояс, выглядит следующим образом.

Рис. 4. Обобщенные стратиграфические разрезы архейских зеленокаменных поясов Северной Америки (по К. Конди).

А — группа Мичипикотен, пров. Онтарио; Б — группа Вермилион, шт. Миннесота (США); В — надгруппа Йеллоунайф, Северо-западные территории Канады.

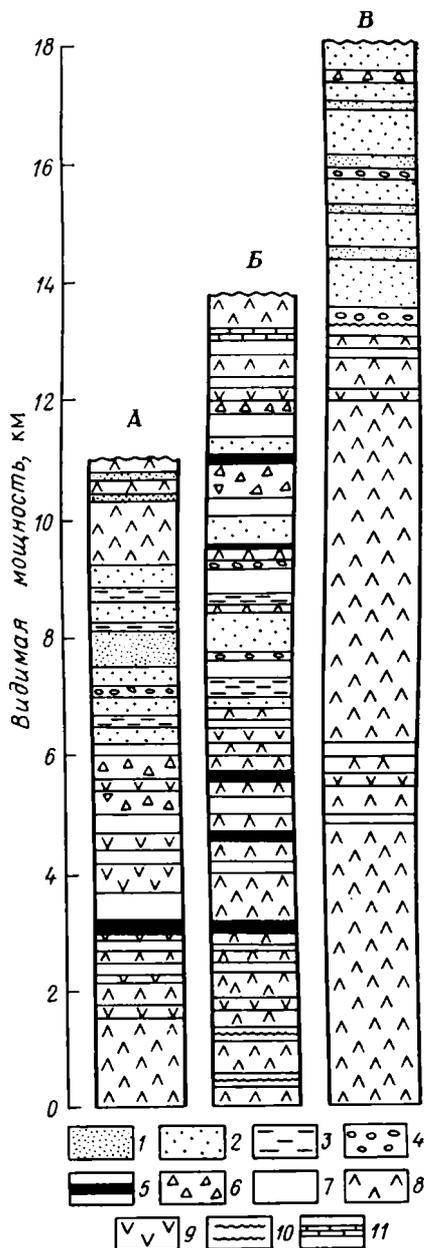
1 — граувакково-аргиллитовые комплексы; 2 — кварциты-аркозиты; 3 — глинистые сланцы; 4 — конгломераты; 5 — кремнистые и железорудные породы; 6—8 — кислые и средние вулканы (6 — брекчии и агломераты, 7 — туфы, 8 — лавовые потоки и силлы); 9 — основные вулканы и силлы; 10 — ультраосновные вулканы и силлы; 11 — карбонатные породы.

1. Образование подводной ультрамафическо-мафической лавовой равнины в результате трещинных излияний из глубоких подкоровых очагов с мощностью лав около 5 км и протягивающейся более чем на 200 км в меридиональном и широтном направлениях.

2. Прекращение вулканизма в южной части района, продолжение трещинных излияний на севере с образованием менее протяженной второй лавовой равнины с мощностью толентов базальтов 5—7 км. На востоке — образование центральных вулканических комплексов диаметром более 30 км и мощностью до 7 км.

3. Формирование центральных вулканических комплексов на юго-западе и северо-востоке. Лавы варьируют по составу от базальтов до риолитов, принадлежат низкокаллевой толентово-известково-щелочной сериям и происходят из неглубоких магматических очагов. Помимо лав, местами присутствуют гналокластические пиллоу-брекчии и пирокластолиты. Мощность лав в центре вулканических построек превышает 10 км. Последние интродуцированы штоками, силлами и небольшими батолитами тоналитов и тронджемитов.

4. Вулканические постройки приподнимаются над уровнем моря, образуя постоянные острова и поставляя материал для



вулcano-кlastических образований. Породы принадлежат известково-щелочной серии. Они пересланываются с более мощными турбидитами, происходящими с поднятой в тылу пояса вулcanoплутонической суши.

5. Вулканическая зона испытывает поднятия вдоль широтного флексурного сброса. На суше образуются равнинно-веерные флювиальные осадки, резко переходящие к югу в глубоководные конусы выноса. Наземный вулканизм представлен лавами и туфами, пересланываемыми с осадками группы Тимискамин. Отношение  $K_2O/Na_2O$  в вулканитах возрастает; породы высоко дифференцированы и принадлежат известково-щелочной и локально-щелочной сериям.

6. Начало складчатости со сжатием пояса Абитибби в меридиональном направлении. В поясе Белькомб образуются опрокинутые к югу складки, которые вместе с надвигами на границе поясов свидетельствуют, по мнению авторов [195], о поддвиге пояса Белькомб под пояс Абитибби. Одновременно начинается рост до- и синкинематических гранитных батолитов, сопровождающийся их диапировым подъемом в уже отвердевшем состоянии во время складчатости. При этом граниты превращаются в гнейсы. Поздние посткинематические батолиты поднимаются в виде расплава, затвердевая при подъеме и приподнимая вмещающие породы. Гранитоиды обнаруживают известково-щелочной тренд дифференциации и отношение в них  $K_2O/Na_2O$  возрастает с убыванием возраста.

7. Складчатость завершается смещениями по сдвигам и образованием кинк-бандов, связанными с тем же меридиональным сжатием.

Образуются последние батолиты гранитоидов.

Мы рассмотрим ниже (см. 3.2) генетическую модель, которая предложена Э. Димротом для объяснения этой последовательности событий. Здесь лишь отметим, что основной части (но не всем!) других зеленокаменных поясов Канадского щита также свойственна постепенная смена во времени толеитовых вулканитов последовательно дифференцированными известково-щелочными вулcanoплутоническими образованиями, а это, как увидим ниже, нехарактерно для зеленокаменных поясов некоторых других континентов. Заслуживает внимания появление на заключительном этапе образования пояса Абитибби щелочных лав — трахитов, лейцитовых трахитов, входящих в заканчивающую разрез этого пояса обломочную группу Тимискамин и датированных в 2702 млн. лет.

**3.1.1.2. Гренландия и Лабрадор.** Начало собственно архейской истории юго-западной части Гренландии ознаменовалось поднятием и размывом катархейского массива Исуа-Амитсок, охарактеризованного в предыдущей главе. Затем, около 3,1 млн. лет назад, последовало накопление основных метавулканитов и парагнейсов Малене (гнейсы гранат-силлиманитовые, кварц-кордиерит-анто-

филлит-ставролитовые и слюдяно-силлиманитовые). Далее произошло внедрение стратиморфных анортозитов, тектонические деформации, выразившиеся в надвигании с формированием тектонического переслаивания пород Малене и гнейсов Амитсок и затем, на рубеже около 3 млрд. лет, образование опрокинутых складок и обильная интрузия тоналитовых гранитогнейсов Нук ( $Rb-Sr$  изохронный возраст  $3040 \pm 50$  млн. лет). Их аналоги известны и на востоке п-ова Лабрадор, где они имеют  $Rb-Sr$  возраст по породе  $3133 \pm 156$  млн. лет при  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7063 \pm 0,0012$ . Эти гранитогнейсы являются, очевидно, продуктом ремобилизации гнейсов Амитсок. Затем, на уровне 2,8 млрд. лет, в обоих регионах имел место гранулитовый метаморфизм и образование прямых складок (в Гренландии). Завершается архейское развитие Гренландии и п-ова Лабрадор становлением плутонов калиевых гранитов Коркут с возрастом 2,6—2,4 млрд. лет.

Последние данные показывают, что распределение архейских пород не ограничивается блоком, где они практически не подверглись дальнейшим преобразованиям. Архейские датировки получены в ряде пунктов западного побережья Гренландии к северу от архейского блока [240]. Архейский фундамент распространяется также на некоторое расстояние на юг от этого блока, но далее признаки его существования исчезают [241].

**3.1.1.3. Гебридский массив \***. Раннедокембрийские образования, выступающие на северо-западном побережье Шотландии и Гебридских островах, рассматриваются как бывшее непосредственное продолжение подобных же образований Гренландии и Восточного Лабрадора, составлявшее вместе с ними единый Северо-Атлантический кратон [103], расчлененный при возникновении Лабрадорского моря и Северной Атлантики. Архей-нижнепротерозойские породы Гебридского массива объединяются под названием льюисского комплекса; радиометрические данные позволили выделить из него гельскую супергруппу, относящуюся к позднему архею и испытавшую полифазную деформацию и метаморфизм в скурскую эпоху, датированную в 2,7—2,6 млрд. лет. Гельская супергруппа сложена в основном известково-щелочными вулканитами, отчасти интрузивными породами, с реликтами метасадочных пород и расслоенными перидотит-габбро-анортозитовыми плутонами. В ней присутствуют образования различной степени метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации; преобладают гнейсы амфиболитовой фации. В некоторых образцах кварцитов встречены округлые зерна циркона с возрастом 3,2 млрд. лет ( $U-Pb$  метод), указывающие на размыв более древней континентальной коры. Но низкие стронцево-изотопные отношения, полученные для ортогнейсов, свидетельствуют об их мантийном происхождении [103, 168].

---

\* По Д. Боуэсу [103, 168].

### 3.1.2. Восточно-Европейский кратон

Зеленокаменные пояса известны в пределах обоих главных выступов фундамента этого кратона, на Балтийском и Украинском щитах, а также выявлены по данным бурения на Воронежском массиве.

**3.1.2.1. Балтийский щит.** Основной и достаточно типичной для этого щита является Карельская гранит-зеленокаменная область, которая охватывает и Восточную Финляндию. Кроме того, архейские зеленокаменные пояса известны и на Кольском полуострове, где к ним принадлежит зона Колмозеро-Воронья, на границе Мурманского и Центрально-Кольского блоков, Варзугская зона, выделенная Е. Е. Федоровым из состава Имандра-Варзугского раннепротерозойского протоавлакогена (см. 4.1.2.1), полоса развития железисто-кремнистой рудной формации в Центрально-Кольском блоке, описанная П. М. Горяиновым (Терско-Алларченская зона) и, наконец, Корва-Колвицкая зона на юге полуострова.

По данным А. Б. Вревского и Е. А. Колычева, эти пояса принадлежат двум генерациям: 3,1—3,0 млрд. лет — краевые зоны Кольского мегаблока и 2,9—2,8 млрд. лет — центральная, Терско-Алларченская зона.

В наиболее типичной Карельской гранит-зеленокаменной области \* известно не менее шести зеленокаменных поясов, простирающихся на западе в меридиональном, на востоке в юго-восточном направлении (рис. 5). Время формирования поясов в Центральной Карелии датируется U-Pb методом по циркону из кислых вулканитов верхов разреза Семченско-Койкарского пояса в  $2935 \pm 20$  млн. лет, а в соседних структурах — 3020 млн. лет. Возраст интрузий габбро-диоритов и лейко-габбро — 2890 и 2840 млн. лет, гранит-порфиров — 2830 млн. лет, послескладчатых и послеметаморфических гранитов —  $2740 \pm 20$  млн. лет. Период развития поясов оценивается в 150—200 млн. лет [27]. Возраст гимельской серии недавно определен в 3,2 млрд. лет (Я. С. Капуста и др.).

В Восточно-Карельском поясе вулканиты слагают бимодальную серию с преобладанием базальтов и туфами дацитового и риолитового состава в верхах разрезов. В меньшем количестве присутствуют кварциты, в том числе магнетитсодержащие, и черные сланцы. В Центрально-Карельской зоне в составе поясов также преобладают базальты, в низах разреза переслаивающиеся с коматититами; они перекрываются андезитами и дацитами, причем мощность первых иногда соизмерима с мощностью базальтов. Верхняя часть разреза сложена полимиктовыми конгломератами, граувакками и песчаниками. Таким образом, здесь наблюдается классический трехчленный разрез с последовательно дифференцированными вулканитами. Метаморфизм зональный: от зелено-

\* По И. Н. Крылову и др. [27].

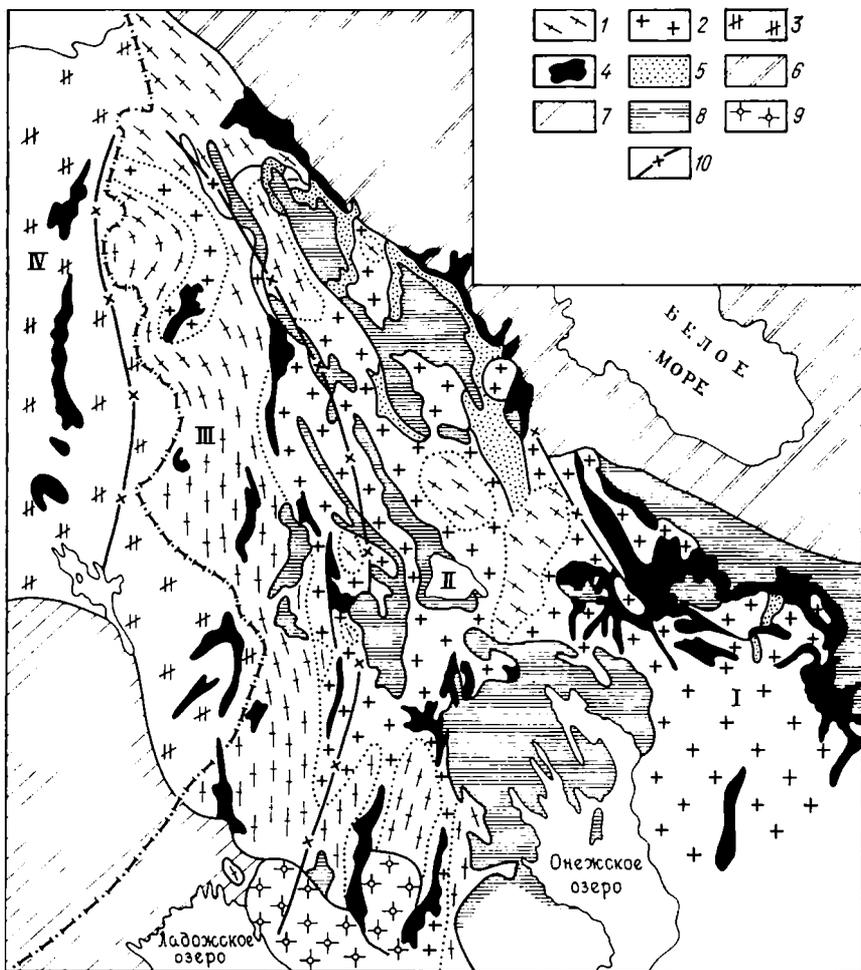


Рис. 5. Схема строения гранит-зеленокаменной области Карелии и восточной Финляндии (по И. Н. Крылову и др.).

Архей: 1 — гнейсогранитные поля; 2 — зеленокаменные пояса долина. Ранний протерозой: 3 — сумийско-сарниольский комплекс; 4 — ятулийский комплекс; 5 — свекофинский (свекокарельский) комплекс; 6 — беломориды; 7 — интрузии базитов протерозойского (?) возраста; 8 — граниты рапакиви; 9 — гранодиориты; 10 — разлом; I—IV — зоны: I — Восточно-Карельская; II — Центрально-Карельская; III — Западно-Карельская; IV — Восточно-Финляндская

сланцевой до амфиболитовой фации. В Западно-Карельской зоне мы снова сталкиваемся с бимодальным вулканизмом: в низах разреза развиты базальты, дациты, риолиты; в верхах — железисто-кремнистые и песчано-глинистые осадки. Возраст кислых вулканитов Костомукши — от 2,8 до 2,7 млрд. лет. Наконец, в Восточно-Финляндской зоне, как и в Центрально-Карельской, мы опять находим полный набор вулканитов — от коматинитов и ба-

зальтов через андезиты до дацитов и риолитов. Возраст прорывающих гранитов — 2,65 млрд. лет. В целом в разрезах зеленокаменных поясов данной области базальты составляют от 40 до 75 %, они соответствуют оливиновым, реже кварцевым толеитам с низким содержанием щелочей, титана и железа.

Зеленокаменные пояса разделены более широкими полями гранитоидов и гнейсов. Эти образования очень неоднородны, о чем свидетельствует изменчивый характер магнитного поля от малоинтенсивного с почти полным отсутствием локальных аномалий до высокоинтенсивного с линейными аномалиями меридиональной ориентировки. Часть гнейсов имеет возраст более 3 млрд. лет и относится к «серым гнейсам» (см. 2.1.2.1). Гранитоиды иногда формируют купольные или купольно-блоковые структуры. Радиометрические датировки колеблются от 2,92 до 2,65 млрд. лет. Последняя цифра отвечает также возрасту позднего гранулитового метаморфизма.

В Восточной Финляндии возраст гнейсов тоналитового, трондъемитового и гранодiorитового состава, образующих основание зеленокаменного пояса Кухло-Суомуссалми, определен в 2,86—2,62 млрд. лет, возраст известково-щелочных вулканитов верхней части разреза пояса в 2,50 и посткинематических гранитов в 2,41 млрд. лет.

**3.1.2.2. Украинский щит и Воронежский массив.** Основная гранит-зеленокаменная область Украинского щита — Среднеприднепровский блок, ограниченный с запада Криворожско-Кременчугской, а с востока — Орехово-Павлоградской зонами разломов. Это тот же блок, в котором был выделен аульский «серогнейсовый» комплекс (см. 2.1.2.2), но основную роль в структуре блока играют гранитогнейсовые купола саксаганского типа и заполняющие промежуток между ними зеленокаменные образования конкско-верховцевской серии надстраиваемой аульскую. Амфиболиты низов конкско-верховцевской серии залегают на метаморфизованной коре выветривания гнейсов аульской серии (К. Е. Есилчук и др. [118]). Конкско-верховцевская серия обнаруживает следующую последовательность формаций (по Е. М. Лазько и др. [118]): метабазит-андезит-толеитовая, коматит-толеитовая, джеспилит-толеитовая, метаандезит-дацит-толеитовая и коматитовая; однако эта последовательность не является общепризнанной. По мнению Н. П. Щербака и Е. В. Бибиковой [27], «метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы, входящие в состав этой серии, в фациально-формационном отношении не выдержаны, распределены крайне неравномерно как по вертикали, так и по латерали, их количественные соотношения изменяются в широких пределах. Но в целом намечается общая тенденция, сводящаяся к тому, что вверх по стратиграфическому разрезу ... увеличиваются мощности метаосадочных пород». Общее представление о разрезе конкско-верховцевской серии дает колонка VI на рис. 6. Мощность серии оценивается в 6—7 км; метаморфизована она в основном в зеленосланцевой фации. Возраст вулканитов нижней части серии

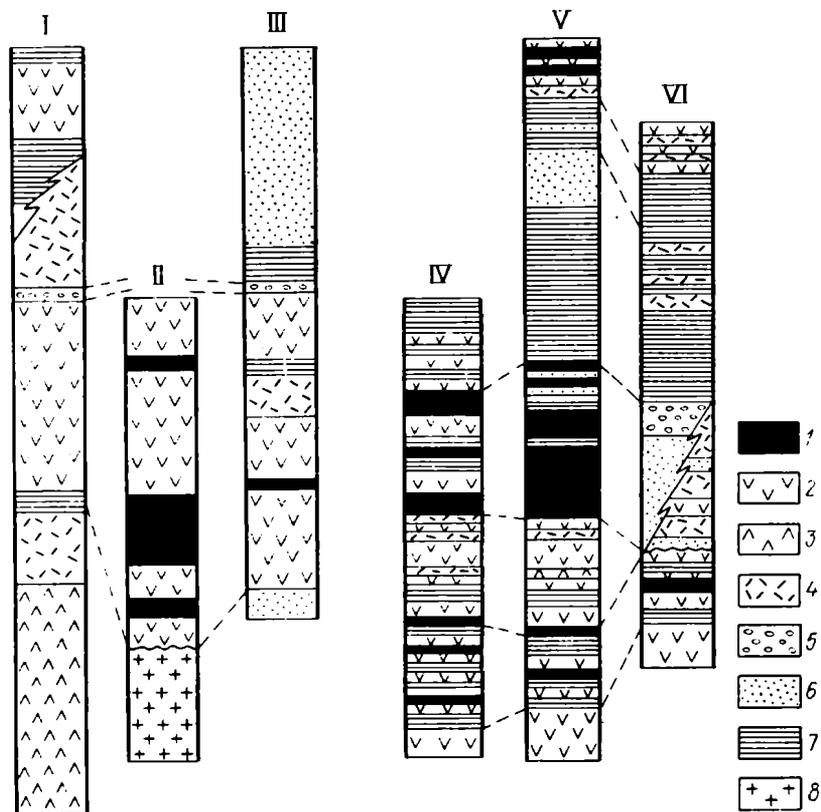


Рис. 6. Сопоставление стратиграфических разрезов зеленокаменных поясов Балтийского и Украинского щитов (по Н. П. Щербаку и Е. В. Вибиковой).

1 — пикриты, базальтовые и перидотитовые коматиты; 2 — metabазальты; 3 — метаандезиты; 4 — метадациты и метариолиты (туфы, лавы); 5 — конгломераты; 6 — метапесчаники; 7 — железисто-кремнистые породы и сланцы; 8 — граниты фундамента.  
 I—VI — структуры Балтийского (I — Хатувара, II — Палая Ламба, III — Костомукша) и Украинского (IV — Самотканская, V — Грановская, VI — Белозерская) щитов

определен U-Pb методом по циркону в  $3250 \pm 120$  млн. лет, а Sm-Nd методом по породообразующим минералам в 3,3—3,24 млрд. лет. Древнейшие граниты днепровского комплекса тоналит-гранодиоритового состава, прорывающего породы конско-верховцевской серии и вместе с породами аульской серии слагающего гранитогнейсовые купола и валы, имеют возраст  $2970 \pm 20$  млн. лет (U-Pb метод по циркону). Таким образом, время формирования зеленокаменных поясов центральной части Украинского щита может достигать 250—300 млн. лет и они относятся к более древней генерации, чем пояса Балтийского щита.

В пределах Воронежского массива Е. М. Крестинным [66] выделяются архейские зеленокаменные пояса, сложенные породами михайловской серии. Эта серия с резким несогласием

залегает на гнейсах обоянской серии — аналоге «серогнейсовых» комплексов (см. 2.1.2.2). Нижняя часть михайловской серии представлена метаморфизованными перидотитовыми и пироксенитовыми коматиитами и магнезиальными базальтами. Выше залегает толща амфиболитов, образованных по толетитовым базальтам. Мощность этой части разреза 1,5—3,0 км. Она местами надстраивается свитой лав и туфов среднего и кислого состава, слагающих вулканические постройки центрального типа. Мощность этой свиты 400—500 м. Породы михайловской серии метаморфизованы в зеленосланцевой, отчасти эпидот-амфиболитовой фации. С михайловской серией ассоциируют доскладчатые интрузии перидотитов, пироксенитов и габбро-плагιοгранитоиды салтыковского комплекса; самыми молодыми являются микроклин-альбитовые граниты веретеннинского комплекса с радиометрическим возрастом  $2960 \pm \pm 40$  млн. лет (Rb-Sr метод). Следовательно, михайловская серия — это возможный аналог конкско-верховцевской серии Украинского щита. Она несогласно перекрывается локально развитыми образованиями древней коры выветривания и обломочными протектами ее переотложения.

### 3.1.3. Средиземноморский пояс

Этот пояс включает большое число глыб и пластин докембрийской континентальной коры, но только в его Афгано-Памирском сегменте среди них установлены или предполагаются архейские комплексы. Это относится прежде всего к Бадахшанскому массиву (Юго-Западный Памир и смежная часть афганского Бадахшана), где радиометрически доказан архейский возраст горанской и ваханской серий, сложенных гнейсами (биотитовыми, амфиболитовыми, гранатовыми, кианитовыми), а также амфиболитами, кварцитами, кристаллическими сланцами, мраморами, кальцифирами с участием плутонических пород (гранитогнейсов, граносиенитов, плагιοгранитов, чарнокитов, габбро, гипербазитов). Наиболее древние радиометрические датировки дали значения 2,7—2,4 млрд. лет. Метаморфизм комплекса амфиболитовой и гранулитовой фаций, регионально проявлена мигматизация.

В Кабульском блоке, по мнению С. С. Карапетова [54], архейский возраст вероятен для серии Хайрхана, образованной гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, мраморами и метаморфизованной в амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой, к которой, в частности, относятся чарнокитоиды-мангериты.

По аналогии с этими толщами Бадахшанского и Кабульского блоков С. С. Карапетов относит к архею широко распространенный во всем сегменте гнейсовый и гранитогнейсовый (мигматизированный) комплекс. Однако в Высоких Гималаях этот комплекс датирован радиометрически в 1,8 млрд. лет и поэтому скорее имеет раннепротерозойский возраст (см. 4.1.3).

### 3.1.4. Сибирский кратон

В пределах Сибирского кратона к гранит-зеленокаменным областям может быть отнесен северо-западный, Олёкминский блок (Алданский щит), где среди гранитов и гнейсов гранулитовой фации выделяются «троговые» структуры меридионального простирания (рис. 7).

Основным районом развития зеленокаменных поясов являются бассейны рек Чары и Олёкмы. Первоначально было принято считать, что соответствующие образования, относимые к позднему архею (надежно установлена только их верхняя граница), приурочены здесь лишь к узким (4—5 км) грабенам. Сейчас на основании данных детальных исследований Р. Н. Ахметова, В. А. Кудрявцева, С. В. Нужнова и др. [67] можно говорить о их более широком распространении (рис. 8). Эти образования являются, как и на других щитах, сложными синклиниями с изоклинальной складчатостью (рис. 9), структура которых отражает наложение нескольких фаз деформаций. Что касается грабенов («трогов»), то они оказываются наиболее поздними архейскими структурами, косесекущими внутреннюю фаціальную зональность зеленокаменных поясов.

Субстратом зеленокаменных толщ Чарско-Олёкминского района служат породы чарской серии, метаморфизованные в гранулитовой фации и относящиеся уже к аналогам «серогнейсового» комплекса (см. 2.1.3). Между этими двумя комплексами существует скрытое несогласие, но оно замаскировано либо разрывами, либо интрузиями гранитоидов. Само выполнение зеленокаменных поясов выделяется в данном районе в субганский (олондинский) комплекс; его мощность местами превышает 7 км. Этот комплекс имеет трехчленное строение, столь характерное для большинства зеленокаменных поясов. В нижней части (борсалинская серия) развиты коматиниты, пикриты, диабазы; в верхней — железистые кварциты и пелиты; в средней (тунгурчинская серия) — андезиты, псаммиты, алевролиты, линзы карбонатов; в верхней (тасмиелинская серия) — андезиты, дациты, риолиты, кварцито-песчаники, конгломераты; эта толща носит молассоидный характер. Все три серии разделены несогласиями.

Для кислых вулканитов верхов олондинской серии U-Pb методом по циркону Е. В. Бибиковой получена датировка 2,96 млрд. лет.

С нижней серией связаны пластовые тела серпентинитов, перидотитов, ортоамфиболитов, плагиогранитов, гранодиоритов; со средней — внедрение габбро, диоритов, гранодиоритов, гранито-гнейсов и гранитов; с верхней — микроклиновых гранитов. Возраст последних  $2600 \pm 100$  млн. лет. Нижние серии субганского комплекса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (на контакте с гранитами) фациях, верхняя — в зеленосланцевой.

Зеленокаменные пояса (их здесь насчитывается шесть) разделены несколько более широкими полями гранитогнейсов. Преоб-

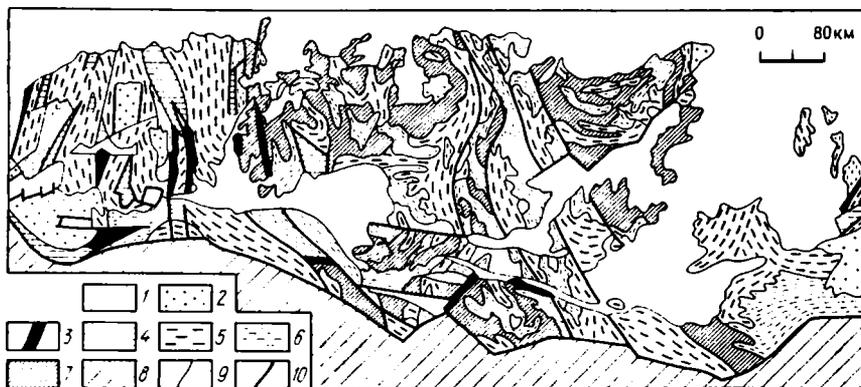


Рис. 7. Схема размещения раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов Алданского щита (по В. И. Кицулу, А. Ф. Петрову, А. Н. Зедгенирову).

1 — отложения платформенного чехла; 2 — карельский мегакомплекс, удоканский и маймаканский комплексы нижнего протерозоя; 3, 4 — субганский мегакомплекс верхнего архея (3 — олондинский комплекс, 4 — берсалинский комплекс); 5—7 — алданский мегакомплекс нижнего архея — катархея (5 — джелтулинский комплекс; 6 — иенгрский комплекс; 7 — комплекс основания); 8 — Джугджуро-Становая область; 9 — границы комплексов; 10 — разломы



Рис. 8. Схема расположения позднеархейских структурных зон на западе Алданского щита (по Р. Н. Ахметову и др.).

1 — постархейские отложения; 2 — позднеархейские структурные зоны (I — Имальская, II — Чарская, III — Токмо-Ханнинская, IV — Темулякит-Тунгурчинская, V — Олёкмо-Ачинская, VI — Амедицинская); 3 — «троги» и приразломные прогибы (по В. С. Федоровскому, А. Ф. Петрову и др.); 4 — зоны развития позднеархейских гранитогнейсовых куполов с реликтами метаморфических толщ нижнего, реже верхнего архея

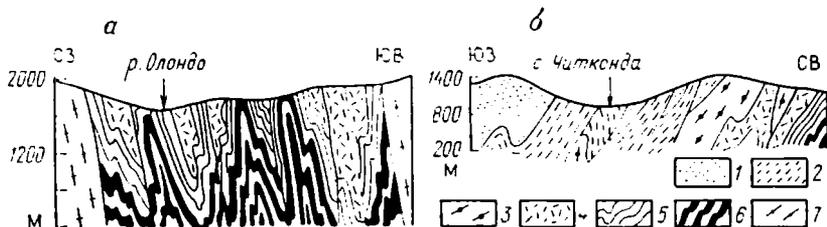


Рис. 9. Геологические разрезы через Ханн-Олондинский грабен (по В. А. Кудрявцеву и С. В. Нужнову).

а — северная и б — южная части грабена; 1 — метapelиты и метаалевролиты икабийской свиты удоканского комплекса нижнего протерозоя; 2 — апосаммитовые и апарелитовые сланцы и гнейсы тунгурчинской серии верхнего архея; 3 — высокоглинозёмистые гнейсы; 4 — метаандезиты и ортосланцы среднего, реже основного состава; 5 — metabазальтоиды и ортосланцы основного состава; 6 — metabазальтовые и метакотатинитовые ортосланцы; 7 — верхнеархейские гранитоиды

ладающими структурами последних являются купола позднеархейского возраста. Местами в этих полях наблюдаются реликты более древних, досубганских гранулитов.

Изучение фациальной зональности позднеархейских толщ привело В. А. Кудрявцева и С. В. Нужнова к заключению об их образовании в едином бассейне, строение которого, однако, испытывало существенную перестройку при переходе от времени накопления одной серии к времени накопления следующей.

### 3.1.5. Урало-Охотский пояс

Выступы архейского кристаллического фундамента известны в западной, юго-западной и восточной периферических зонах этого пояса. Они тяготеют к его кратонному обрамлению.

На западном склоне Урала, на северном окончании Башкирского антиклинория, раннеархейский возраст (3,2—3,0 млрд. лет,  $\alpha$ -Pb и K-Ag методы) установлен для пород тараташского комплекса — двупироксеновых кристаллических сланцев, гнейсов с гранатом, силлиманитом, гиперстеном, иногда графитом, магнетитовых кварцитов, магнетит-гиперстеновых пород, гиперстеновых габбро-диорит-гнейсов и др. Эти породы испытали гранулитовый метаморфизм не позднее 2,7 млрд. лет назад с образованием высокоглиноземистых гранитоидов, эндербитов и чарнокитов. На рубеже 2,2—2,1 млрд. лет комплекс подвергся диафторезу амфиболитовой фации с дополнительной гранитизацией. Тараташский комплекс представляет, очевидно, непосредственное продолжение фундамента Волго-Камской антеклизы Русской плиты.

Архейский возраст предполагается также по составу пород и характеру их метаморфических преобразований, для метаморфического комплекса Мугоджар. Этот комплекс сложен амфиболитами, гнейсами с гранатом, кианитом, силлиманитом, кварцитами, лептинитами, образующими южномугоджарскую и талдыкскую серии. Метаморфизм относится к альмандин-амфиболитовой фации с региональной плагиогматизацией и развитием автохтонных плагиогнейсогранитов, гнейсогранитов и пегматитов. Отмечается сходство с беломорским и становым комплексами Балтийского и Алданского щитов [40].

Далее к юго-востоку архей известен или предполагается в составе фундамента Кокчетав-Муюнкумского массива Центрального Казахстана и Северной Киргизии. Радиометрически здесь доказан архейский возраст актюзской свиты Киргизии — 2,7—2,5 млрд. лет U-Pb методом по метаморфогенному циркону.

Актюзская свита, развитая в западной части Заилийского Алатау, сложена гранат-калишпатовыми двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами с редкими линзами мраморов. Широко развиты мигматиты, встречаются тела эклогитов и гранатовых амфиболитов. Породы были первоначально метаморфизованы в условиях низких темпе-

ратур и высоких давлений, затем в кианит-силлиманитовой суб-фации амфиболитовой фации. В конце раннего протерозоя ( $1820 \pm \pm 180$  млн. лет) они подверглись диафторезу эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. По первичному составу это скорее всего метасадочные, песчано-глинистые, с участием основных эффузивов образования, хотя есть мнение и об их целиком вулканогенной (андезиты-дациты-риолиты) природе. Вероятные аналоги актюзской свиты известны и в других районах Северного и Среднего Тянь-Шаня, вплоть до Таласо-Ферганского разлома [43].

Севернее, в пределах Кокчетав-Муюнкумского массива, в Улытау археем может датироваться бектурганская серия гнейсово-сланцево-амфиболитового состава. Метаморфизована она лишь в эпидот-амфиболитовой фации. Более древний возраст предполагается на основании более высокой ступени метаморфизма (амфиболитовой или гранулитовой) для зерендинской серии Кокчетавской глыбы, представленной гнейсами, эклогитами, амфиболитами, гранулитами.

На крайнем юге Тянь-Шаня к архею условно относят каратегинскую свиту, сложенную гнейсами (биотитовыми, гранат-биотитовыми, кордиеритовыми, силлиманитовыми, амфиболовыми), биотитовыми, гранат-ставролит-биотитовыми и амфиболовыми сланцами, с прослоями мраморов, кварцитов, гранулитов, амфиболитов. Ее возраст определен Рb-изохронным методом в 3,0—2,6 млрд. лет.

По другую сторону осевой зоны Урало-Охотского пояса архейские образования выявлены в обрамлении Сибирского кратона, начиная с Енисейского кряжа и далее к югу и юго-востоку. В южной части Енисейского кряжа, к югу от Ангары, обнажается канский комплекс гиперстеновых гнейсов, гранулитов и чарнокитов с возрастом метаморфизма 2,7—2,55 млрд. лет; в его составе (см. 2.1.3) обнаружены и более древние породы катархейского возраста. Далее к югу расположенный между Восточным Саяном и Сибирским кратоном Бирюсинский горст сложен одноименной серией архейских гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации.

Южнее, между Бирюсинским и Шарыжалгайским горстами и в пределах последнего в виде грабен-синклинориев северо-северо-восточного простирания протягиваются два зеленокаменных пояса: Урикско-Ийский и Онотский. Первый из этих грабен-синклинориев протягивается на 500 км между бассейнами левых притоков Ангары — Бирюсы и Оки при ширине от 10—15 до 60 км. Выполнен он многокилометровой толщей терригенных, первично песчано-глинистых осадков с мощной толщей доломитов в нижней части (но не в основании) разреза и вулканитами, преимущественно кислого состава, в верхней. В самых верхах разреза переслаивание псаммитов с пелитами и карбонатами носит флишоидный характер. Метаморфизм: от амфиболитового в низах до зе-

леносланцевого в верхах. Отложения довольно интенсивно дислоцированы и прорваны гранитоидами, от габбро-диоритов до нормальных гранитов. Возраст гранитоидов определен в 2,65—2,6 млрд. лет (Rb-Sr метод, Брынцев и др.).

Онотский грабен-синклиорий намного уступает по размерам Урикско-Ийскому, но его продолжение скрывается на севере под фанерозойским чехлом Среднесибирской плиты. Видимые низы разреза грабена сложены мраморами, доломитами, амфиболитами и биотит-амфиболовыми сланцами; они прорваны (?) небольшими телами гипербазитов и более крупными телами габбро-плагиогранитной формации. Несогласно на этих образованиях залегает толща амфиболитов, гранато-слюдяных, кварц-биотитовых сланцев, железистых кварцитов и гнейсов, а стратиграфически выше — толща средних и кислых вулканитов, биотитовых и двуслюдяных сланцев. Разрез заканчивается, подобно Урикско-Ийскому грабену, терригенной флишеидной формацией. Гранитные плутоны рвут весь этот комплекс отложений. Возраст плагиогранитов определен Е. В. Бибиковой U-Pb методом по циркону в  $3250 \pm 100$  млн. лет.

Таким образом, Онотский зеленокаменный пояс принадлежит к древнейшей генерации этих структур, а Урикско-Ийский — к одной из более поздних.

В Тувино-Монгольском срединном массиве, в нагорье Сангилен, где имеется наиболее полный и наилучше датированный разрез докембрийских образований, раннеархейский возраст установлен М. И. Волобуевым и другими для эрзинского комплекса, метаморфизованного в гранулитовой фации и включающего биотит-гранатовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы, биотит-гиперстеновые, биотит-гиперстен-гранатовые плагиогнейсы, двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты, а также в виде маломощных прослоев мраморы и кальцифиры. Толща вмещает тела чарнокитов и эндербитов. По цирконам из гнейсов и чарнокитов U-Pb методом определен возраст  $3100 \pm 200$  млн. лет.

А. М. Смирнов [114] предполагает в Монголо-Охотском сегменте и южном его обрамлении довольно широкое развитие архея и даже катархея. Он выделил в Хингано-Буренском, Ханкайском и смежных массивах Северо-Восточного Китая маньчжурский комплекс гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов, метаморфизованный в гранулитовой фации и прорванный аляскитами. В. И. Шульдинер усматривает развитие аналогов этого комплекса и в Восточном Забайкалье, в частности в Аргунском массиве. В Ханкайском массиве [29] поздним археем датируется иманская серия, состоящая в основном из графитовых и клинопироксеновых мраморов (в низах), биотитовых, силлиманитовых биотит-гранатовых, биотит-силлиманитовых, гранат-кордиеритовых, клинопироксеновых, клинопироксен-амфиболовых, роговообманковых гнейсов и сланцев.

### 3.1.6. Китайско-Корейский кратон

К нижнему архею здесь в настоящее время относят образования группы Цзянси, типично развитые в Восточном Хэбэе. В ее составе различают два примерно разновозрастных комплекса: Цзяннанский гранулитовый и Зунхуа-зеленокаменный. Первый сложен преимущественно основными, пироксеновыми гранулитами, биотит-гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами и железистыми кварцитами; протолитами этих пород служили вулканиты известково-щелочной серии — андезиты, а также мелководные осадки. Базальты комплекса близки континентальным толентам. Зеленокаменный пояс Зунхуа отличается преобладанием высокомагнезиальных (бедных  $K_2O$ ) толентов, а также серых гнейсов и развитием расслоенных основных-ультраосновных интрузий. Радиометрические датировки как U-Pb методом по циркону, так и Rb-Sr методом по породе находятся в пределах 2,48—2,59 млрд. лет, но единичные определения U-Rb методом (конкордия) по циркону и K-Ar по роговой обманке дали значения 2,8—2,9 млрд. лет, что побуждает китайских специалистов относить эти образования к нижнему архею\*. Гранулиты группы Цзянси частично испытали ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации.

Верхнеархейские образования объединены в пределах КНР в группу Фупин, или Бадаохе, мощность которой оценивается в 7—10 км. Среди них достаточно четко намечается разделение на гранит-зеленокаменные области и ограничивающие их гранулитовые пояса. Наиболее крупный из таких поясов простирается в широтном направлении из Внутренней Монголии в северный Хэбэй и восточный Ляонин. Другой пояс, в общем, того же простираения, прослеживается в пределах центральной Хэнани к югу от нижнего течения р. Хуанхэ, на восток-юго-восток от г. Сиань. Слагающие его породы выделены как комплекс Тайхуа; они представлены гранатовыми двупироксеновыми гранулитами, плагиоклазовыми амфиболитами, кварц-полевошпатовыми и графитовыми гнейсами, мраморами и магнетитовыми кварцитами. Этот пояс отчетливо надвинут к северу на смежную гранито-зеленокаменную область. Третий гранулитовый пояс вырисовывается в восточном Шаньси, на границе с Хэнанем, к юго-западу от Пекина. Он сложен, как и предыдущий, основными гранулитами, парагнейсами, кварцитами и амфиболитами. Прорывающий группу Фупин гранит датирован в  $2560 \pm 9$  млн. лет U-Pb методом по циркону, а обломочный циркон из низов группы — 2,80—2,83 млрд. лет тем же методом.

Эти три гранулитовых пояса составляют обрамление гранит-зеленокаменной области центральных районов Хэнань и Ляонин. Зеленокаменные пояса установлены в этой области в центральном Хэнане и северном Ляонине, в районах Фушунь и Аньшань. Наибо-

---

\* Не исключено, однако, что они могут представлять более глубокометаморфизованные породы верхнего архея.

лее подробно описан разрез Фушунского зеленокаменного пояса Циньюань, залегающего на фундаменте из гранулитов (от основных до кислых) и чарнокитов [339]. Этот разрез состоит, как и в классических поясах, из трех подразделений (снизу вверх): основных-ультраосновных вулканитов (толеиты, коматиниты); известково-щелочных вулканитов (толеиты, андезиты, дациты) с сульфидными рудами и железистых кварцитов; кварцито-песчаников, доломитовых мраморов, граувакк, основных лав. Общая мощность превышает 9 км. Эти отложения интродуцированы тоналитами, монцититами и гранитами с возрастом 2,8—2,6 млрд. лет. Сходный разрез обнаруживает Аньшанский пояс, с тем лишь отличием, что железистые кварциты содержатся во всех трех подразделениях, но главным образом в третьем. Что же касается Центрально-Хэнаньского пояса Дэнфень, то его отличием служит бимодальный характер вулканитов среднего подразделения (толеиты, кислые вулканиты). Породы всех описанных поясов метаморфизованы в амфиболитовой фации и слагают сложные синформы, занимающие пространство между гранитогнейсовыми куполами.

Конец архея здесь, как и повсеместно, ознаменовался общей кратонизацией, явившейся следствием складчато-разрывных (надвиговых) деформаций, регионального метаморфизма преимущественно амфиболитовой фации, мигматизации и гранитизации. Метаморфизм гранулитовой фации в подвижном поясе Внутренней Монголии — Хэбэя-Ляонина может относиться к той же эпохе диастрофизма, которая получила название фупинской, как и затронутый ею комплекс отложений. Складчатость была многофазной. Преобладающее простирание метаморфической линейности и поздних широких складок субширотное; простирание более ранних складок меридиональное. Гранитоиды в основном натриевые (тоналиты), но есть и нормальные граниты. Образование роев основных и пегматитовых даек в начале протерозоя в Шаньдуне и Шаньси подтверждает становление достаточно консолидированной коры.

### 3.1.7. Южно-Китайская платформа и прилегающие массивы

Породы архейского, достоверного или предполагаемого, возраста обнажаются в трех краевых выступах фундамента Южно-Китайской платформы\* — в массиве Шонгло на юге (СРВ), в Сикан-Юньнанской гряде на юго-западе в Цзянаньском поднятии на юго-востоке (КНР). В ядре выступа Шонгло залегают очковые мигматиты комплекса Шонгтой со сканалитами кристаллических сланцев, содержащими цирконы с К-Аг возрастaми 2652, 2452 и 2050 млн. лет. В Сикан-Юньнанской гряде (ось Кандин) к архею может относиться нижняя часть комплекса Кандин, сложенная дупироксеновыми гнейсами, гранулитами, силлиманит-кордиери-

---

\* По данным, обобщенным Фан Чыонг Тхи [124], Ле Зуй Бать [71], и сводке «Метаморфические комплексы Азии».

товыми гнейсами с редкими прослоями мраморов и железистых кварцитов. Сходство этого набора пород с комплексами Каннак в СРВ и Могок в Бирме (см. ниже) очевидно.

Наименее уверенно выделяется архей в Цзяннанском поднятии на юго-востоке платформы, где он может быть представлен гнейсами, мраморами, мигматитами, прорванными гранитами с архейскими возрастными.

**3.1.7.1. Индосинийский массив.** Присутствие архейских образований в Контумском выступе этого массива предполагается на основании датирования в 2,3 млрд. лет более молодого метаморфического комплекса Нгоклин и более низкой степени метаморфизма последнего. К архею, очевидно верхнему, в Контумском выступе на указанном основании отнесен комплекс Каннак, целиком метаморфизованный в гранулитовой фации. Его нижняя часть (300 м) состоит из двупироксеновых кристаллических сланцев, плагногнейсов, гранат-гиперстеновых гнейсов, с линзами гранаткордиерит-силлиманитовых и биотит-роговообманковых гнейсов. Верхняя часть комплекса (1 км) сложена гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, мраморами с графитом, волластонитом, диопсидом и кальцифирами с графитом. По первичному составу породы низов комплекса Каннак скорее всего представляли базальтоидные вулканиты, а верхов — глинистые и карбонатные осадки. Среди метаморфитов комплекса залегают мелкие тела серпентинизированных гипербазитов и метагабброидов, а также автохтонных гранитоидов — эндербитов, чарнокитов, гранитогнейсов и гнейс-мигматитов.

**3.1.7.2 Синобирманский массив.** В пределах этого массива в области плато Шан в Бирме архейские образования могут быть выделены лишь по петрографической аналогии с комплексом Каннак (СРВ), в составе нижней части комплекса Могок. Это те же двупироксеновые кристаллические сланцы и гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы и мраморы с телами эндербитов, гранито-гнейсов и сиенитогнейсов. Верхняя часть комплекса Могок является, скорее всего, аналогом комплекса Нгоклин Контумского выступа и соответственно относится к нижнему протерозою.

### 3.1.8. Южно-Американский кратон

**3.1.8.1. Гвианский щит.** В этом щите архей надежно выделен лишь на севере, в Венесуэле [215]. Здесь несогласно на катархейском комплексе Иматака или в тектоническом контакте с ним залегают гнейсы Эль-Седрель с возрастом 2,7 млрд. лет. Выше согласно следуют амфиболиты и отсутствующие породы групп Санта-Барбара и Эсперанса (2,7—2,5 млрд. лет). Что касается остальной части Гвианского щита, то некоторые исследователи относят к архею породы гранулитовой фации метаморфизма, в частности чарнокиты группы Фаловатра в Суринаме [167], считая их древнее раннепротерозойских зеленокаменных поясов (см. 4.1.8.1).

**3.1.8.2. Восточно-Бразильский щит.** В пределах этого щита к настоящему времени достоверно выявлены две архейские гранит-зеленокаменные области. Одна из них в общем отвечает эократону Сан-Франсиску [326], другая, меньших размеров — срединному массиву Гояс [192] среди центрально-бразильских байкалит (бразилид по местной терминологии).

Зеленокаменные пояса (их насчитывается девять) установлены в северо-восточной и крайней южной частях эократона Сан-Франсиску (рис. 10), соответственно в штатах Баия и Минас-Жерайс. На северо-востоке пояса ориентированы меридионально и наложены на гранитогнейсовый субстрат с возрастом до 3,2 млрд. лет. Вулканическая часть их разреза включает лавы, пирокластолиты и гипабиссальные тела преимущественно основного, а также ультраосновного, среднего и кислого составов, осадочная — пелиты (преобладают в нижней части), псаммиты и псефиты. Железистые и марганцовистые рудности обычно ассоциируются с вулканитами. На востоке эократона гранит-зеленокаменная область граничит с Атлантическим гранулитовым поясом полиметаморфического характера. Радиометрические датировки варьируют от 3,1 млрд. лет (через 2,7; 2,0 млрд. лет) до 550 млн. лет и свидетельствуют о длительной и сложной истории. Этот пояс сложен различными гранулитами, эндербитами, кондалитами, образовавшимися по разным осадочным (песчаники, аркозы, граувакки, пелиты, мергели, доломиты) и основным-ультраосновным магматитам. Очевидно, что данный пояс, по крайней мере частично, наложен на восточное продолжение гранит-зеленокаменной области.

Пояс Риу-дас-Вельяс — Лафайет, расположенный на юге эократона Сан-Франсиску, также залегает среди более древних, но местами ремобилизованных и интрузивных гнейсов и мигматитов. Его возраст более 2,8 млрд. лет, а разрез включает обычный набор пород, который подразделен на две группы: Нова-Лима и Макине. Первая группа сложена глинистыми сланцами, филлитами, железистыми кварцитами, метаграувакками, сарицитовыми кварцитами и конгломератами, а также мафическими и ультрамафическими магматитами, превращенными в серпентиниты, тальковые, хлоритовые, тремолитовые, актинолитовые сланцы и амфиболиты; ее мощность составляет от 1600 до 1400 м. Вторая группа представлена кварц-серицитовыми сланцами в нижней части и конгломератами, хлоритовыми и серицитовыми кварцитами в верхней; мощность — 250—400 м.

Зеленокаменные пояса эократона Сан-Франсиску характеризуются сложной, изоклинальной складчатостью, складки часто опрокинуты, их простираение нередко осложнено гранитными диапирами; прослеживаются зоны тектонических разрывов. Гранито-гнейсовые поля, разделяющие зеленокаменные пояса, сложены преимущественно биотитовыми гнейсами, амфиболитами, мигматитами, авто- и аллохтонными гранитоидами от кварцевых диоритов до нормальных гранитов. Среди этих пород в подчиненном

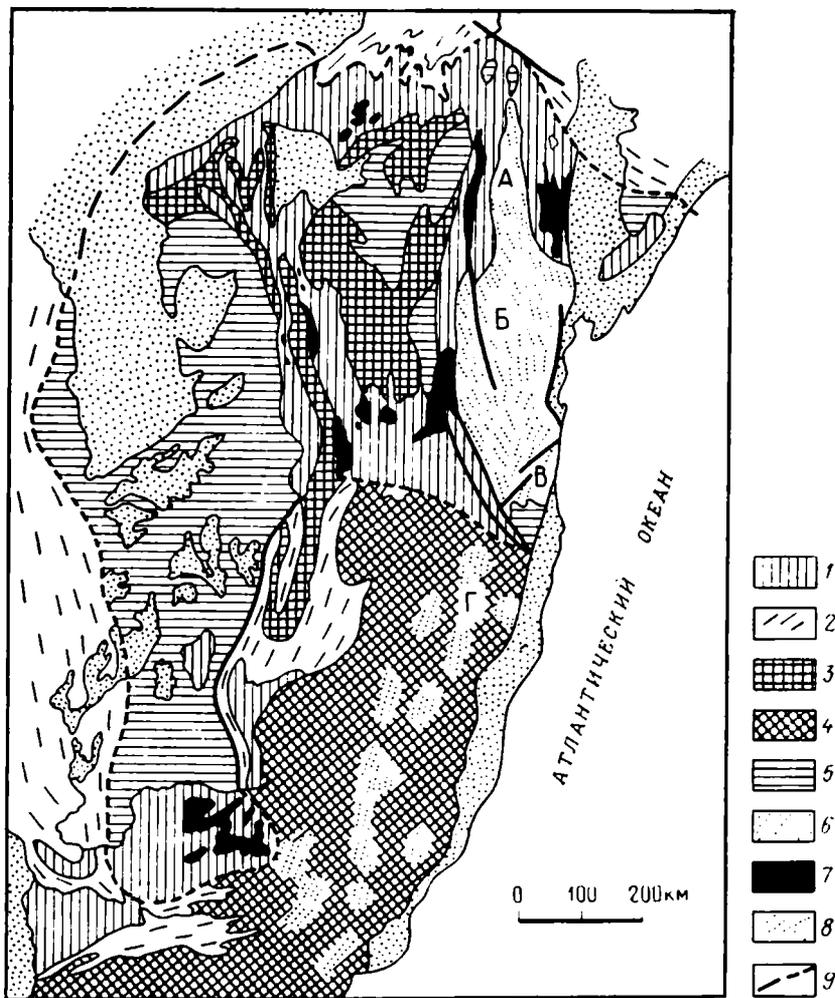


Рис. 10. Доказанные и возможные зеленокаменные пояса кратона Сан-Франсиску (из книги «Докембрий Бразилии»).

1 — трансмазонское или более древнее основание; 2 — позднедокембрийские подвижные пояса; 3 — пояс Эспиньясу и связанный с ним чехол Чапада-Диамантина; 4 — более древнее основание, глубоко ремобилизованное в бразильском цикле; 5 — осадочный чехол бразильского цикла; 6 — фанерозойский осадочный и осадочно-вулканогенный чехол; 7 — зеленокаменные пояса; 8 — Атлантический гранулитовый пояс; А — комплекс Карабас; Б — комплекс Жекье, В — комплекс Сальвадор, Г — комплекс Паранба; 9 — примерные границы кратона Сан-Франсиску

количестве встречаются железистые кварциты, известково-силикатные породы, доломитовые мраморы, сланцы, корднеритовые, силлиманитовые и кианитовые гнейсы.

Центрально-бразильские (Гояс) зеленокаменные пояса (рис. 11) отнесены к архею по косвенным данным — присутствию ксенолитов основных и ультраосновных вулканитов

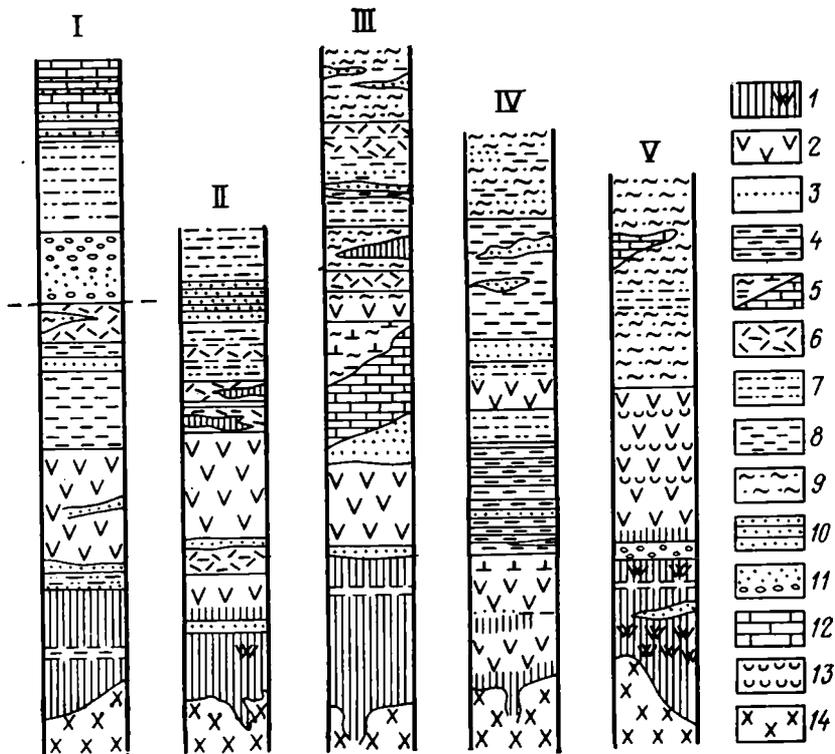


Рис. 11. Схема стратиграфии центрально-бразильских зеленокаменных поясов (по Ж. Дани и др.).

1 — серпентиниты, тальковые сланцы, тремолит-тальк-хлоритовые сланцы; 2 — ортоамфиболиты, пиллоу-лавы, зеленые сланцы; 3 — метакремни (Fe, Mn, CO<sub>2</sub>), графитовые филлиты; 4 — магнетит-хлорит-мусковитовые сланцы (метатуфы); 5 — карбонатные породы, мраморы, биотит-кальцитовые сланцы; 6 — кварц-серицитовые сланцы (метариолиты); 7 — мусковит-кварцевые сланцы; 8 — графит-серицитовые филлиты; 9 — хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы; 10 — полосчатые железняки; 11 — конгломераты и кварциты; 12 — мраморы с полосчатыми железняками; 13 — туфы; 14 — граниты. I—V — стратиграфические колонки

в гранитах с возрастом 2,9 млрд. лет. Как и везде, они образуют сложные синформы, с изоклинальными синклиналями, разделенными разрывами. В нижней части их разрезов залегают ультраосновные метавулканы с типичной структурой спинифекс, с тонкими прослоями кремней и графитовых филлитов. Мощность коматитовой толщи достигает 1,2—1,5 км. Средняя часть разреза состоит из metabазальтов, частично пиллоу-лав, с прослоями железистых и карбонатных пород, кремней и графитовых сланцев. По латерали и вертикали базальты замещаются средними и кислыми вулканитами (от андезитов до риолитов) известково-щелочного типа. Их мощность от 800 до 2400 м. Верхняя часть разреза в основном осадочная — графитовые филлиты, железистые кремни, серицит-кварцевые и хлорит-мусковитовые сланцы, кварциты, с прослоями пирокластолитов среднего и кислого состава. Метамор-

физм проявляется преимущественно в низшей ступени зеленосланцевой фации, повышаясь до амфиболитового по периферии пояса.

Для всех бразильских зеленокаменных поясов характерна хромитовая, золотая, медная, отчасти урановая минерализация. Но распространение этих поясов не ограничивается, видимо, двумя вышеназванными областями. Еще одна гранит-зеленокаменная область, пока слабо изученная, намечается на крайнем юге Бразилии, в Уругвае и Аргентине. Она известна как кратон Рио-де-Ла-Плата, так как расположена по обе стороны этого эстуария. Существование зеленокаменных поясов весьма вероятно и для Центрально-Бразильского щита (кратон Гуапоре [239]).

### 3.1.9. Африканский кратон

В Южной Африке две крупные гранит-зеленокаменные области, отвечающие эократонам Каапваальскому и Зимбабве, относятся к классическим; они разделены подвижным, гранулитовым поясом Лимпопо. Зеленокаменные пояса известны на о. Мадагаскар. В Западной Африке гранит-зеленокаменной областью значительных размеров является Леоно-Либерийский эократон. Центрально-Африканская область изучена слабее других и ее точные контуры не установлены.

**3.1.9.1. Каапваальский кратон (рис. 12)\*.** Архейские образования выступают на поверхность в основном на крайнем востоке кратона, в Свазиленде. Здесь среди разнообразных гранитов и гнейсов широтно простирается шесть зеленокаменных поясов; наиболее известны поясы Барбертон на юге и Мерчисон на севере. Для пояса Барбертон разработана детальная стратиграфия (рис. 13) и имеется большое число радиометрических датировок. Здесь выделены три группы: Онфервахт, Фиг-Три и Моодис. Самой мощной (15—16 км!) является группа Онфервахт, которая разделена на две подгруппы, а каждая последняя на три формации. Нижняя подгруппа характеризуется обилием ультраосновных и основных пород; ее верхняя формация Комати была исходной для выделения особого типа высокомагнезиальных основных-ультраосновных вулканических пород — коматиитов, отличных от перидотитов и пикритов. Базальтовые вулканы верхней подгруппы представлены нормальными толентами; коматииты в ней занимают весьма подчиненное положение, но зато в заметном количестве присутствуют кислые лавы и туфы, а также кремни. Вулканы среднего состава встречаются ограниченно. В разрезе наблюдаются сланцы и дайки перидотитов, реже пироксенитов и норитов, а также кислых пород — кварцевых и бескварцевых порфириров. В кремнях группы Онфервахт были обнаружены остатки примитивных микроорганизмов, органическая природа которых подтверждена геохимически.

---

\* В основном по „Structural evolution of Southern Africa“.

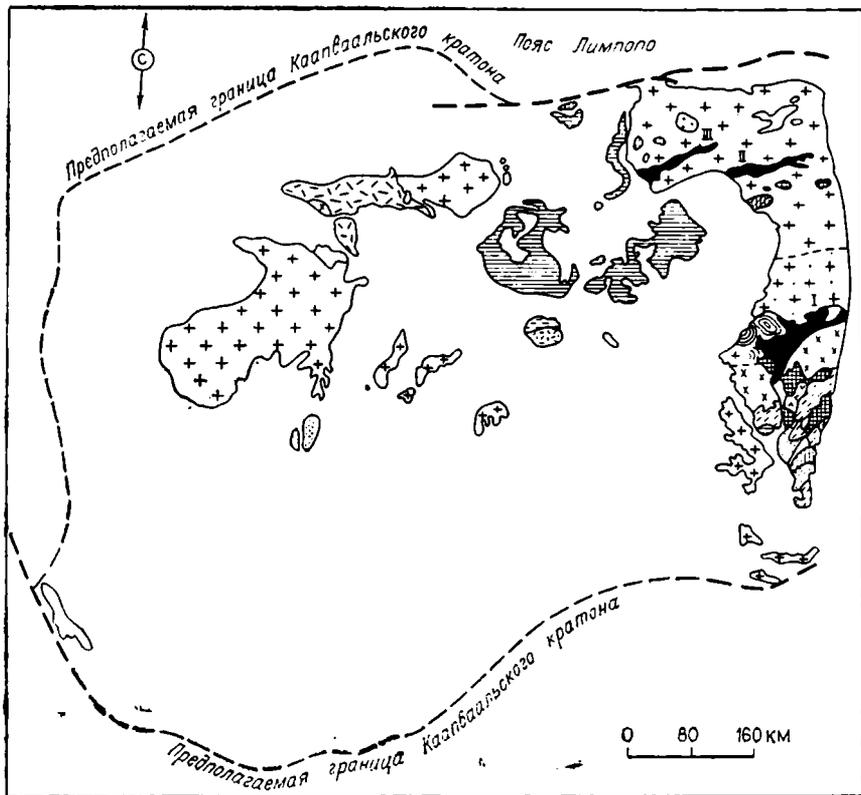


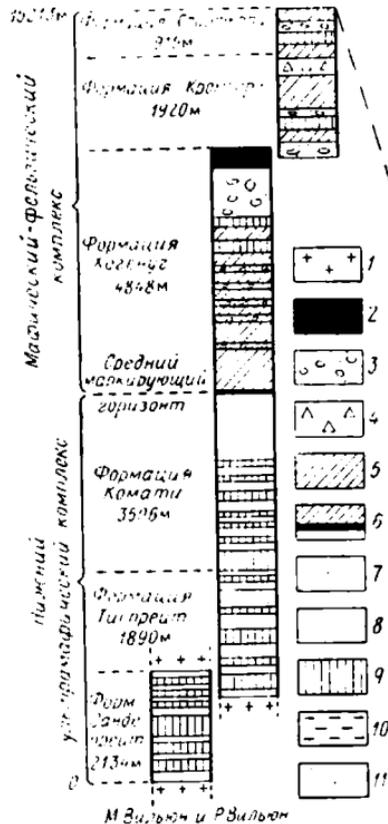
Рис. 12. Геологическая карта Каапваальской провинции, Южная Африка (из книги К. Конди).

Главные зеленокаменные пояса: 1 — Барбертон, II — Мерчисон, III — Питерсбург, 1 — негранитные породы; 2 — постватербергские граниты; 3 — бушевельдские граниты (1,95 млрд. лет); 4 — граниты Габороне и Палала (2,3 млрд. лет); 5 — граниты Мпагени (2,65 млрд. лет); 6 — граниты Квете; 7 — граниты Понгола и граниты с возрастом 2,7 млрд. лет; 8 — граниты Далмейн; 9 — граниты Лохил (3,0 млрд. лет); 10 — мигматиты Нелспрейт; 11 — гранодиоритовая серия и граниты с возрастом 3,2 млрд. лет; 12 — диапиры тоналитов; 13 — тоналитовые гнейсы; 14 — граниты нерасчлененные; 15 — гранитные плутоны; 16 — зеленокаменные пояса

Группа Фиг-Три (мощность 2 км) залегает преимущественно согласно на группе Онфервахт и состоит из осадочных пород — грубообломочных на юге, граувакк, глинистых сланцев с подчиненными кремнями и джеспилитами на севере. Эти отложения рассматриваются как подводные конусы выноса. Вверх по разрезу увеличивается содержание сиалического материала.

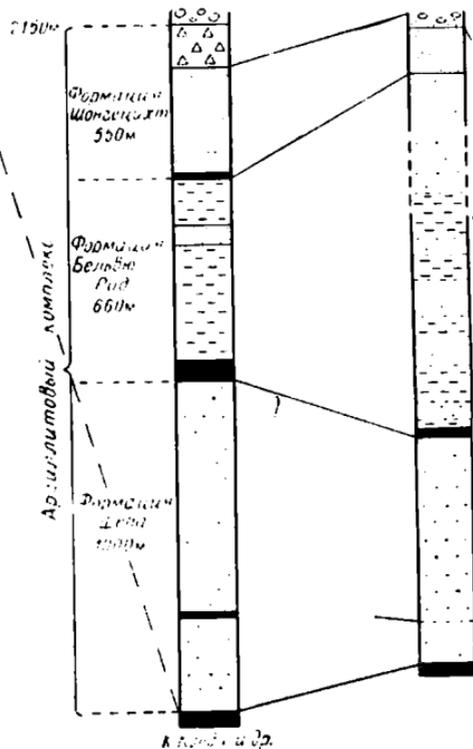
Группа Моудис (мощность 3,5 км) связана с предыдущей обычно постепенным переходом, но местами залегает непосредственно на породах группы Онфервахт и начинается базальными

Группа Ондервайт  
Анхидриды Ондервайт  
и анхидриды Кромбург



Группа Фиг-Три

Гидрохлорид Штальцбург Синклиналь Чарльз Синклиналь Юрка



Группа Модис

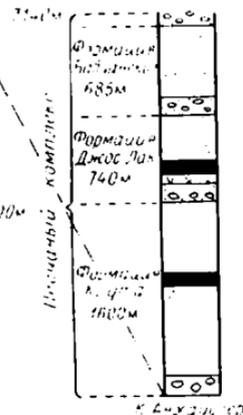
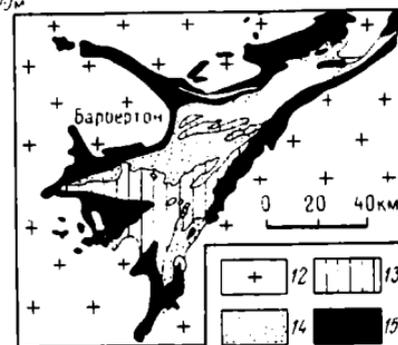


Рис. 13. Стратиграфические колонки надгруппы Свазиленд в зеленокаменном поясе Барбертон (из книги К. Конди).

1 — интрузивные тоналитовые гнейсы; 2 — кремнистые породы с подчиненными глинистыми сланцами и известняками; 3 — кислые лавы, туфы и порфиры; 4 — основные пирокласты, агломераты, подушечные брекчи и др.; 5 — основные металавы (толенты); 6 — средний маркирующий горизонт; 7 — кислые туфы (часто кремнистые и глиноземистые); 8 — пропуски в разрезе; 9 — ультраосновные лавы (метанеридотиты); 10 — глинистые сланцы; 11 — песчаники, субгранулки, гравелиты, глинистые сланцы, кварциты; 12 — интрузивные граниты; 13 — осадочные подразделения группы Модис и Фиг-Три; 14 — группа Ондервайт (14 — мафический-фелъзитический комплекс; 15 — нижний ультрамафический комплекс)



Зеленокаменный пояс Барбертон

конгломератами. В ее составе преобладают кварциты, субграуваки, аркозы; в меньшем количестве присутствуют глинистые сланцы, кремни и джеспилиты. Заканчивается разрез песчаниками и конгломератами. Эти отложения определены как осадки аллювиальной равнины и дельты. В целом группы Фиг-Три и Моодис рассматриваются в качестве образований окраины континента, располагающегося на юге и сложного сиалических, вулканических и кремнистыми породами.

Метаморфизм надгруппы Свазиленд не выходит за пределы зеленосланцевой фации, за исключением контактовых ореолов гранитов. В структурном отношении отложения этой надгруппы слагают широкий синклиниорий, состоящий из сильно сжатых, до изоклинальных синформ, обычно опрокинутых к северо-западу и разделенных не антиформами, а разрывами (чешуями — slides). В последних работах отмечается сложность внутренней структуры Барбертонского пояса и, видимо, вполне справедливо ставится под сомнение установленная ранее последовательность и огромная мощность группы Онфервахт, находящаяся в противоречии с низкой степенью ее метаморфизма. В частности, формация Комати рассматривается не как эффузивная, а как комплекс параллельных даек, питавших вулканы смежных формаций. Сложна и деформационная история Барбертонского пояса, включающая не менее трех фаз деформаций, и связанная с ними история гранитоидного плутонизма.

Радиометрический возраст вулканических низов группы Онфервахт определен Rb-Sr методом в 3,4 млрд. лет, Sm-Nd методом в  $3,54 \pm 0,3$  млрд. лет, а возраст маркирующего горизонта, делящего группу на две подгруппы, — в 3,28 млрд. лет (Rb-Sr изохрона). Между тем древнейшие граниты (тоналиты и трондземиты), дающие интрузивные контакты с породами зеленокаменного пояса, датированы в  $3491 \pm 166$  млн. лет (гранит Каап-Вэлли, Rb-Sr метод по породе); более молодые, позднесинкинематические и посткинematические гранитоиды имеют возраст 3,3—2,9 млрд. лет. Все эти гранитоиды трудно отличимы от «древнего гнейсового комплекса», считающегося более древним и ранним образованием по сравнению с надгруппой Свазиленд, по этой причине большая древность данного комплекса все еще оспаривается некоторыми исследователями.

Во всяком случае южная часть Каапваальского эократона стабилизировалась уже около 3,0 млрд. лет назад, т. е. к началу позднего архея. Доказываются это развитием на юго-востоке эократона платформенно-чехольных осадков надгруппы Понгола, залегающих несогласно на гранитах с возрастом 3,07 млрд. лет (Rb-Sr метод), заключающих в нижней части лавы с возрастом  $2940 \pm 22$  млн. лет (U-Pb метод по циркону),  $2934 \pm 114$  млн. лет (Sm-Nd метод) и  $2883 \pm 69$  млн. лет (Rb-Sr метод по породе [230]) и прорываемых базитами-ультрабазитами комплекса Усушвана с возрастом 2,87 млрд. лет (Rb-Sr и Sm-Nd методы). Надгруппа Понгола делится на две группы — нижнюю, в

основном вулканическую (базальты, андезитобазальты, дациты, риолиты), и верхнюю, почти целиком осадочную (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты). Лавы нижней группы петрохимически по одним характеристикам являются толеитовыми, по другим — известково-щелочными (преобладают все же первые). Они метаморфизованы в зеленосланцевой фации (низшая ступень), а мощность достигает 7 км. Осадки верхней группы (мощность 1,8 км) образовались в обстановке аллювиальной равнины, приливо-отливной зоны и шельфа; суша должна была находиться на севере, море на юге. В нижней группе обнаружены строматолиты, древнейшие из известных в мире.

Интрузивный стратиморфный комплекс Усушвана включает крупные дайки и силлы. За его внедрением в конце архея последовало образование небольших гипабиссальных плутонов гранитоидов с возрастом 2,8—2,5 млрд. лет. Они отличаются повышенным содержанием  $K_2O$  и изменчивым отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$ .

**3.1.9.2. Эократон Зимбабве и пояс Лимпопо.** Гранит-зеленокаменная область Зимбабве примечательна развитием в ее пределах трех генераций зеленокаменных поясов с возрастом около 3,5; 2,9—2,7 и около 2,7 млрд. лет, формирование которых завершилось тоналитовым плутонизмом. Первая генерация представлена себаквийской группой, вторая — нижнебулавайской и третья — верхнебулавайской (рис. 14). Породы первой группы распространены в основном в поясе Селукве, содержат строматолиты и прорываются гранодиоритами Мушандике и гранитами Мон-д'Ор с возрастом соответственно 3,5 и 3,35 млрд. лет (Rb-Sr метод). Конгломераты в составе отложений пояса Селукве содержат гранитные валуны, доказывая его образование на сиалическом основании. В целом группа Себакве сложена базальтовыми и коматитовыми вулканитами, с силлами ультрамафитов, джеспилитами, грубыми и тонкими метаосадочными породами. Нижнебулавайская группа начинается дацитами, которые перекрываются коматитами и грубокластическими метаосадками. Местами она располагается на гнейсах (гнейсы Чингези), местами на породах себаквийской группы. Верхнебулавайская группа, имеющая наиболее широкое распространение, залегает на гнейсах Гвеноро-Родсдейл с возрастом 2,7 млрд. лет, состоит из коматитов, толеитов, андезитов и дацитов, а также осадочных пород. Ее разрез венчается шамвайской группой плохо сортированных обломочных пород: конгломератов, граувакк, кварцево-сланцевых сланцев, филлитов с прослоями известняков и джеспилитов. Структура зеленокаменных поясов Зимбабве усложняется с севера на юг в направлении подвижного пояса Лимпопо (см. ниже) от узких прямых складок до шарьяжей в поясе Селукве с надвиганием гнейсов основания на зеленокаменные породы. Породы зеленокаменных поясов метаморфизованы от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации и интродированы вместе с подстилающими их гнейсами, гранитными плутонами. Наиболее молодой комплекс гранитов начинается натровыми, тоналитовыми предтектонически-

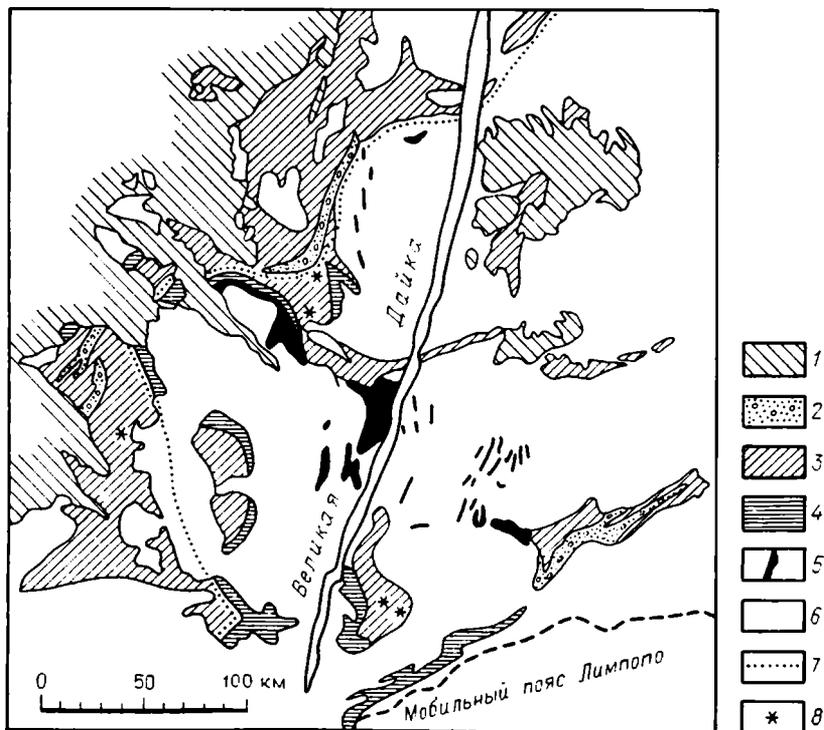


Рис. 14. Подразделение зеленокаменных поясов центральной части Зимбабве (из книги К. Конди).

1 — постархейский чехол; 2 — группа Шамва; 3, 4 — зеленокаменные толщи группы Булавайо (3 — верхняя, 4 — нижняя); 5 — группа Себаке; 6 — граниты и гнейсы разного возраста; 7 — примерная граница раздела западных и восточных разрезов верхней зеленокаменной толщи; 8 — строматолиты

ми разностями (возраст 2,63 млрд. лет), продолжается синтетектоническими адамеллитами и заканчивается посттектоническими калиевыми гранитами (2,57 млрд. лет).

Окончательная кратонизация массива Зимбабве наступила 2,46 млрд. лет назад, когда в него была внедрена Великая Дайка базитультрабазитового состава, протянувшаяся более чем на 500 км с севера на юг, от Замбези к Лимпопо. Таким образом, кратонизация массива Зимбабве запоздала почти на 0,5 млрд. лет по отношению к кратонизации Каапваальского массива, во всяком случае его южной части.

Но дольше всего сохранял свою подвижность разделяющий их пояс Лимпопо, имеющий ширину около 220 км в центре и простирающийся на расстояние более 600 км в восток-северо-восточном направлении примерно вдоль границы ЮАР и Зимбабве, уходя в Ботсвану и Мозамбик. Пояс выделяется по отношению к смежным зократонам прежде всего как зона более высокого метаморфизма, достигающего гранулитовой и высшей ступени амфи-

болитовой фации. Переход к ограничивающим зократонам совершается постепенно, и по обе стороны пояса выделяются краевые зоны — Северная и Южная, с Центральной зоной посередине. В Центральной зоне выступает древнейший фундамент пояса, представленный парагнейсами Сэнд-Ривер с возрастом около 3,8 млрд. лет, сопоставимыми с древнейшим гнейсовым фундаментом Зимбабве и Каапваала. Гнейсы Сэнд-Ривер около 3,55 млрд. лет назад были прорваны дайками толеитового состава, отличающимися от океанских толеитов повышенным содержанием  $K_2O$  и отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , объясняемыми ассимиляцией более древнего сиалического фундамента. Это проявление основного магматизма грубо синхронно началу формирования зеленокаменных поясов в смежных зократонах. Гнейсы Сэнд-Ривер перекрываются супра-крупной толщей Бейтбридж, метаморфизованной в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Она состоит из песчаников, глин, карбонатов, железистов и вулканитов, накопившихся в морских условиях. В Северной краевой зоне близкое стратиграфическое положение занимают метаморфизованные в гранулитовой фации вулканиты, железистые, карбонатные и кремнистые породы, с залежами основных и ультраосновных интрузивов, составляющих, вероятно, продолжение себаквийских зеленокаменных поясов.

На рубеже 3,35 млрд. лет начинаются интенсивные деформации сжатия; на южной периферии зократона Зимбабве возникают шарьяжи северного направления. С первой фазой деформаций совпадает проявление раннего гранулитового метаморфизма, который мог продолжаться до рубежа 2,9 млрд. лет. Почти сразу вслед за этим (3,3 млрд. лет назад) в Центральной зоне возникает ультраосновной и анортозитовый комплекс Мессина. В Северной краевой зоне около 2,9 млрд. лет назад образуются чарнокиты и эндербиты. Далее (2,7—2,6 млрд. лет назад) следует еще несколько фаз деформаций с образованием покровов в Центральной зоне и складок, параллельных ограничениям пояса и пересекающих более ранние складки, в краевых зонах. Деформации сопровождаются ретроградным метаморфизмом амфиболитовой фации и внедрением порфировых гранитов, сходных с таковыми смежных зократонов. Деформационная история пояса заканчивается в интервале 2,6—2,5 млрд. лет образованием краевых сдвигов с надвигами и складками. Вскоре после этого в Северную краевую и отчасти Центральную зоны внедряются южное продолжение Великой Дайки Зимбабве и ее сателлиты, «запечатывая» все более ранние структуры.

Современные исследователи, начиная с Дж. Ван Вильёна (1977 г.), считают возникновение пояса Лимпопо результатом коллизии зократонов Зимбабве и Каапваала, с поддвигом первого под второй. Этой коллизии, начавшейся 3,35 и закончившейся 2,5 млрд. лет назад, предшествовало, по М. Лайту [237], разделение обоих зократонов с образованием между ними океанского пространства шириной более 1000 км в эпоху отложения группы Бейтбридж, рассматриваемой как осадки пассивной континенталь-

ной окраины. Спрединг, по мнению этого автора, вскоре сменился субдукцией вдоль сутуры Центральной зоны, отмеченной, в частности, аплитовыми рибекитовыми гнейсами, рассматриваемыми как древние аналоги «голубых сланцев». Направление относительного движения эократонов изменялось во времени.

Коллизионная модель происхождения пояса Лимпопо хорошо объясняет особенности его структуры, метаморфизма и магматизма, но мнение о раздвиге континентальной коры и новообразовании океанской коры значительного масштаба не имеет подтверждения — никаких следов такой коры здесь не обнаружено, а комплекс Мессина, связываемый с ее субдукцией, является типичным стратиморфным комплексом. Во всяком случае, как показывают палеомагнитные исследования, 2,3 млрд. лет назад эократоны Каапваальский и Зимбабве уже представляли единое целое.

**3.1.9.3. Мадагаскар\*.** На о. Мадагаскар типичные зеленокаменные пояса (Андриамена и пр.) имеют позднеархейский возраст (2756—2712 млн. лет). Они простираются в субмеридиональном направлении и сложены преимущественно амфиболитовыми гнейсами, орто- и параамфиболитами, с подчиненными диоритовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, лептинитами, кварцитами и мраморами. С ними ассоциируются интрузии расслоенных габброидов и ультрамафитов, а на заключительной стадии развития поясов возникли интрузии тоналитов, диоритов, гранодиоритов и гранитов. Метаморфизм пород поясов достигает эпидот-амфиболитовой фации.

Породы зеленокаменных поясов конформно подстилаются нижеархейскими образованиями пестрого состава — от амфиболито-гнейсовых, с линзами ультрамафитов, до кварцито-высокоглиноземистых и лептинитовых.

**3.1.9.4. Центральная Африка.** Гранит-зеленокаменная область Центральной Африки простирается в юго-восточном направлении из северо-восточного Заира через Уганду в Кению и Танзанию (район оз. Виктория). Зеленокаменные пояса сложены группами Кибали в Заире, Ньянза и Кавирондо в Кении и Танзании. Группа Ньянза отличается сравнительно большим содержанием наряду с основными вулканитами андезитов и риолитов, а также турбидитов и джеспилитов, а вышележащая группа Кавирондо является преимущественно обломочно-осадочной (граувакки, аргиллиты, туфы, аркозы, конгломераты), молассоидной, напоминая в этом отношении отложения шамвайской группы Зимбабве, к которой она близка и по возрасту (2,7—2,6 млрд. лет). Группы Ньянза и Кибали древнее 2,74 млрд. лет.

Небольшие останцы зеленокаменных поясов известны и в Центральной Танзании, где они выделены в группу Додома. Они сложены метакварцитами (частично железистыми), мраморами, тальковыми, хлоритовыми и корундовыми сланцами, амфиболитами и роговообманковыми гнейсами.

---

\* По В. Е. Забродину.

Зеленокаменные пояса выявлены и на западе Экваториальной Африки, юго-западе Анголы (Г. де Карвалью). Их фундаментом служат гнейсы и мигматиты с возрастом около 2,7 млрд. лет. В эти породы вложены три вулканогенно-осадочных комплекса (группы). Наиболее древний (Ямба) состоит из сланцев, граувакк, вулканитов, в том числе пиллоу-лав, фтанитов, джеспилитов, итабиритов. На нем несогласно залегают вулканогенно-осадочная толща Шиванда с итабиритами и конгломератами, местами золотоносными. Выше, снова с несогласием залегают молассоидная толща обломочных пород Оондолонго. Группа Ямба интродуцирована габброидами и вместе с группой Шиванда — микрогранитами; все три группы прорваны гранитами с Rb-Sr возрастом 2,2—1,8 млрд. лет. Следовательно, верхняя часть этой последовательности может принадлежать уже раннему протерозою.

Что касается окружающих и разделяющих зеленокаменные пояса Центральной Африки гнейсов и гранитов, то среди них есть как породы весьма древние, возможно катархейские (граниты Бому в Заире — 3,5 млрд. лет), так и более молодые — пред-Кавирондо с возрастом 2,74 млрд. лет и пост-Кавирондо около 2,54 млрд. лет (Rb-Sr изохронный метод) при отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,701—0,702.

**3.1.9.5. Леоно-Либерийский эократон.** Эта архейская гранит-зеленокаменная область включает территории восточной части Гвинеи, Сьерра-Леоне и Либерии; лучше всего она изучена в Сьерра-Леоне [317], где известно четыре субмеридионально простирающихся зеленокаменных пояса. Развиты они на фоне гранитов, гранитогнейсов и метаморфитов, которые скорее всего являются их фундаментом; для них еще А. Холмсом и Л. Каэном в 1956 г. свинцовым методом была получена дата в 3,1 млрд. лет. Возраст зеленокаменных поясов оценивается 2,7—2,6, по другим источникам 2,78 млрд. лет. В нижней части их разреза преобладают ультрамафиты, в средней — основные и кислые вулканиты, в верхней — осадочные породы, т. е. соблюдается обычная трехчленность разреза. Количественное соотношение ультрамафитов, мафитов и осадочных пород определяется как 2 : 5 : 3. С ультрамафитами связаны залежи хромитов и асбеста. На переходе от мафитовой к осадочной части разреза встречаются магнетитовые кварциты. В осадочной толще преобладают граувакковые турбидиты, иногда переходящие в кварциты; конгломераты встречаются редко. Обломочный материал имеет преимущественно кварцевый состав. Породы довольно интенсивно дислоцированы (преобладают крупные падения), но замки складок наблюдаются редко; развиты сланцеватость и кливаж.

**3.1.9.6. Регибатский массив.** Породы архейского возраста слагают западную часть Регибатского массива на северо-западе Африканской платформы. Наиболее известные названия этих комплексов — Амсага и Галламан. Они интенсивно мигматизированы и гранитизированы, особенно последний. Реликты супраконтинентальных пород метаморфизованы в гранулитовой или амфиболи-

товой фации и включают пироксен-амфиболиты, гранулиты, силлиманитовые и биотитовые гнейсы, амфиболиты, мраморы и железистые кварциты. Кроме гранитоидов в них внедрены габбро-анортозиты и серпентиниты. Анализ радиометрических датировок Rb-Sr методом, главным образом по гнейсам, гранитам и пегматитам дает величину около 2,71 млрд. лет [173]; она отвечает эпохе амфиболитового метаморфизма и гранитообразования. Некоторые датировки допускают возможность более раннего (3,2—3,0 млрд. лет) гранулитового метаморфизма.

### 3.1.10. Индостанский кратон

Как уже отмечалось в гл. 2, типичной гранит-зеленокаменной областью Индостана является шт. Карнатака в Южной Индии, где в поле развития «полуостровных» гнейсов выделяется ряд зеленокаменных поясов субмеридионального простираения (рис. 15). Эти пояса принадлежат двум генерациям; более древняя известна как группа Саргур, более молодая как надгруппа Дхарвар. Породы группы Саргур сохранились в значительно меньшем объеме, чем дхарварские, поскольку они на больших площадях замещены гранитогнейсами с возрастом 3,0—2,9 млрд. лет. Вместе с тем эти образования, очевидно, моложе тоналито-трондьемитовых гнейсов, датированных в 3358 млн. лет, чем и определяется их принадлежность нижнему архею. В основании саргурского разреза залегают квазиплатформенные метаосадочные образования: кварциты, кварц-сланцы и слюдяные сланцы, парагнейсы, известняки и только выше них появляются ультраосновные и основные метавулканиды (амфиболиты) и железорудные породы. Метаморфизм поясов группы Саргур достаточно высокий: от амфиболитовой до гранулитовой фации.

Собственно дхарварский комплекс обычно подразделяется на две группы: Бабабудан и Читрадурга. Разрез группы Бабабудан начинается кварцево-кварцитовыми конгломератами, несогласно залегающими на полуостровных гнейсах и гранитах с возрастом  $3080 \pm 80$  (Rb-Sr изохрона) и  $3185 \pm 60$  млн. лет (Pb-Pb метод) и породах группы Саргур. Выше следует толща наземных metabазальтов, кварцитов, нередко магнетитовых, с косою слоистостью и метапелитов. Верхняя часть разреза более типична для зеленокаменных поясов; она состоит из метавулканидов, от основных до кислых, черных сланцев и железорудных пород. Группа Читрадурга (рис. 16) имеет мощность местами более 7 км и подстилается на западе гнейсами и гранитоидами с возрастом  $2970 \pm 100$  (Rb-Sr метод) и  $3044 \pm 150$  млн. лет (Pb-Pb изохрона [268]). Она обладает сходным разрезом с группой Бабабудан, но ее базальные конгломераты полимиктовые, а не кварцевые, они фациально замещаются вулканидами, а выше залегают кремни, филлиты, вулканиды и далее железистые и марганцевистые кремни и кислые вулканиды. Верхняя часть разреза образована граувакками, филлитами, метавулканидами, от основ-

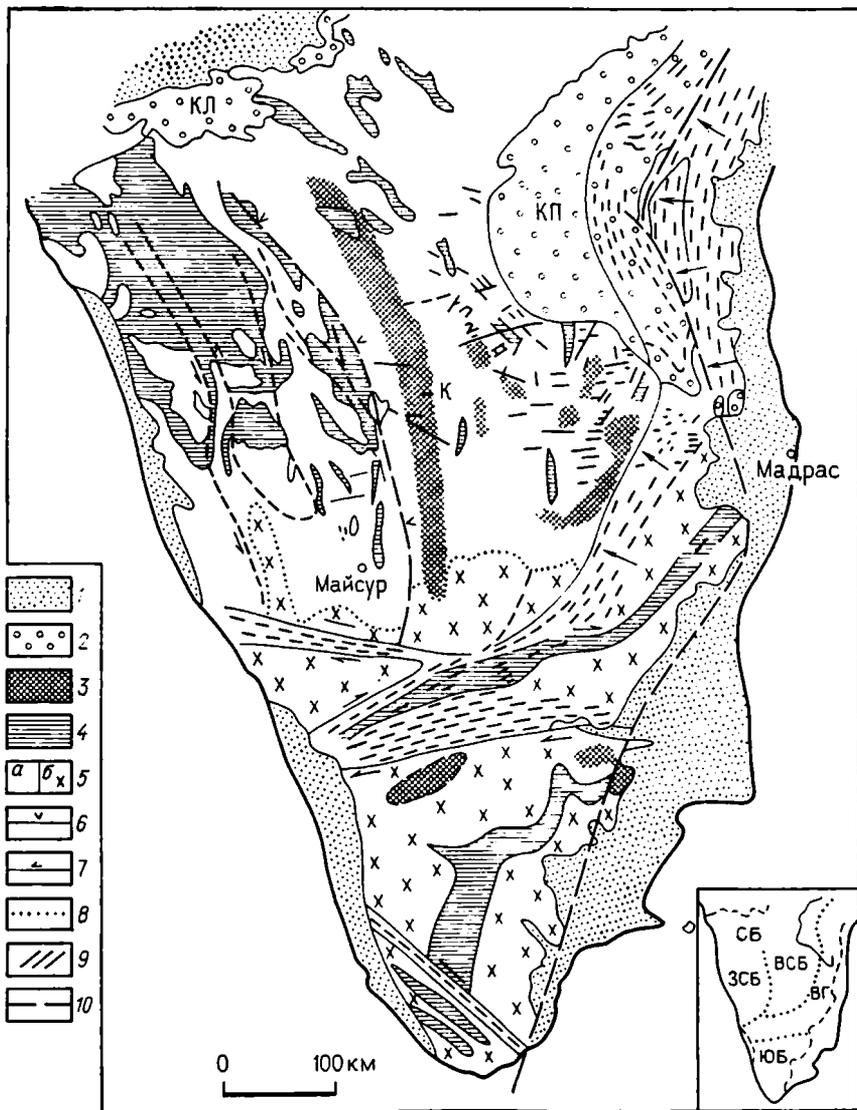


Рис. 15. Тектоническая схема Южной Индии (по С. А. Дрюри и др.).

1 — фанерозойский чехол; 2 — протерозойские супракрустальные образования; 3 — мигматиты и гранитоидные плутоны; 4 — архейские супракрустальные образования; 5 — архейские гнейсы (а), гранулиты (б); 6 — архейские надвиги; 7 — границы высоких архейских напряжений в западной Карнатаке; 8 — северная граница гранулитов; 9 — крупные протерозойские дайки; 10 — граница высоких позднепротерозойских (?) линейностей. Жирный штрихпунктир — западная граница положительной аномалии Буге. КЛ и КЛ — среднепротерозойские (нижне-средверифейские — В. Х.) бассейны Куддапах и Каладра. На врезке — главные архейские блоки в Индии: ВГ — Восточные Гаты; СБ — Северный блок; ЗСБ — западный субблок; ВСБ — Восточный субблок; ЮБ — Южный блок; К — батолит Клоусет. Стрелки показывают направление вергентности складок. Пунктирный крест — складчатые области

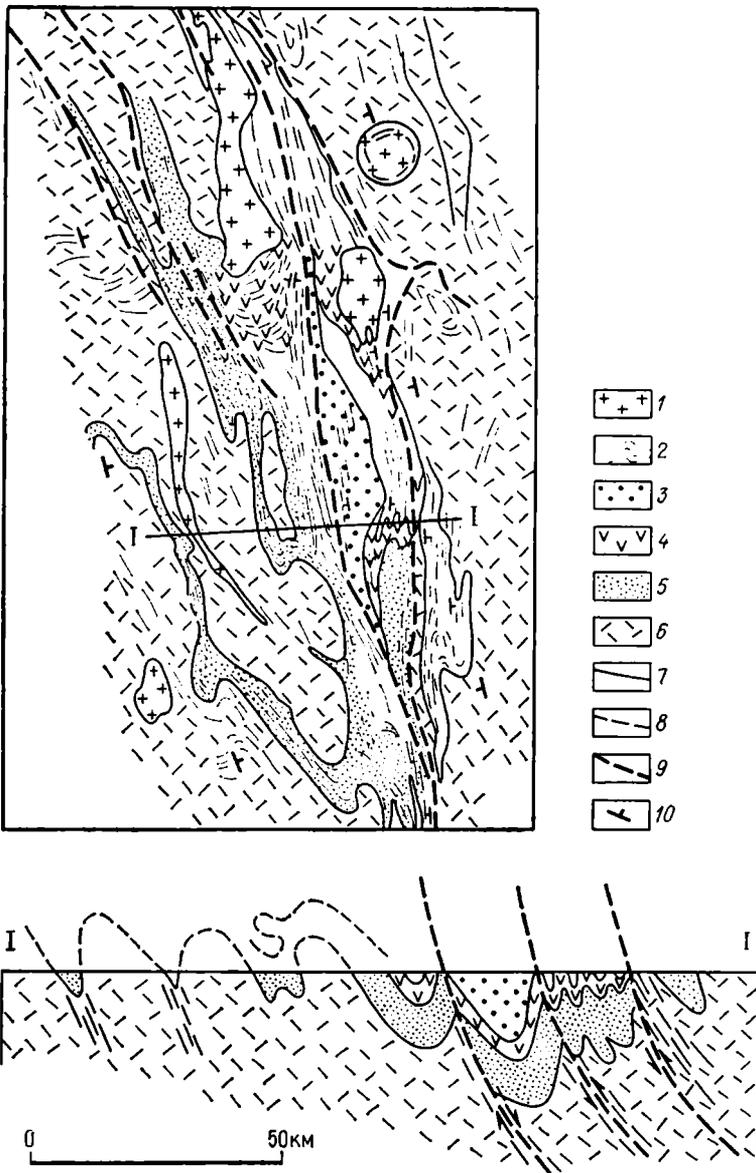


Рис. 16. Тектоническая карта зеленокаменного пояса Читрадурга, основанная на интерпретации космоснимков Лэндсат в масштабе 1 : 500 000 (по С. Дрюри).

1 — посткинematические гранитоиды; 2 — нерасчлененные супракrustальные образования; 3 — граувакки; 4 — метавулканыты; 5 — возможно, базальные образования; 6 — гнейсы основания; 7 — непрерывные границы комплексов; 8 — прерывистая линейность, отвечающая напластованию или сланцеватости; 9 — главные разрывы; 10 — направление регионального наклона слоев по предыдущим работам; I—I — геологический профиль. Тонкие линии в гнейсах — стилизованное изображение скальвания. Разрывы показаны как литрические

ных до кислых (имеются пиллоу-лавы). Между обеими группами наблюдается некоторое несогласие в залегании. Группа Бабабудан метаморфизована в зеленосланцевой или низшей ступени амфиболитовой фации, группа Читрадурга — зеленосланцевой фации. Возрастные рамки группы Бабабудан определяются цифрами  $3100 \pm 40$  млн. лет, группы Читрадурга 3030—2605 млн. лет [197]. О характере деформаций пояса Читрадурга дает представление рис. 16, составленный с использованием космических снимков.

Породы архея шт. Карнатака пересечены анатектическим батолитом гранитов Клоцепет с возрастом 2,5—2,4 млрд. лет, протянувшимся на 300 км в меридиональном направлении при ширине около 20 км. Ко времени внедрения этого посттектонического батолита и его сателлитов кратонизация Южно-Индийского блока (включая метаморфизм, на юге достигший гранулитовой фации) была уже в основном завершена, подобно зократону Зимбабве ко времени его пересечения Великой Дайкой. Но южное окончание батолита Клоцепет затронуто повторным метаморфизмом, приведшим к образованию чарнокитов [209].

Итак, особенностью зеленокаменных поясов юга Индии является преобладание в их составе осадочного материала (недаром эти пояса в Индии называют «сланцевыми») в низах разреза поясов всех трех генераций, близких по характеру осадкам платформенных чехлов. Это связано, очевидно, с наличием мощного сиалического основания — двухфазного (по меньшей мере) комплекса «полуостровных гнейсов».

Распространение зеленокаменных поясов в Индии отнюдь не ограничивается Южной Индией (шт. Карнатака). Имеется еще по крайней мере четыре района их развития в Центральной Индии, где, правда, они хуже обнажены и изучены. На северо-западе таким районом является шт. Раджастхан между хр. Аравалли, отвечающим раннепротерозойской складчатой системе (см. 4.1.7), и полем молодых траппов плато Декан. Здесь недавно выделена [149] толща доараваллийских метаосадков, состоящих из кварцитов, доломитов, биотитовых сланцев, филлитов, глинистых сланцев и др. Ее метаморфизм и мигматизация возрастают к западу, где она известна как полосчатый гнейсовый комплекс (banded gneiss complex); на востоке ее же ошибочно относили к аналогам комплекса Аравалли. Архейский возраст этих образований доказывается их прорыванием гранитами Берач с возрастом 2585 млн. лет (аналоги гранитов Берач — граниты Бандельканд).

Западнее в долине р. Сон известны отложения группы Б и д ж а в а р, представленные метаморфизованными осадочными породами: кварцитами, субграувакками, яшмами (в том числе гематитовыми), филлитами, мраморами (имеются строматолиты); в низах присутствуют метавулканиты основного и ультраосновного состава. В верхней части псаммиты и пелиты находятся во флишевом переслаивании. Породы группы прорваны гранитами, переходящими в гнейсы, и частично мигматизированы.

Третий район развития архея в Центральной Индии находится в штатах Мадхья-Прадеш и Махараштра, к востоку от восточного окончания траппового поля Декана и на юге широтного хребта Сатпура. Здесь соответствующие образования известны как группа Саусар и знамениты своей марганценосностью. Группа Саусар залегает несогласно на биотитовых гнейсах Тироди (очевидно, аналогах «полуостровных гнейсов» Южной Индии) и является подобно группе Биджавар целиком метасадочной: она состоит из слюдяных сланцев, переходящих либо в гнейсы, либо в филлиты, кварцитов с пачками гондитов, доломитовых и кальцитовых мраморов. К востоку намечается переход в граувакково-сланцевую флишоидную формацию. Метаморфизм преимущественно имеет степень амфиболитовой фации, присутствуют гранаты, силлиманит, ставролит, кианит.

Южнее, в северном обрамлении Сингбумского купола несогласно на «древней метаморфической группе» — аналоге Саргура и гранитах с возрастом 3,2 млрд. лет, залегают образования «железорудной группы» — основные метавулканы, джеспилиты, сланцы и песчаники. Они прорваны гранитами с возрастом 2,7 млрд. лет, выступающими в центральной части купола. Это уже близкие аналоги Дхарвара. Еще один район вероятного распространения архейских или даже катархейских образований в Индии находится на крайнем северо-востоке страны, в шт. Ассам. Здесь, в западной части Шиллонгского блока выступает так называемая гнейсовая группа, состоящая из биотитовых и роговообманковых гнейсов, биотит-хлоритовых сланцев с подчиненными железистыми кварцитами, кислыми и основными гранулитами, пироксенитами, чарнокитами, лептинитами. Метаморфизм от эпидот-амфиболитовой (наложенной?) до гранулитовой фации. Породы испытали несколько фаз деформаций и интенсивно дислоцированы в северо-восточном простирании. Они прорваны гранитоидами, возраст которых, к сожалению, пока не установлен.

Рассмотренные выше примеры позволяют сделать вывод о том, что возможные аналоги Дхарвара на севере Центральной Индии являются почти целиком осадочными и по первичному составу еще ближе к платформенным чехлам, чем их южно-индийские эквиваленты. Следовательно, северная половина Индостанского кратона могла быть кратонизирована в основном уже к позднему архею, подобно Каапваальскому кратону в Южной Африке.

### 3.1.11. Австралийский кратон

В Западной Австралии типичными гранит-зеленокаменными областями являются блоки Пилбара и Йилгарн. Последний относится к числу классических для выделения зеленокаменных поясов. До начала протерозоя обе области составляли единое целое.

**3.1.11.1. Блок Пилбара.** Зеленокаменные пояса этого блока, окаймляющие купола катархейских гранитогнейсов, относятся к числу древнейших — они образовались между  $3560 \pm 30$  (Sm-Nd

возраст базальных вулканитов) и 3300—2950 млн. лет. Выполнение зеленокаменных поясов провинции Пилбара состоит из двух комплексов. Нижний выделен в группу Варравуна, сложенную преимущественно основными и ультраосновными вулканитами с подчиненными метаосадочными породами. На востоке ее несогласно перекрывает группа Джордж-Крик, включающая обломочные отложения, кремнистые и железорудные образования. Полная кратонизация блока Пилбара наступила после 2,95 млрд. лет, с посттектоническим внедрением гранитов и излияниями кислых вулканитов с возрастом 2,85 млрд. лет (К. Пламб). Таким образом, это еще один пример допозднеархейской кратонизации.

**3.1.11.2. Блок Йилгарн.** Зеленокаменные пояса развиты в северной и юго-восточной частях этого блока, в то время как его западная часть занята гранулитовым поясом (рис. 17), рассмотренным в предыдущей главе. Возраст поясов омолаживается в восточном направлении от пояса Мерчисон (более 3050 млн. лет) в Сазерн-Кросс (более 2,98 млрд. лет) к поясу Истерн Голдфилдс (более 2,79—2,76 млрд. лет). Недавно полученные данные по Sm-Nd возрасту основных и ультраосновных лав в районе Камбалда, в южной части пояса Норсмен-Уилуна на востоке блока Йилгарн указывают на существование здесь и более ранней генерации зеленокаменных поясов, сопоставимой по возрасту с отмеченной в блоке Пилбара. Мафиты и ультрамафиты района Камбалда, несущие сульфидную никелевую минерализацию, датированы в  $3262 \pm 44$  млн. лет. В другом районе того же блока, в районе Дималс-Марда для зеленокаменных пород получена Sm-Nd датировка  $3050 \pm 100$  млн. лет, подтверждающая существование раннеархейских поясов [182].

Гранитоидный магматизм начался в блоке Йилгарн 2,8—2,7 млрд. лет назад с образования «полосчатых гнейсов»; на рубеже 2,67—2,5 млрд. лет произошли деформации, метаморфизм зеленосланцевой фации и формирование гранитогнейсовых куполов. Наиболее поздними событиями были становление посткинematических гранитов 2,5 млрд. лет назад и, наконец, метаморфизм и метасоматоз 2,4 млрд. лет назад, что в целом указывает на более позднюю кратонизацию блока Йилгарн по сравнению с блоком Пилбара.

Для разрезов зеленокаменных поясов блока Йилгарн характерна обычная последовательность смены пород (снизу вверх): ультраосновные и основные метавулканиты, в том числе коматиты, с пачками аргиллитов, а также расслоенными силами ультрамафитов и мафитов, обогащенными сульфидами никеля, и кварцевых порфиров; metabазальты, метаандезиты, метаргиллиты, полосчатые железистые кварциты; обломочные породы (граувакки, конгломераты). Наиболее мощный (около 19,5 км) разрез Кулгарди-Курраванг в поясе Калгурли (Истерн-Голдфилдс), приводимый в книге К. Конди по данным А. Гликсона, отличается более сложным и цикличным строением (рис. 18). В нем дважды повторяется

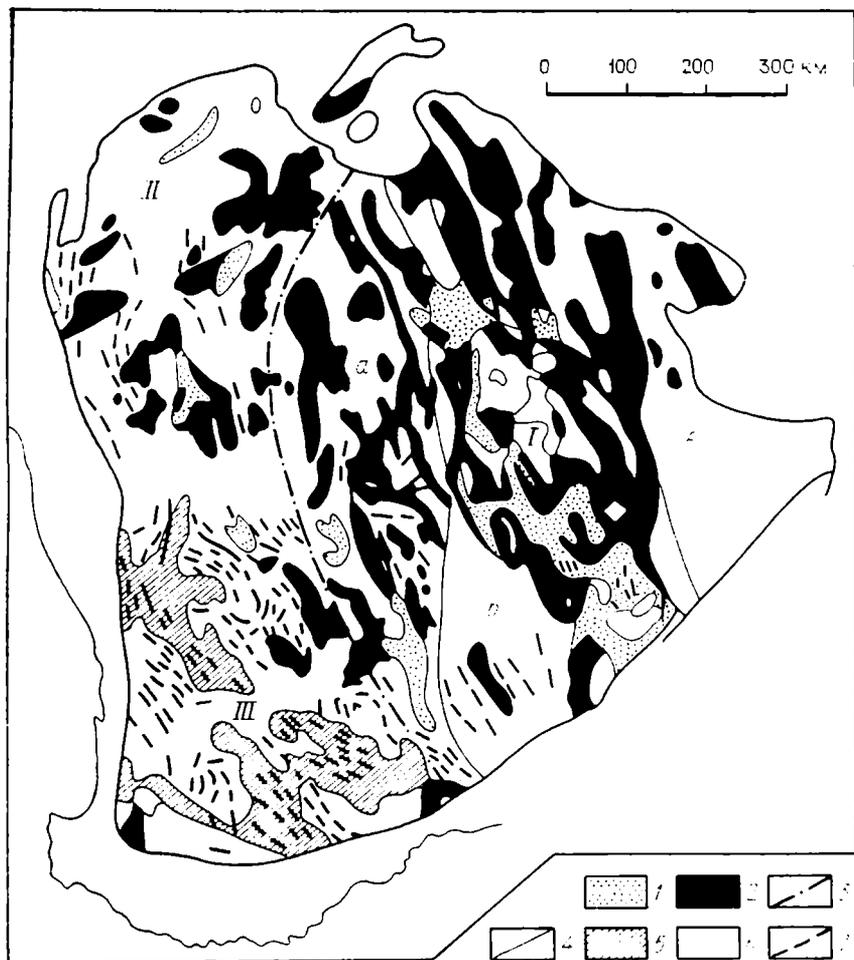


Рис. 17. Геологическая карта провинции Пилгарн, Юго-Западная Австралия (из книги К. Коуди).

Субпровинции: I — Истери-Голдфилдс; II — Мерчисон; III — Сауз-Вестерн (пояс Уит). Район субпровинции Истери-Голдфилдс: а — Саузерн-Кросс, б — Калгурли, в — Лавертон. 1 — слабометаморфизованные осадочные породы; 2 — метасадочные породы зеленокаменной толщи; 3 — границы субпровинций; 4 — границы районов; 5 — высокометаморфизованные осадочные породы; 6 — нерасчлененные породы, гнейсы и граниты; 7 — структурные направления

зеленокаменная толща основных и ультраосновных вулканитов с пиллоу-текстурой или массивных и интрузиями кварцевых порфиров, посящая бимодальный характер, а выше залегает еще одна вулканогенная толща с вулканитами от основных через средние до кислых с известково-щелочным трендом. Их разделяют начки осадочных пород. Верхняя часть разреза, как и в остальных поясах, крупнообломочная, с горизонтами основных и кислых вулка-

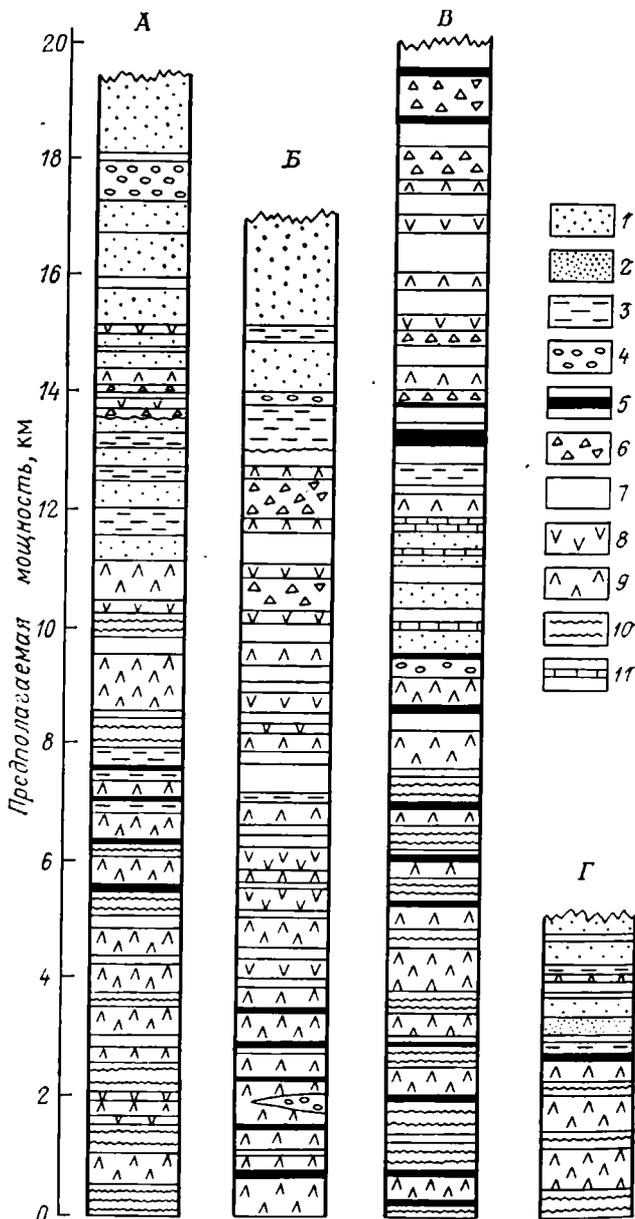


Рис. 18. Обобщенные стратиграфические разрезы архейских зеленокаменных поясов Африки и Австралии (из книги К. Конди).

А — Кулгарди-Курраванг, Западная Австралия; Б — группа Булавайе и Шамва, в окрестностях Квекве, Зимбабве; В — пояс Тати, Северная Ботсвана; Г — пояс Нимиин-Хиллс, Сьерра-Леоне. 1 — граувакково-аргиллитовые комплексы; 2 — кварциты-аркозиты; 3 — глинистые сланцы; 4 — конгломераты; 5 — кремнистые и железорудные породы; 6–8 — кислые и средние породы (6 — брекчии и агломераты, 7 — туфы, 8 — потоки и силлы); 9 — основные вулканиты и силлы; 10 — ультраосновные вулканиты и силлы; 11 — карбонатные породы

нитов. В целом вулканиты составляют 75 % разреза зеленокаменных поясов блока.

Зеленокаменные пояса блока Йилгарн выполняют синформы северо-северо-западного простираения с довольно сложной внутренней структурой.

Распространение архея на поверхности Австралийского кратона не ограничивается блоками Пилбара и Йилгарн. Он выходит на большую площадь в ядре поднятия Пайн-Крик в Северной Австралии и слагает основание блока Гоулер в Южной Австралии на юго-востоке кратона. В обоих регионах речь идет о породах позднеархейского возраста. В первом районе это гранитогнейсы с возрастом 2,5—2,4 млрд. лет (U-Pb, Rb-Sr методы). Во втором районе архейские датировки (2,6—2,3 млрд. лет) получены для гнейсов (очковых и парагнейсов), гранитогнейсов и гранитов. Это одновременно возраст гранулитового метаморфизма метаосадочных пород.

### 3.1.12. Антарктический кратон

В пределах обнаженной прибрежной части кратона, по существу, отсутствуют супракрустальные образования архейского возраста [33, 34]. Советскими геологами в районе Земли Королевы Мод выделены два комплекса: гумбольдтский и инзельский и, отнесенные соответственно к раннему и позднему архею, но эти возрасты отвечают времени становления пород указанных комплексов, а времени их регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, анатектической мигматизации и гранитизации. Особенно интенсивно преобразован инзельский комплекс, в то время как в гумбольдтском сохраняются реликты пород гранулитовой фации, очевидно, катархейских. В инзельском комплексе преобладают биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболитовые плагиогнейсы, ограниченно развиты кварциты, амфиболиты, карбонатные и глиноземистые породы. Не исключено, что это все же архейские супракрустальные образования, испытавшие глубокий прогрессивный метаморфизм, достигший высокотемпературной амфиболитовой фации. Комплекс вмещает многочисленные, но не крупные тела гранитоидов — от кварцевых диоритов до нормальных гранитов. По ним получены радиометрические датировки в пределах 3,0—2,5 млрд. лет. К позднему архею условно отнесены также анортозиты, развитые в гумбольдтском комплексе и встреченные в виде ксенолитов в инзельских гранитах. Структура инзельского комплекса характеризуется куполовидными формами, сопровождаемыми мелкими дислокациями.

К концу архея, возможно, даже раннего (3,0 млрд. лет назад), площадь Антарктического кратона (судя по его обнаженной части!) испытала общую и достаточно полную кратонизацию. Об этом свидетельствует несогласное залегание нижнепротерозойских образований, отсутствие в них признаков мигматизации и гранитизации и их приуроченность к протоавлакогенам (см. 4.1.9).

## 3.2. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АРХЕЯ. СТАНОВЛЕНИЕ ЗРЕЛОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Как указывалось в предыдущей главе, к началу архея на значительных пространствах в пределах современных древних платформ уже существовала протоконтинентальная кора бимодального состава с преобладанием ортоogneйсов тоналитового состава в верхней части и гранулитов в нижней. Предполагается, что она достигала наибольшей мощности в пределах крупных куполовидных структур и утонялась, а возможно, и выклинивалась в промежуточных депрессиях, которые и послужили предпочтительным местом заложения зеленокаменных поясов, известных ныне на всех кратонах, кроме Антарктического. В большинстве случаев неясно, накапливались ли зеленокаменные толщи в пределах тех узких поясов, в которых они наблюдаются в настоящее время (вернее, в несколько более широких рамках), либо эти пояса обособились лишь на заключительной стадии развития гранит-зеленокаменных областей в связи со «всплыванием» промежуточных гранитоogneйсовых поднятий и являются лишь реликтами более обширных бассейнов. Второе предположение более вероятно, поскольку нет никаких признаков (ни седиментационных, ни тектонических) первичности современных ограниченных зеленокаменных поясов. Вполне возможно, однако, что современные зеленокаменные пояса отвечают участкам наиболее интенсивного накопления осадков и особенно вулканитов. Это находит подтверждение на примере поясов провинции оз. Верхнего с их чередованием зеленокаменных и параogneйсов поясов.

Гранит-зеленокаменные области и, в частности, зеленокаменные пояса всех континентов, кратонов и щитов обнаруживают очень большое сходство в общем структурном плане, внутреннем строении, составе магматических и осадочных пород, их последовательности в разрезе, степени метаморфизма, т. е. по всем почти характеристикам, что указывает и на общность их происхождения. Но наряду с общими чертами они имеют и определенные различия, которые наблюдаются в размерах поясов, мощности отложений, достигающей в отдельных случаях 15—20 км \*, соотношениях вулканогенной и осадочной составляющих, сложности структуры, глубины метаморфических преобразований (от верхних ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой и даже гранулитовой). Но главное отличие заключается в химическом составе вулканитов; оно позволяет выделить среди зеленокаменных поясов два основных типа: бимодальный и толеново-известково-щелочной, т. е. контрастно и последовательно-дифференцированный. Иногда наблюдается их сочетание — первый надстраивается вторым (например, в районе Калгурли в Западной Австралии).

---

\* Столь большие цифры иногда вызывают определенные и, видимо, обоснованные сомнения (например, в случае Барбертонского пояса в Южной Африке).

Но в общем выделение этих двух типов, как мы увидим ниже, имеет принципиальное генетическое значение.

В архее можно различить по меньшей мере три генерации зеленокаменных поясов — раннеархейскую (более 3,0—2,9 млрд. лет) и две позднеархейские (2,8—2,6 млрд. лет). Их формирование там, где они встречаются вместе, обычно разделено эпохой гранитообразования. К раннеархейской генерации принадлежит пояс Украинского щита и Воронежского массива, Гвианского щита, массива Пилбара (Австралия), Свазиленда, частично Зимбабве, северо-восточного Заира, ЦАР, Индостана. Ей местами предшествует еще более ранняя генерация. Позднеархейские зеленокаменные пояса развиты на Канадском, Балтийском и Алданском щитах, в Бразилии, в Леоно-Либерийском и Зимбабве эократонах в Африке, в северо-восточном Заире, в блоке Йилгарн Западной Австралии, т. е. имеют как будто (более молодой возраст мог обеспечить лучшую сохранность!) большее распространение. Время формирования поясов составляет от нескольких десятков до первых сотен миллионов лет, причем первые цифры относятся к радиометрически наилучше изученным регионам Канады и Австралии. Во всяком случае эти значения довольно близки по продолжительности к геосинклинальным циклам фанерозоя.

Условия заложения, природы и глубинный механизм развития зеленокаменных поясов остаются предметом оживленной дискуссии в нашей стране и за рубежом [60, 330]. Существуют две основные модели: рифтогенная и плитно-тектоническая. Сторонниками первой у нас являются А. Ф. Грачев и В. С. Федоровский [32], второй — Ч. Б. Борукаев [19] и др. Исходя из рифтогенной модели, пояса формируются на более древней сиалической коре в процессе рифтогенеза и проседания над мантийными струями или диапирами. Известково-щелочной вулканизм объясняется либо частичным плавлением ранних толеитов при их погружении, либо плавлением более древнего сиалического материала. Обломочный материал должен был поступать сначала с окаймляющих вулканические трог поднятий, а затем с растущих гранитных диапиров. Складчатость связана с гравитационной неустойчивостью осадочно-вулканогенной призмы над менее плотным слоем, порождающей гранитный диапиризм. По плитно-тектонической модели начало развития зеленокаменных поясов знаменуется раздвигом сиалической коры и новообразованием коры океанского типа под влиянием восходящих конвективных течений в мантии. В дальнейшем субдукция «океанской» коры ведет к проявлению известково-щелочного магматизма. Деформация пояса происходит вследствие латерального сжатия, вызванного субдукцией и коллизией островных дуг; гранитный диапиризм лишь вносит дополнительное усложнение в структуру пояса. Первую модель можно проиллюстрировать на примере теоретической схемы А. Крёнера (рис. 19), вторую — на конкретном примере ее приложения Э. Димротом к поясам Абитиби, Белькомб в Канаде (рис. 20); теоретически последняя наиболее полно разработана Б. Уиндли [103, 330].

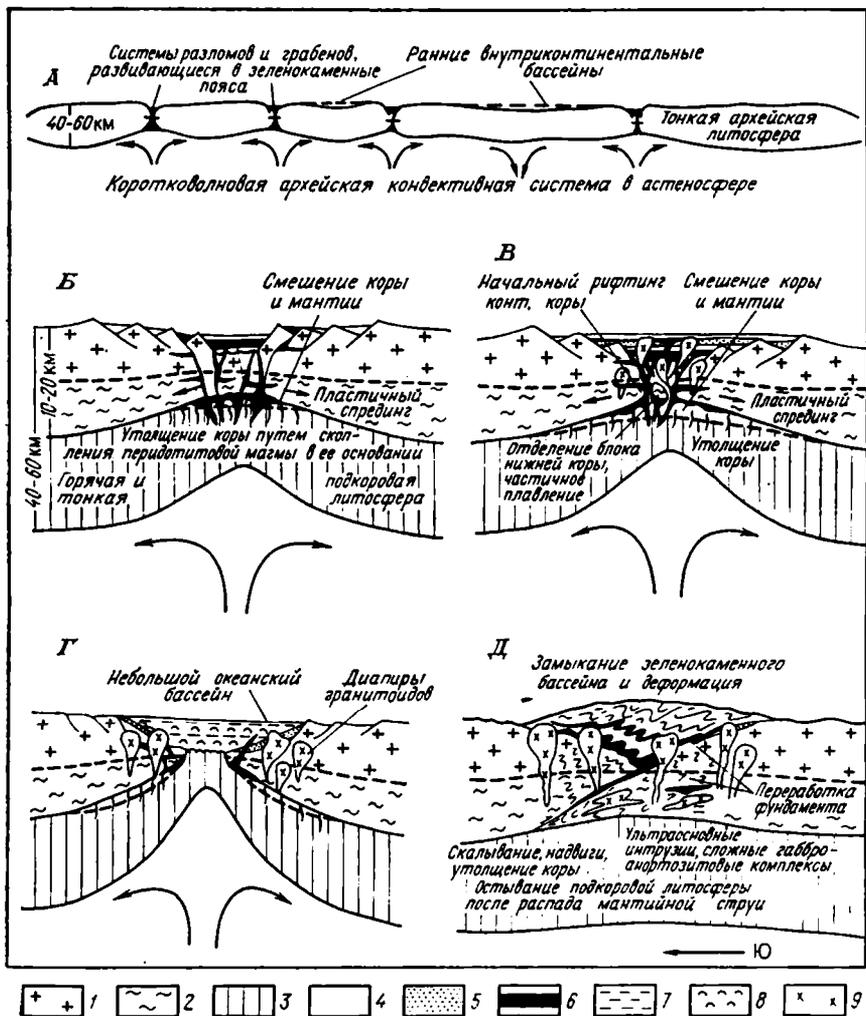


Рис. 19. Схематические профили, показывающие предполагаемую эволюцию раннеархейской литосферы в связи с мелкомасштабной конвекцией в мантии (А) и разные стадии развития зеленокаменного пояса (Б—Д). По А. Крёнеру. 1 — верхняя континентальная кора; 2 — нижняя континентальная кора; 3 — подкордовая литосфера; 4 — астеносфера; 5 — примитивные толеитовые и коматинитовые (Б) и бимодальные (В) вулканиты; 6 — мафические и ультрамафические породы океанского типа; 7 — терригенные осадки; 8 — биогенные карбонаты; 9 — ранние гранитоиды (В); гранитоидные дяпириты (Г), поздние К-гранитоиды, образованные в основном за счет плавления коры (Д)

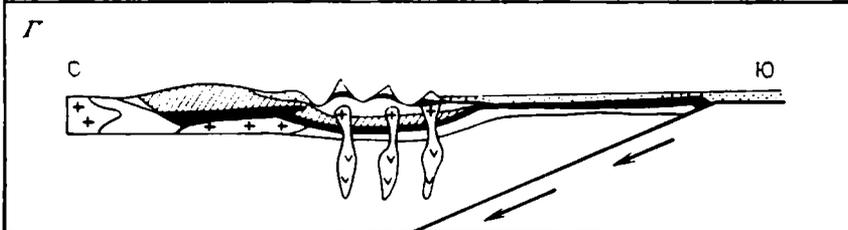
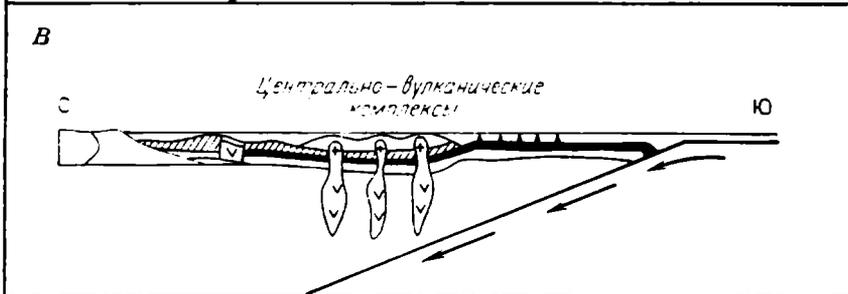
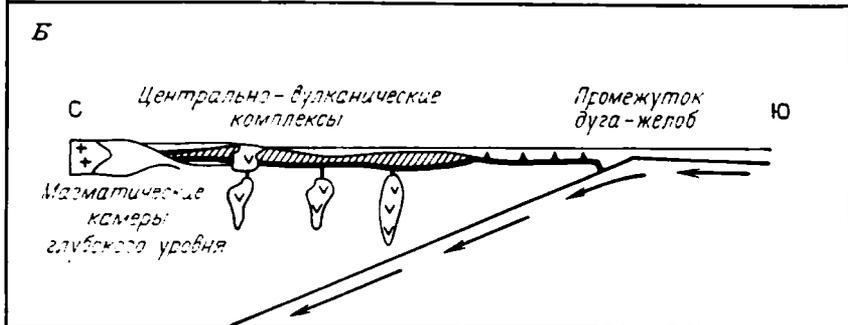
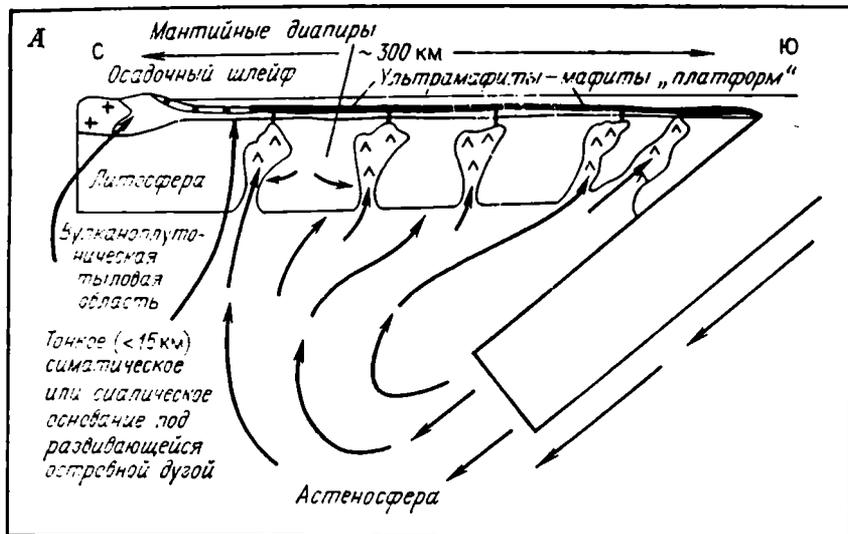
Критический подход к обеим моделям позволяет сделать три принципиальных замечания. Во-первых, эти модели не исключают друг друга, так как по обеим заложение зеленокаменных поясов происходит на ранее возникшей сиалической коре в процессе рифтогенеза. Исключение составляют взгляды А. Гликсона [103]

и К. Анхауссера [148], допускающие заложение наиболее ранних поясов на первичной океанской коре, но это не доказано и не касается собственно архейских поясов. Во-вторых, эти модели могут относиться к двум разным типам зеленокаменных поясов: с бимодальным (рифтогенная) и с известково-щелочным (плитно-тектоническая) магматизмом. В-третьих, существуют особенности этих поясов, которые не укладываются полностью ни в одну, ни в другую модель.

Итак, не вызывает сомнений, что заложение зеленокаменных поясов происходит над восходящим горячим конвективным потоком в мантии, причем неважно, как его обозначать — мантийной струей или мантийным диапиром\*, или как-нибудь еще иначе, например говорить об адвекции. В условиях хрупкой верхней литосферы, характерной для протерозойско-фанерозойского этапа истории Земли, следствием этого должен был явиться рифтогенез, но архейская литосфера была еще сильно разогрета — геотермический градиент в архее оценивается в  $54\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$  [220], а тепловой поток в 2—3 раза превышал современный. Поэтому надо полагать, что литосфера обладала целиком упруговязкой консистенцией вещества, достаточно пластичной, ее растяжение и утонение могло не сопровождаться образованием долгоживущих и крупноамплитудных разрывов, а лишь возникновением трещин, служивших путями для подъема магматических расплавов и быстро ими залечивавшихся. Действительно, те разломы, которые в настоящее время фиксируются в структуре зеленокаменных поясов и в их обрамлении, обычно возникают на завершающей стадии развития этих поясов, как это доказано на примерах Алданского и Канадского щитов. Поэтому стадия заложения зеленокаменных поясов лишь весьма условно может быть названа рифтогенной; вероятно, следует говорить о пластичном рифтогенезе, который мог привести в конце концов и к полному разрыву сиалического слоя. Как бы то ни было, утонение протоконтинентальной коры, возникновение трещин, а местами и ее разрыв способствовали увеличению ее проницаемости и началу толеит-базальтового и коматитового вулканизма, столь характерного для ранней стадии развития зеленокаменных поясов. Продукты этого вулканизма обычно сильно прослоены силлами мафитов и ультрамафитов — перидотитов и др. Образование коматитов, пород очень редких в последующей истории Земли, принято связывать с более интенсивным (до 70 %) плавлением вещества мантии, обеспечивавшимся высоким тепловым потоком. Большая мощность до 7—8 км толеит-коматитовых толщ и их насыщенность силлами говорит об очень медленном раздвиге и об условиях, напоминающих условия краевых зон современных Калифорнийского залива и Красного моря. В отдельных случаях спрединг мог быть и более значительного масштаба; это может касаться, например, пояса Барбертон,

---

\* Некоторые исследователи полагают, что причиной мантийного диапиризма может быть меньшая плотность истощенной (деплетированной) мантии.



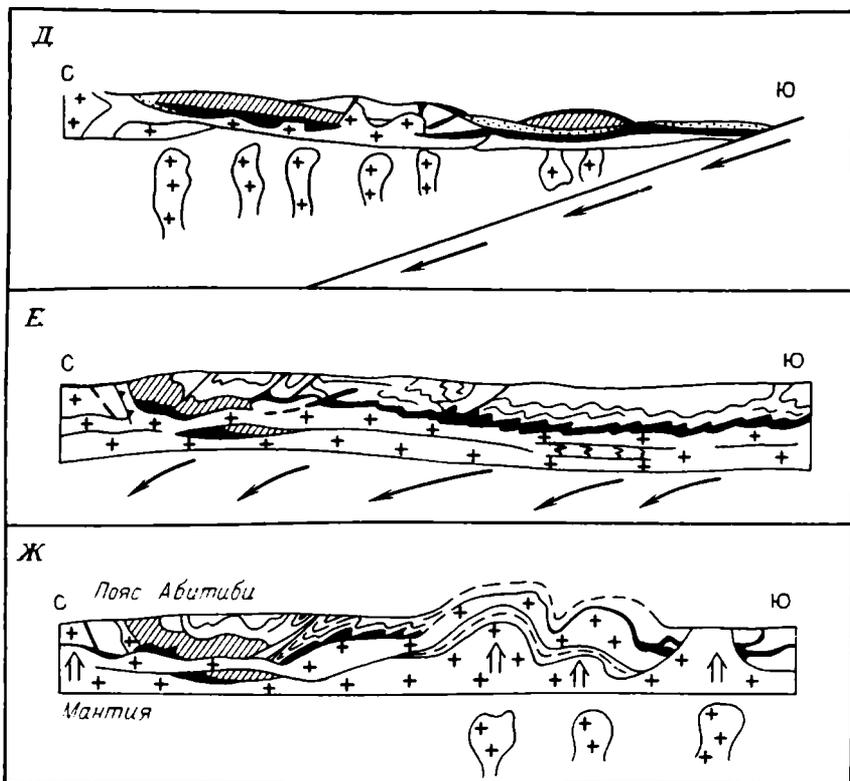


Рис. 20. Модель эволюции зеленокаменного пояса Абитибид, Канадский щит (по Э. Димроту и др.).

А — начальная фаза; В — зона субдукции смещается к югу (генерируется толентовая магма); В — зона субдукции продолжает смещаться к югу (генерация толентовая и примитивной известково-щелочной магмы); Г — аккреция гранитов и поднятие (продолжается известково-щелочной магматизм); Д — начинается обильное гранитообразование, зоны субдукции снова мигрируют к югу (генерация известково-щелочной магмы сменяется генерацией толентовая магмы); Е — складкообразование под влиянием напряжений, связанных с субдукцией (известково-щелочная магма поднимается и растекается в коре); Ж — гранитный диапиризм (последнее добавление к коре известково-щелочной магмы)

если подтвердится, что формация Комати представляет собой комплекс параллельных даек.

У нас (Э. Б. Наливкина) и за рубежом (А. Гликсон) к нижнему подразделению разрезов зеленокаменных поясов иногда применяют термин «офиолиты». Определенное сходство с настоящими офиолитами, появляющимися в рифее, эти образования имеют и оно будет более полным, если в них обнаружить дайковый комплекс; но есть и существенные отличия, прежде всего в ином строении разреза, в иной последовательности, а также наборе пород (отсутствие коматитов в собственно офиолитах, закономерная смена «полосчатого», кумулятного комплекса массивными габброидами и др.). Поэтому в отношении архейских гомологов в лучшем случае можно говорить как о протоофиолитах, чтобы не

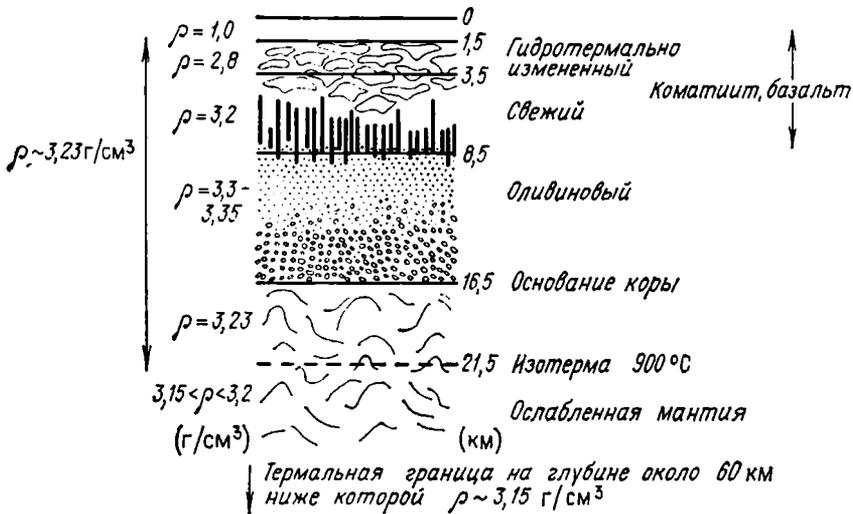


Рис. 21. Петрологическая модель древней архейской океанской литосферы мощностью 20 км, с допустимой температурой астеносферы в 1700 °С (по Е. Г. Нисбету и К. М. Фаулеру)

путать их с офиолитами *sensu stricto*, подпадающими под определение Пенроузской конференции. Возможная модель строения архейской протоофиолитовой квазиокеанской коры представлена на рис. 21. Средний состав коры коматитовый. Материнский расплав коматитов дифференцирует в двойных диффузионных камерах с образованием коматитовых в верхней коре и оливиновых кумулятов в нижней. Хотя эта модель показывает кору 15-километровой толщины, средний плотностной контраст между литосферой и астеносферой не очень зависит от мощности коры, так как литосфера быстрее уплотняется, чем горячая форстеритовая астеносфера, если температуру астеносферы принять около 1700 °С.

На средней стадии развития зеленокаменных поясов проявляется отличие двух их главных типов с бимодальным и известково-щелочным вулканизмом. Это отличие определяется, очевидно, масштабом растяжения протоконтинентального основания поясов. Бимодальность вулканизма должна свидетельствовать о сохранении под всем поясом сплошности сиалического основания, пусть утоненного и пронизанного внедрениями основной-ультраосновной магмы. Известково-щелочной вулканизм должен быть характерен, напротив, для поясов, на начальной стадии развития которых рифтинг сменился спредингом с новообразованием «протоофиолитовой» коры и, вероятно, с ее субдукцией. Поскольку эта кора и вся литосфера были сильно нагреты, а масштаб спрединга был, скорее всего, ограниченным (следует принять во внимание и относительную кратковременность периода развития большин-

ства зеленокаменных поясов), возможность субдукции могла обеспечиваться лишь повышенным содержанием в протоофиолитовой коре коматитов и перидотитовых силлов [150] или меньшей плотностью архейской астеносферы [270], или обоими факторами, вместе взятыми. Эта субдукция и должна быть ответственна за известково-щелочной вулканизм, столь разительно напоминающий современный островодужный [72].

Таким образом, можно говорить о первом, бимодальном типе зеленокаменных поясов как о поясах неполного развития, а о втором типе, с известково-щелочным вулканизмом как о поясах полного развития. Именно к первым применима (с существенными оговорками, см. ниже) рифтогенная модель, а ко вторым — плитно-тектоническая, что снимает противоречие между ними. В связи с этим следует признать ошибочными попытки решить это кажущееся противоречие путем петрохимической обработки по возможности всей массы анализов вулканитов зеленокаменных поясов, без подразделения их по типу и возрасту, с включением и раннепротерозойских поясов.

Конец средней и начало заключительной стадии развития зеленокаменных поясов знаменуется затуханием вулканизма, его частичной заменой Na-гранитоидным плутонизмом и сменой осадочно-вулканогенного осадконакопления преимущественно или даже исключительно осадочным. При этом для низов осадочного разреза характерно преобладание песчано-глинистых отложений; часто отмечается развитие турбидитов и флишевый характер чередования псаммитов и пелитов. Это свидетельствует об относительной глубоководности бассейнов, склоны которых должны были быть достаточно крутыми, чтобы обеспечить функционирование мутьевых потоков. Глубина бассейнов могла достигать 1—2 км, возможно больше; в целом (по своим параметрам и конфигурации, но не положению) они могли напоминать современные внутренние или окраинные моря. Если учесть большое число таких бассейнов на всех современных континентах и то, что межбассейновые пространства могли быть покрытыми мелким морем, то приходится согласиться с выводом о значительной доле архейской гидросферы от современного ее объема. Ее рН и солевой состав еще мало изменились по сравнению с катархеем. То же самое можно сказать о составе атмосферы.

Зеленокаменные пояса на заключительной стадии своего развития подверглись весьма интенсивным деформациям. Для них вполне обычна изоклинально-чешуйчатая или чешуйчато-надвиговая структура и во все большем числе открываются тектонические покровы. Такая напряженная структура никак не может быть объяснена гранитным диапиризмом, который наступает позднее и лишь деформирует уже сложившийся структурный план. Она, несомненно, возникла за счет тангенциального сжатия. В зеленокаменных поясах полного развития это сжатие является естественным результатом субдукции протоофиолитовой коры и коллизии островных дуг с первичными ограничениями зеленокаменных бас-

сейнов. Менее ясны условия его проявления в поясах неполного развития. Одной из предпосылок может быть утонение и переработка сиалической коры на ранней стадии эволюции этих поясов; эти зоны затем становятся местами сгущивания материала под влиянием импульсов сжатия со стороны зеленокаменных поясов полного развития и особенно гранулитовых поясов. Так, пояса Зимбабве испытали сжатие под влиянием импульса с юга, со стороны гранулитового коллизийного пояса Лимпопо.

Конечная фаза развития зеленокаменных поясов — это широко проявленная фаза гранитообразования, которое в еще большей мере охватывает разделяющие их (вторично?) гранитогнейсовые поля. Гранитная магма большинством исследователей рассматривается как продукт ремобилизации, частичного плавления более древнего сиалического субстрата, серогнейсового основания поясов. Вероятно, такое плавление происходит в первую очередь под мощными накоплениями вулканитов и осадков, но гранитный расплав или частично расплавленный гранитогнейсовый материал отжимается отсюда в направлении периферии зеленокаменных бассейнов и именно здесь локализуются максимально крупные массивы позднеархейских гранитоидов. Состав этих гранитоидов со временем становится все более кислым и обогащается калием. Над поверхностью вод выступали новые участки, сначала принадлежавшие островным дугам, вулканическим, затем невулканическим, образовавшимся за счет сгущивания осадочно-вулканогенного материала поясов, и далее интрузиям и диапирам гранитоидов. Соответственно бассейны мелели и заполнялись все более грубообломочным материалом.

Развитие зеленокаменных поясов должно было привести в конце архея к существенному наращиванию коры (до 30—40 км), судя по давлениям необходимым для метаморфизма гранулитовой фации, а метаморфизм их выполнения и гранитизация к образованию нового ее слоя, перекрывшего тоналитовый, «серогнейсовый» слой. Соответственно в консолидированной коре выделились три слоя: гранулитовый, тоналитовый и метаосадочно-вулканогенный. Этот процесс кратонизации произошел в две фазы: 1) на рубеже раннего и позднего архея (около 3 млрд. лет назад); 2) в конце архея (около 2,6 млрд. лет назад). Уже в результате первой фазы кратонизацию испытали значительные площади в пределах будущей Гондваны: Каапваальский эократон, северная часть Индостанского кратона, эократон Пилбара и, вероятно, огромные площади Антарктического кратона. Кратонизация в конце архея охватила большие пространства Гондваны и Лавразии. Предполагается, что она могла привести к увеличению мощности не только континентальной коры, но и всей литосферы за счет истощенной вследствие магматизма мантии.

Напомним, что в архее возник, помимо гранит-зеленокаменных поясов, еще один тип структурных элементов земной коры — пояса тектоно-термальной переработки (ТТП), или гранулитовые пояса, пока немногочисленные. Наиболее ранним из них является,

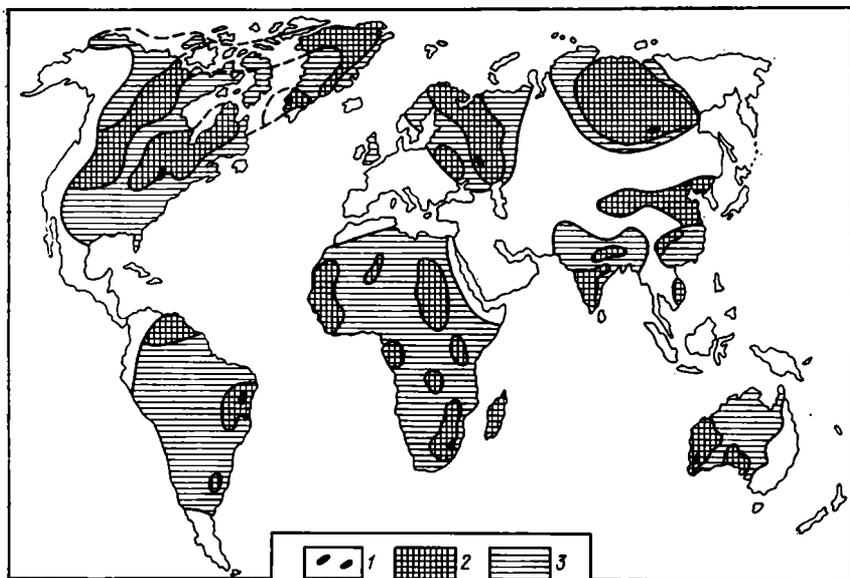


Рис. 22. Архейские эократоны (протоплатформы) и раннепротерозойские подвижные пояса в составе фундамента древних платформ. Составил В. Е. Хаин. 1 — выявленные участки древнейшей (более 3,5 млрд. лет) коры («серые гнейсы»); 2 — архейские эократоны; 3 — континентальная кора, образованная в раннем протерозое (частично регенерированная архейская)

очевидно, пояс Лимпопо, начало развития которого относится к 3,35 млрд. лет, а первый гранулитовый метаморфизм — к 3,1—2,9 млрд. лет. В Западном гранулитовом поясе блока Йилгарн (Австралия) этот метаморфизм может быть еще древнее — около 3,3 млрд. лет; то же относится к Антарктическому кратону. Но в Атлантическом поясе Бразилии и в поясе, охватывающем Шри-Ланку, юг Индии и Восточные Гаты, этот метаморфизм относится лишь к концу архея, но, возможно, он был уже повторным [209]. Происхождение гранулитовых поясов на примере пояса Лимпопо можно связывать со столкновением (коллизией) первых кратонизированных микроплит вдоль швов, созданных рифтами или разломами типа сдвигов, в условиях встречных нисходящих конвективных течений.

Современное распространение архейских пород (рис. 22), их обнаружение в основании более молодых подвижных областей (например, на Канадском щите и в Гренландии) позволяет предполагать, что они присутствуют повсеместно в консолидированной коре древних платформ, их многогеосинклинального образования и многих срединных массивов фанерозойских геосинклиналей. Отсюда следует, что кратонизация в конце архея во многом ответственна за создание континентальной коры Земли вообще. Возможно, всеобщее скупивание континентальной коры в это время, проявившееся в закрытии и деформациях бассейнов зеленокамен-

ных поясов и в образовании гранулитовых поясов, привело к стягиванию сиалического слоя в это полушарие, ставшее континентальным, и освобождению от сиала другого полушария, ставшего океанским. Этот процесс мог продолжаться в раннем протерозое.

## Глава 4

### РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ: ЧАСТИЧНАЯ ДЕСТРУКЦИЯ И ВОССТАНОВЛЕНИЕ ЕДИНСТВА ПАНГЕИ

То обстоятельство, что граница архея и протерозоя во многих районах мира отмечена крупными несогласиями, проявлениями гранитного плутонизма и регионального метаморфизма, отраженными в радиометрических датировках, породило представление, что она отвечает одному из главных рубежей в истории Земли. Однако дальнейшее накопление фактического материала показало, что значение этого рубежа несколько преувеличивалось, многие особенности тектонического режима, характерного для раннего протерозоя, — появление протоплатформ, возникновение глубинных разломов, образование роев даек и некоторые другие, наблюдались уже в позднем архее и, с другой стороны, в раннем протерозое еще продолжали существовать такие типичные архейские структуры, как, например, зеленокаменные пояса [186, 331]. И, тем не менее, структурный план раннего протерозоя в целом достаточно существенно и принципиально отличается от архейского, что будет видно из регионального обзора.

#### 4.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

##### 4.1.1. Северо-Американский кратон

Как указывалось в предыдущей главе, имеются все основания полагать, что к концу архея на большей части этого кратона уже возникла достаточно зрелая и консолидированная континентальная кора (рис. 23). Сомнения высказываются лишь относительно наиболее южной части платформы, к югу от Великих озер и шт. Вайоминг (США), где породы архея не выступают на поверхность, а изотопные данные по магматитам нижнего протерозоя не свидетельствуют о присутствии более древней сиалической коры и указывают на их мантийное происхождение. Если отвлечься от этого спорного региона, то можно констатировать, что на большей части Северо-Американского кратона начало протерозоя характеризовалось частичной деструкцией эпипангеического континента. В результате площадь развития нижнепротерозойских образований в пре-

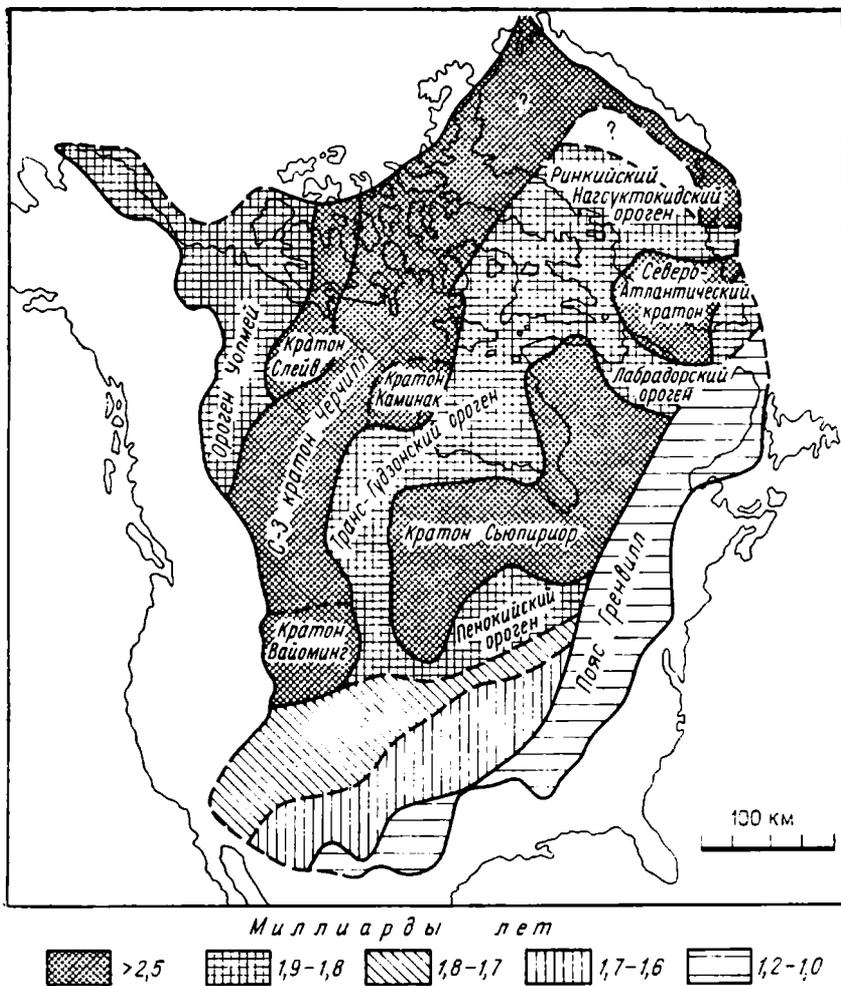


Рис. 23. Схема возрастного расчленения фундамента Северной Америки (по П. Хофману)

делах как обнаженной (Канадско-Гренландский щит, Скалистые горы), так и покрытой чехлом частей Северо-Американской платформы, превышает площадь сохранивших устойчивое положение эпиархейских эократонов (протоплатформ). Спокойный тектонический режим последних доказывается пологомоноклинальным залеганием слабометаморфизованных шельфовых нижнепротерозойских отложений на западном и восточном склонах эократона Слейв, на южных склонах эократонов Вайоминг и Сьюпириор. Кроме того, в пределах эократонов Слейв и Сьюпириор установлено существование структур типа авлакогенов, что также характерно для кратонов.



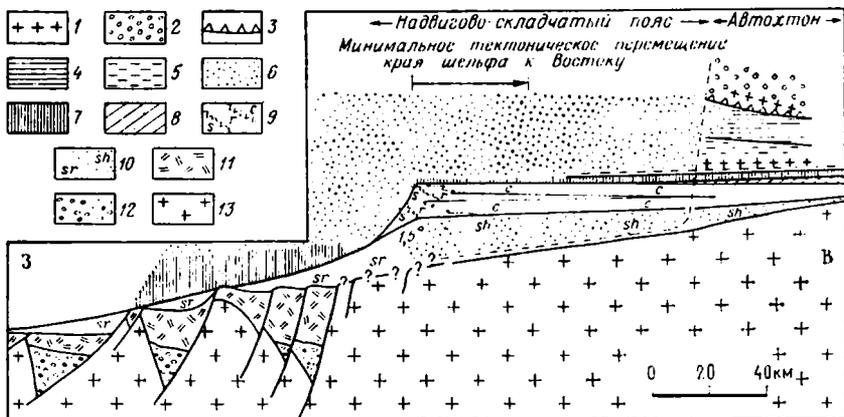


Рис. 25. Реконструкция условий накопления надгруппы Коронейшн в предположении 40 % сокращения осадочной призмы к западу от фронтальных надвигов и выше базального отслаивания (по П. Хофману и С. Боурингу).

1 — силлы габбро (Морел); 2 — флювиальные лито-полевошпатовые арениты; 3 — галекнитические мегабрекчии; 4 — бассейновые известковые конкреционные аргиллиты; 5, 6 — полевошпатово-литокластовые турбидиты; 7 — тонкополосчатые графитово-сульфидные сланцы; 8 — кварцевые алеволиты; глауконитовые доломиты. Образования пассивных окраин (группа Эпурт): 9 — доломиты; 10 — кварцевые арениты, семипелиты. Образования инициальных рифтов (группа Акайтчо): 11 — подводные базальты, туфы, риолиты, силлы габбро ± подводные обломочные осадки, в кровле рифовые доломиты; 12 — полевошпатовые турбидиты, семипелиты, конгломераты ± подводные вулканиты, силлы габбро риолитовых порфиров; 13 — кристаллический фундамент

ный Черчилл и Райндир; наконец, Пенокийская система к югу от эократона Вайоминг, Сьюпириор и Нутак с продолжением на востоке в Кетилиды крайнего юга Гренландии. Южные ветви Трансгудзонской системы (восточная известна как Лабрадорская) отделяют эократон Вайоминг от эократона Сьюпириор и последний от эократона Нутак.

Начнем обзор этих структурных зон с хорошо изученной системы (орогена) Уопмей\* на крайнем северо-западе Канадского щита [233].

4.1.1.1. Складчатая протогеосинклиальная система Уопмей простирается на 500 км в субмеридиональном направлении, скрываясь на севере, в районе залива Коронейшн под рифейско-палеозойским чехлом арктического склона щита, а на юге — под фанерозойским чехлом Великих Равнин. В ее строении различают три зоны: 1) древнюю пассивную континентальную окраину в настоящее время интенсивно деформированную; 2) плутоно-метаморфический пояс Хоттах; 3) вулcano-плутонический пояс Большого Медвежьего озера, наложенный на сутуру между первыми двумя зонами. Отложения пассивной окраины — надгруппы Коронейшн — включают три комплекса осадков: синрифтовый, собственно пассивной окраины и орогенный (рис. 25). Синрифтовая

\* Старое название — геосинклиналь Коронейшн от одноименного залива Северного Ледовитого океана.

группа Акаитчо выполняет грабены, несогласно наложенные на архейские граниты с возрастом 2,5—2,51 млрд. лет (здесь и дальше U-Pb возраст по циркону). В основании группы залегают зрелые обломочные и хемогенные осадки с покровами континентальных толентов. Их перекрывают более глубоководные полевошпатовые гравелиты и затем типично бимодальная ассоциация подводных лав и туфов — базальты переходного от континентального к океанскому типа и субщелочные риолиты, перекрытые местами рифовыми карбонатами, а местами пелитами.

Стадии пассивной окраины отвечает накопление группы Эпуорт (мощность 1—3 км), отчетливо дифференцированной на шельфовые и склоновые (с подножием?) образования. В области шельфа осадки группы залегают непосредственно на архейском фундаменте; их нижнюю часть слагают зрелые, кварцевые песчаники, а верхнюю — карбонатная (ныне доломитовая) терраса с четким рифовым краем и строматолитовыми банками в ее тылу. В области склона и подножия осадки группы Эпуорт подстилаются рифтогенными породами группы Акаитчо и представлены «полупелитами» с прослоями кварцевых контуритов и турбидитов. Любопытная деталь — в вершину древнего континентального склона, приходящуюся предположительно на границу непереработанной и испытывавшей растяжение континентальной коры, внедрены сллы габбро.

Стадии передового прогиба соответствуют отложения группы Реклюз, также дифференцированной на две формационные зоны. В основании группы залегают темные ленточные сланцы, графито- и пиритоносные, очевидно, глубоководные, свидетельствующие об одновременном погружении и шельфа и склона. Затем в области внешнего шельфа и склона образовалась толща турбидитов плутоно-метаморфического происхождения, отложенных продольными течениями. В области внутреннего шельфа, сохранившего автохтонное залегание, турбидиты замещаются аргиллитами — вверх в ритмичном чередовании с известняками, а затем континентальной молассой, которая завершает разрез и отсутствует в более западной зоне, в это время испытывавшей интенсивные складчатого-надвиговые деформации со срывом с фундамента и общим перемещением масс к востоку. Первая фаза деформаций и метаморфизма зеленосланцевой фации датирована в 1,9 млрд. лет по риолитам в верхах группы Акаитчо и 1,88 млрд. лет по посттектоническим гранитным интрузиям. Предполагается, что она была вызвана столкновением глыбы Хоттах неизвестного происхождения с континентальной окраиной. К этой фазе относится начало формирования передового прогиба. Вторая фаза деформаций выразилась в образовании поперечных складок во всех зонах, включая эократон, но исключая вулканоплутонический пояс оз. Большое Медвежье. Она еще более предположительно связывается со столкновением северо-западной зоны провинции Черчилл с блоком Слейв. Эта фаза датирована в 1885 млн. лет по интрузивам и 1860 млн. лет по медвежьезерным вулканитам. Третья фаза

сжатия выразилась в образовании системы сопряженных северо-восточных правых и северо-западных левых сдвигов, затрагивающих и вулканоплутонический пояс и рассматриваемых как результат коллизий на западном ограничении блока Хоттах, граница которого намечена по данным гравиметрии в 180 км западнее фронта пояса. Деформации произошли позднее самых молодых медвежьеозерных гранитов — 1,84 млрд. лет и предположительно ранее 1,81 млрд. лет — возраст посттектонических гранитов в провинции Черчилл. Следовательно, история развития западной окраины эократона Слейв была весьма непродолжительна — около 15 млн. лет ушло на рифтообразование, 10 млн. лет на формирование осадков континентальной окраины, около 20 млн. лет на главную эпоху деформаций и 40 млн. лет на постколлизийный магматизм.

От протогеосинклинали Уопмей на севере и на юге отходят апофизы-авлакогены, глубоко вдающиеся в тело эократона Слейв. На севере это авлакоген Килахигок, или Батерст, начинающийся в одноименном заливе Арктического океана и протягивающийся в юго-юго-восточном направлении; примерно вдоль оси он пересекается разломом (сдвигом) Батерст. Этот авлакоген соединился с протогеосинклиналью через широтный авлакоген Такту, намечаемый в пределах залива Коронейшн. На юге его аналогом является авлакоген Атапускоу, зарождающийся в оз. Большое Невольничье и простирающийся вдоль его Восточного залива. Вдоль него также прослеживается крупный разлом (сдвиг) — Макдональд-Уилсон. Разломы Батерст и Макдональд-Уилсон продолжают на восток в пределы провинции Черчилл, где, вероятно, и затухают. Оба авлакогена выполнены мощными толщами мелководноморских карбонатно-терригенных отложений, которые именуются соответственно надгруппами Гоулберн и Грейт-Слейв и хорошо коррелируются с шельфовыми же осадками внешней зоны протогеосинклинали Уопмей. Внутреннее строение обеих толщ достаточно сложное; они слагаются в основном кварцитами, песчаниками, аргиллитами, нередко красноцветными, известняками, доломитами, в том числе строматолитовыми. Намечается некоторая цикличность чередования этих пород. На разных уровнях в надгруппе Грейт-Слейв известны эффузивы кислые и основные (бимодальный состав). Фельзиты группы Уилсон, составляющей нижнюю часть этой надгруппы, имеют U-Pb возраст по циркону 1928 млн. лет, подстилающие ее граниты 2175 и 2094 млн. лет, а прорывающие граниты — 1895 млн. лет [169]. При общем синклинальном строении отложения авлакогена Атапускоу в его северо-западном борту надвинуты на эократон. Возраст посленадвиговых интрузий определен тем же методом в 1865 млн. лет. Эти датировки указывают на примерную синхронность развития авлакогенов, по крайней мере Атапускоу и орогена Уопмей.

**4.1.1.2. Трансгудзонская протогеосинклиналь.** Этот подвижный пояс наиболее крупный и соответственно наименее однородный

структурный элемент Канадско-Гренландского щита, который он пересекает в общем юго-западно — северо-восточном направлении. В строении пояса можно выделить три крупных сегмента: 1) Черчилл — к западу от Гудзонова залива, между эократонами Слейв и Сьюпириор; 2) Циркумунгавский — между Гудзоновым заливом и Лабрадорским морем (к нему можно отнести и структуры Баффиновой Земли); 3) Центрально-Гренландский — к востоку от моря Баффина — Девисова пролива Лабрадорского моря.

Сегмент («провинция») Черчилл имеет ширину около 800 км. Он еще недостаточно изучен, особенно его северо-западная часть, прилегающая к эократону Слейв. В этой части сегмента выделяется (см. рис. 24), во-первых, самостоятельный эпипрокембрийский кратон Каминак, испытавший некоторую переработку в раннем протерозое и, во-вторых, гранулитовый пояс, состоящий из более глубоко переработанных архейских пород и отделенный от непереработанного эократона Слейв разломами Макдональд — Уилсон и Батерст, а в промежутке между ними — надвиговым «фронтом Телон» (надвиг на эократон). В пределах гранулитового пояса на фундаменте из повторно метаморфизованного архея и раннепротерозойских гранитов с возрастом 1920—1860 млн. лет (К-Аг метод по слюдам и роговой обманке) резко несогласно залегает континентальная грубообломочная моласса, выполняющая отдельные грабен-синклинали (серии или формации Нокачо, Мартин, Бейкер). Ее аналогом в авлакогене Атапускоу, возможно, является серия Эт-Тен, перекрывающая в его осевой зоне отложения надгруппы Грейт-Слейв. В центральной части провинции Черчилл на молассе с некоторым несогласием залегает наземная вулканогенная формация среднего кислого состава группы Дубонт. Ее изохронный Rb-Sr возраст 1835 млн. лет. Как мы увидим дальше, развитие подобных вулканитов вообще очень характерно для конца раннего протерозоя, в интервале 1,9—1,7 млрд. лет.

Юго-восточная часть провинции Черчилл (пояс Рейндир) граничит с северо-западной частью вдоль разлома Вирджин-Ривер, а с эократоном Сьюпириор вдоль «фронта Томпсон», подчеркнутого протрузиями серпентинизированных ультрабазитов. К разлому Вирджин-Ривер с юго-востока примыкает зона (Кри-Лейк) развития шельфовых, преимущественно обломочных нижнепротерозойских образований, относительно слабодислоцированных и метаморфизованных и несогласно залегающих на архейском фундаменте, выступающем в гранитогнейсовых куполах. Эти отложения, известные как группа Волластон, имеют своим северо-восточным продолжением группу Гурвиц на западном побережье Гудзонова залива. Они являются типичными отложениями пассивной континентальной окраины (рис. 26), в дальнейшем, видно, превращенной в передовой прогиб. Далее к юго-востоку, за зоной разломов Нидл-Форк, достоверных признаков присутствия архея даже на глубине нет, если не считать ксенолиты неясного возраста в гранитном батолите Уотемен. Этот батолит, один из крупнейших в мире, протягивается через всю провинцию шириной 70—130 км;

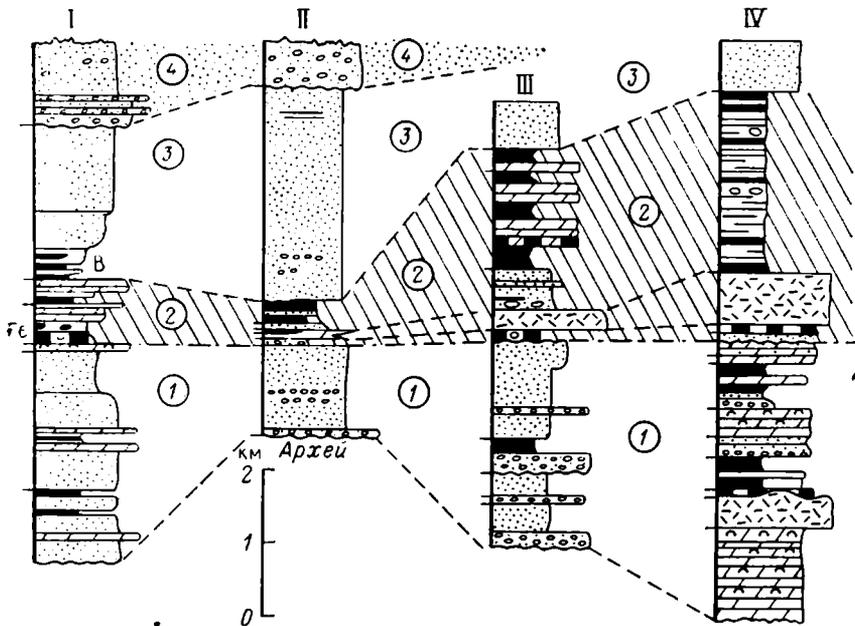


Рис. 26. Схема строения нижнепротерозойских отложений некоторых складчатых поясов центральной и западной частей Канадского щита (по Г. Янгу).

1-4 — последовательные стадии осадконакопления: линии, соединяющие колонки, не подразумевают стратиграфическую корреляцию. I — бассейн Килохигок; II — пояс Эмери; III — серия Хорвиц; IV — о-ва Белчер; Fe — железистые породы, B — брекчии

его U-Pb возраст  $1865 \pm 10$  млн. лет. К юго-востоку параллельно батолиту, отделяясь от него тоналит-мигматитовым комплексом, простирается зеленокаменный пояс или островная дуга Ла-Ронж с вулканами от основных до средних и подчиненно кислых, с кварцитами, аркозами, конгломератами. По вулканитам получены датировки  $1835 \pm 75$ ,  $1790 \pm 35$  млн. лет, а по прорывающим их гранитоидам 1840, 1825 млн. лет. Еще юго-восточнее пояса Ла-Ронж развиты гнейсы Киссинью, у которых степень метаморфизма повышается с приближением к фронту Томпсон, а гранитные плутоны исчезают [284, 305].

Циркумунгавский сегмент, сменяющий к востоку сегмент Черчилл, в целом образует крутовыпуклую к северу дугу, которая опоясывает выступ Унгава эократона Сьюпириор [284]. Эта дуга состоит из трех отрезков: западного, центрального и восточного. Западный сегмент протягивается от залива Джеймс-Бэй на юге Гудзонова залива через архипелаг Белчер до смыкания с центральным, широтным сегментом, занимающим крайний север п-ова Унгава и именуемым складчатым поясом Кэйп-Смит; от него к юго-востоку простирается складчатая зона Лабрадор, занимающая западную часть одноименного полуострова. На юге она срезается Гренвильским фронтом, но первоначально продолжалась

до сочленения с Пенокийской протогеосинклиналью, отделяя эократон Сьюпириор от эократона Нутак. На всем этом протяжении породы Циркумунгавской протогеосинклинали надвинуты на эократон Сьюпириор. Наибольшей амплитуды надвигание достигает во входящем углу залива Джеймс-Бэй, где, по данным геофизики, вырисовывается ряд дугообразноограниченных пластин, полого надвинутых к югу на эократон. Разрез зоны Белчер (см. рис. 25), имеющий общую мощность 7—9 км, начинается с шельфовой карбонатной формации Касеганник со строматолитами и эвапоритами. За ее накоплением последовали излияния платобазальтов Эскимо с возрастом около 2 млрд. лет, которые указывают на стадию рифтинга. Она затронула не только зону Белчер, но и привела к образованию на материке перпендикулярного к этой зоне, вдающегося в эократон Сьюпириор авлакогена Ричмонд-Белчер, поскольку аналогичные базальты выступают в заливе Ричмонд. Базальты перекрываются формацией Флеэрте, сложенной доломитами и железистыми кварцитами. Затем произошло возобновление вулканизма с подводным излиянием преимущественно базальтов, а также кислых лав; возраст вулканитов —  $1760 \pm 38$  млн. лет (Rb-Sr изохронный метод). Образования этой формации интерпретируются как отражение становления островной дуги, хотя и носят бимодальный характер. На заключительной стадии развития зоны между дугой и континентом возник передовой прогиб, выполненный турбидитами и красноцветными формации Омароллук. Все эти отложения были смяты в изоклиналильные складки; сокращение коры оценивается в 25—40 % (в орогене Уопмей минимум 40—45 %).

Вершину Циркумунгавской дуги образует складчатая зона Кейп-Смит [235], занимающая крайний север п-ова Унгава. Она имеет ширину 50—60 км и чешуйчато-покровное строение при общей южной вергентности, с надвиганием на край эократона Сьюпириор. В северном тылу зоны, на побережье Гудзонова пролива, на поверхность выступают гнейсы и метаморфические сланцы архейско-раннепротерозойского, точнее, не выясненного возраста. Периферические чешуи сложены крупнообломочными образованиями преимущественно кварцевого состава, а также покровами толеитовых базальтов континентального типа; имеются силлы коматитовых базальтов. В чешуях, расположенных ближе к оси зоны, возрастает относительное содержание тонкообломочных разностей (алевролитов) и основных, редко кислых эффузивов. Предполагают, что все эти отложения образовались в условиях континентального склона. В центральной зоне разрез сложен почти исключительно коматитовыми и главным образом низкотитанистыми толеитовыми базальтами с силлами того же состава, общей мощностью около 4 км. Толеитовые базальты, особенно относительно низкомагнезиальные, сходны с базальтами срединно-океанских хребтов, что позволяет сопоставлять этот разрез с разрезом океанской коры. Авторы предполагают, что развитие зоны началось с континентального рифтогенеза, продолжалось образо-

ваннем ограниченного пространства с океанской корой (красноморского масштаба?) и завершилось субдукцией к северу. Никаких магматитов, связанных с этой субдукцией, однако, не наблюдается, но метаморфизм, в общем зеленосланцевой фации, закономерно нарастает к северу. Минимальный масштаб сокращения при деформации оценивается в 100 км. По аналогии с зонами Белчер и Лабрадор предполагается, что зона развивалась в интервале 1,87—1,8 млрд. лет. Время спрединга устанавливается в  $1871 \pm \pm 75$  млн. лет (U-Pb изохрона по пироксену).

Третье звено Циркумунгавской системы — складчатая система Лабрадор простирается от залива Унгава до Гренвильского фронта, а к югу от него продолжается в переработанном виде до сочленения с Пенокийской системой. Ее протяженность составляет 800 км, а ширина достигает 100—200 км. В поперечном сечении системы выделяются три зоны: западная, центральная и восточная.

Западная (внешняя) зона сложена шельфовыми осадками группы Ноб-Лейк, которые либо несогласно залегают на архейском фундаменте эократона Сьюпириор, либо на него надвинуты. В основании этой группы залегают покровы трахибазальтов и трахиандезитов, которые рассматриваются как свидетели рифтообразования, положившего начало формированию Лабрадорской протогеосинклинали. Вулканиды сменяются сложным чередованием мелководных и относительно глубоководных обломочных и карбонатных осадков, среди которых следует отметить железистые кварциты (джеспилиты), образующие залежи большого промышленного значения. Накопление этой толщи, мощностью более 6,5 км, прерывалось поднятиями и наземным щелочно- и субщелочно-базальтовым вулканизмом; на более низком стратиграфическом уровне наблюдались и подводные излияния толеитовых лав. Завершилось накопление группы Ноб-Лейк красноцветными обломочными породами формации Тамарак-Ривер, выполняющими небольшой прогиб типа передового перед фронтальным надвигом системы непосредственно к северу от Гренвильского фронта; в осевой части этого прогиба сохранились и аналогичные осадки низов рифея.

Центральная (осевая) зона характеризуется сменой шельфовой формации Ноб-Лейк глубоководной, преимущественно метапелитовой, с основными вулканидами толеитового состава группой Лапорт, представляющей, очевидно, отложения континентального склона подножия, а возможно, и осевой части бассейна. На востоке метаморфизм этих отложений достигает амфиболитовой фации. На отложения группы Лапорт и отчасти Ноб-Лейк наложен прогиб, выполненный мощной (до 5 км) толщей базальтов группы Даблет, из них 3 км пиллоу-лав. Эти и более ранние толеит-базальтовые излияния сопровождалась внедрением силлов габбро и ультрамафитов. Образование базальтов Даблет справедливо расценивается как свидетельство возобновления рифтинга, возможно, даже начало спрединга типа Калифорнийского залива, для

которого характерно подобное сочетание эффузивного и гипабиссального основного магматизма.

Восточная зона Лабрадорской системы сложена метаморфитами амфиболитовой фации, в основном гнейсами, в которые внедрен посттектонический гранитный батолит. Большая часть гнейсов условно относится к архею, в то время как явно супракрустальные породы — мраморы, кварциты, амфиболиты, считаются нижнепротерозойскими. Они рассматриваются как аналог формации Лейк-Харбор Баффиновой Земли, которая, следовательно, может считаться северным продолжением внутренней зоны Лабрадорской системы. Северо-западным продолжением той же зоны, несомненно, является соответствующая зона системы Кейп-Смит.

В эпоху 1800—1750 млн. лет, именуемую в Канаде гудзонской, все отложения Лабрадорской протогеосинклинали подверглись интенсивным деформациям и метаморфизму. Внешняя и центральная зоны были смяты в изоклинальные складки и нарушены надвигами западной вергентности, а восточный край внутренней зоны надвинут на эократон Нейн (Нутак).

Крайним восточным звеном Трансгудзонской системы являются нагсуктокиды и ринкиды центральной Гренландии, расположенные против Баффиновой Земли по другую сторону Девисова пролива и моря Баффина [137, 240, 241]. Нагсуктокиды образуют близширотную полосу шириной около 300 км, очевидно, пересекающую Гренландию подо льдом и выходящую на ее восточное побережье против Исландии. Заключительные деформации нагсуктокид относятся к пенокийской тектоно-магматической эпохе. На юге они полого надвинуты на эократон Южной Гренландии (Нутак); эта граница подчеркивается вовлечением в деформацию долеритовых даек, пересекающих фундамент эократона, и ретроградным метаморфизмом амфиболитовой фации архейских пород, находившихся на гранулитовой ступени метаморфизма. Ринкиды представляют более молодую, но также раннепротерозойскую, собственно гудзонскую, генерацию складчатых структур; они отделены от нагсуктокид зоной сдвигов, выходящей на западное побережье Гренландии у Якобсхавна.

Внутренняя структура нагсуктокид определяется чередованием линейных зон интенсивной складчатости выдержанного восток-северо-восточного простирания и синклинорного строения с линзовидными участками распространения куполов и чаш, лишенных закономерной ориентировки. Общая структура зоны напоминает, таким образом, структуру очковых гнейсов. Участки последнего типа образены архейскими ортогнейсами гранодиоритового — кварц-диоритового состава с реликтами основных даек. Линейные пояса построены из предположительно архейских гранат-биотитовых гнейсов с силлиманитом и нижнепротерозойских мраморов, кварцитов, известково-силикатных пород и графитовых сланцев, также находящихся на амфиболитовой ступени метаморфизма; на юге появляются антофиллитовые сланцы, амфиболиты и мраморы, вероятно, наиболее молодые в разрезе зоны. Структура наг-

суктокид в общем, видимо, сходна с наблюдаемой на Баффиновой Земле и во внутренней зоне Лабрадорской складчатой системы.

Иной структурный облик имеют ринкиды, слагающие западное побережье Гренландии к северу от Якобсхавна и отличающиеся, как отмечалось, более молодым возрастом заключительной складчатости и метаморфизма — 1,75—1,70 млрд. лет (К-Аг метод). В строении ринкид отчетливо выделяются два комплекса: гнейсовый и супракристалльный-метаосадочный. Гнейсовый комплекс выступает в ядрах куполов, а метаосадочный в окаймляющих их синклиналях. В гнейсовом комплексе кроме гранодиоритовых гнейсов присутствуют амфиболиты с линзами ультрабазитов, очковые гнейсы и гранат-силлиманитовые сланцы. Особо примечательна толща мраморов, достигающая 1,3 км мощности. Метаосадочный комплекс, мощностью до 8 км, состоит из двух толщ: нижней — кварциты и гранат-ставролитовые сланцы — и верхней, более мощной, граувакковой. Породы этого комплекса метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Имеются небольшие плутоны синтетектонических гранитов и крупный плутон рапакиви значительно более позднего (рифейского) возраста.

Продолжением Трансгудзонской системы по другую сторону Атлантики могли являться свекофенниды Балтийского щита.

**4.1.1.3. Пенокийская протогеосинклинальная система.** Эта система простирается в близширотном направлении от восточных склонов Скалистых гор до южной Гренландии, окаймляя с юга эократоны Вайоминг, Сьюпириор и Нутак и частично перекрываясь фанерозойским чехлом Великих Равнин и Гренвильским фронтом. Наиболее хорошо изучен центральный сегмент системы, расположенный в районе Великих озер и выделенный в качестве Южной «провинции» Канадского щита. Именно здесь протерозой был впервые (В. Эммонс, 1888 г.) отделен от архея и в качестве его стратотипа была выбрана серия, теперь называемая группой Гурон, развитая на северном побережье одноименного озера. Основной разрез этой надгруппы расположен на южном склоне эократона Сьюпириор, где она резко несогласно, с общим пологим наклоном к югу залегает на архейских породах фундамента этого эократона, метаморфизованных и гранитизированных в кеноранскую эпоху (2,7—2,6 млрд. лет назад). Отложения надгруппы Гурон в этом районе метаморфизованы очень слабо (нижняя ступень зеленосланцевой фации) и представлены четырежды повторенной циклической последовательностью континентально-прибрежных и мелководно-морских осадков — конгломератов, кварцитов, аркозов в нижней части, граувакк, алевролитов, аргиллитов в средней и снова крупнообломочных пород в верхней. Циклы разделены перерывами и последовательно трансгрессируют к северу. В основании трех нижних циклов, особенно базального (группа Эллиот-Лейк), локально развиты вулканиты, от основных до кислых. Базальные конгломераты двух нижних циклов — Эллиот-Лейк и Хаф-Лейк содержат промышленную урановую минерализацию, а два верхних цикла — Куэрк-Лейк и Кобальт начинаются с тилли-

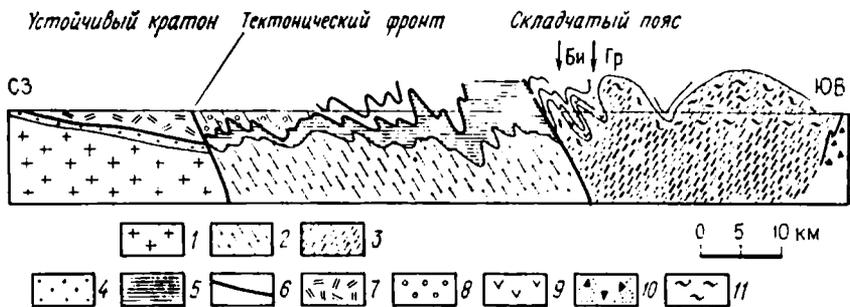


Рис. 27. Обобщенный геологический профиль через северо-восточную Миннесоту (по Д. Симсу и др.).

1, 2 — архейский фундамент, граниты; 3 — то же, гнейсы; 4—10 — нижний протерозой (6 — железорудные формации, 9 — базальты); 11 — кристаллизационная сланцеватость. Би — изограда биотита; Гр — изограда граната

тов. Особенно примечательны тиллиты низов формации Гоуганда верхнего цикла, которые обладают всеми признаками ледниковых образований и переходят в северном направлении на иштрихованное ложе архейских пород. В средней части третьего цикла (Куэрк-Лейк) присутствуют известняки со строматолитами. Общая мощность гурона в этом разрезе около 5 км. Нижний предел возраста надгруппы определяется внедрением в нее даек и силлов диабазов Нипписинг, датированных Rb-Sr изохронным методом в 2,1 млрд. лет. Внедрению диабазов уже предшествовала пологая складчатость. Более древние граниты Крейтон, секущие лишь группу Эллиот-Лейк, имеют возраст 2333 млн. лет.

В южном направлении моноклиналиное залегание гурона сменяется пологоскладчатым, а далее к югу площадь его распространения пересекается разломом Меррей, за которым наблюдаются принципиальные изменения в литофациальном составе, мощности, интенсивности деформаций и метаморфизма этой толщи отложений [341]. Так, речные и дельтовые отложения к югу от этой зоны разлома сменяются глубоководными турбидитами, мощность возрастает до 10—15 км, метаморфизм достигает амфиболитовой фации, осадки оказываются сорванными с фундамента и смятыми в складки северной вергентности, нарушенные надвигами (рис. 27).

Как отметили еще в 1966 г. Р. Дитц и Дж. Холден, осадки гурона накапливались в условиях пассивной континентальной окраины. Развивая эту идею, А. Золнай с соавторами [341] считал базальные бимодальные вулканы свидетелем начала рифтообразования, которое сопровождалось формированием листрических сбросов, сливающихся на глубине около 15 км в общую поверхность смещения. Амплитуда первичного опускания по сбросу Меррей по скачку мощностей и метаморфизма оценивается в 10—15 км. Сбросы в дальнейшем были преобразованы в надвиги. Сжатие определяется в 30%. Эти деформации сжатия рассматриваются как результат столкновения эократона Сьюпириор с дру-

гой континентальной глыбой, в настоящее время находящейся к югу от о. Манитулин. Основная эпоха деформаций (пенюкийская эпоха) проявилась 1,9—1,8 млрд. лет назад (точнее в интервале 1875—1825 млн. лет, по У. Ван Шмусу); ее завершению отвечает внедрение знаменитого никеленосного основного лополита Садбери на крайнем востоке Южной провинции. Таким образом, пенюкийская эпоха несколько старше гудзонской (1,8—1,75 млн. лет) — основной для орогена Уопмей и Трансгудзонской системы.

Совершенно аналогичная картина строения и развития Южной провинции установлена американскими геологами в районе оз. Верхнего. Здесь нижний протерозой, именуемый группой Анимики или надгруппой Маркетт-Рейндж, выступает на обоих побережьях западной половины озера в бортах рифейского авлакогена Кивино. Разлом Великих озер, трассируемый вдоль южного побережья озера, является очевидным продолжением разлома Меррей и вдоль него происходят аналогичные изменения в разрезе, структуре и метаморфизме нижнего протерозоя, и в его составе заметную роль начинают играть вулканиты. Группа Анимики, развитая к северу от разлома, на северном побережье оз. Верхнего отвечает лишь средней части супергруппы Маркетт-Рейндж к югу от разлома. Возрастной интервал накопления этой супергруппы 2,05—1,9 млрд. лет; это означает, что она в целом моложе супергруппы Гурон. Супергруппа Маркетт-Рейндж, как и последняя, имеет четырехчленное циклическое строение, но состав циклотем отличается от состава гуронских. Тиллиты в Маркетт-Рейндж залегают в основании нижнего цикла (группа Чокалей); в строении второго (группа Меномики), третьего (Бэрага; Меномики + Бэрага = Анимики) и четвертого (Пайнт-Ривер) циклов существенную роль играют железистые кварциты, имеющие, вернее, имевшие, большое промышленное значение; верхняя часть первого цикла образована мощной до 700 м доломитовой формацией; в сложении третьего значительное место принадлежит вулканитам, главным образом основным пиллоу-лавам, подчиненно-кислым. Отметим, наконец, присутствие в формации Ганфлинт горизонтов кремней с хорошо сохранившимися остатками водорослей, получивших широкую известность.

Сходство в условиях залегания отложений гурона и Анимики-Маркетт-Рейндж и в присутствии в их составе тиллитов наряду с явным несоответствием возраста, даже если допустить, что верхи гурона (группа Кобальт) отвечают низам Маркетт-Рейндж, требует своего объяснения. Одно из возможных объяснений — существование поперечного разлома (трансформного типа? — В. Х.) между районами оз. Верхнего и оз. Гурон.

Строение зоны к югу от пограничного разлома эократона Сьюпириор в районе южного побережья оз. Верхнего, в штатах Висконсин и Мичиган (США) раскрывается полнее, чем в районе оз. Гурон. Здесь на поверхность из-под отложений Маркетт-Рейндж выступает фундамент, сложенный гнейсами и мигматита-

ми того же типа, что и западнее, в долине р. Миннесоты, т. е. комплекс катархейского возраста. Его аналогом могут быть и гнейсы, вскрытые под палеозойским чехлом на о. Манитулин на оз. Гурон. В таком случае получается, что северная и южная зоны распространения нижнего протерозоя обладают разным фундаментом — соответственно позднеархейским и катархейским. Это подтверждает предположение о столкновении в пенокийскую эпоху двух разных континентальных блоков, первоначально, вероятно, разделявшихся полосой утоненной и переработанной (если не раздвинутой) континентальной же коры. При этом северный блок мог испытать подвиг под южный, поскольку только в пределах последнего известны плутоны тоналитов и гранитов с возрастом 1,85—1,60 млрд. лет, образующие цепочку, параллельную разлому Великих озер.

Аналогом этого разлома в шт. Вайоминг является зона смятия Шейенн (или Вайоминг), отделяющая эократон Вайоминг от области распространения нижнего протерозоя в юго-восточной части этого штата, а также в Скалистых горах Колорадо и Нью-Мексико [185, 187]. Зона простирается в северо-восточном направлении, предположительно продолжаясь к югу от выступа докембрия в горах Блэк-Хилс в шт. Южная Дакота. Подобно Южной провинции, к северу от разлома Шейенн, на южном склоне эократона Вайоминг на архейском фундаменте несогласно залегают 13-километровая толща (супергруппа Сноуи-Пасс) относительно слабометаморфизованных континентально-прибрежных, включая гляциомаринные, обломочных осадков в нижней части и мелководно-морских карбонатно-глинистых, в верхней [242]. Их разделяет несогласие, к которому приурочено внедрение даек и силлов толентовых и субщелочных базальтоидов с возрастом 2 млрд. лет.

Нижнепротерозойские образования, развитые в виде провесов кровли среди гранитов к югу от зоны смятия, резко отличаются как от этих отложений, так и от занимающих близкое тектоническое положение нижнепротерозойских образований Южной провинции Канадского щита. Это почти исключительно вулканические и вулканогенно-обломочные породы, метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фации и относительно слабо и неравномерно деформированные.

Возраст вулканитов непосредственно к югу от зоны смятия определен в 1,79—1,78 млрд. лет, на юге шт. Колорадо в 1,76—1,74 млрд. лет и в Нью-Мексико в 1680 млн. лет (все определения U-Pb методом по циркону [187, 269]). Это значит, что раннепротерозойские вулканиты Скалистых гор заведомо моложе деформированных пенокийской складчатостью образований района Великих озер и относятся уже к концу раннего протерозоя. По составу среди вулканитов Скалистых гор примерно поровну присутствуют основные (толеиты) и кислые (дациты, подчиненно риолиты) разновидности. Им комагматичны синтетектонические гранодиориты. Несмотря на явную биомодальность этой ассоциации, К. Конди и К. Шадел [187] считают ее островодужной, исходя из преоблада-

ния продуктов наземных извержений наряду с вулканокластическими турбидитами. Происхождение бимодальных вулканитов эти исследователи объясняют либо ликвационной дифференциацией андезитовой, либо кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы с удержанием средних и основных кумулятов в глубине. Предпочитая второй механизм, они связывают его более широкое проявление в протерозое со значительно более высоким, чем современный, тепловым потоком.

Обратимся теперь к восточному продолжению Южной провинции Канадского щита, лежащему уже за Гренвильским фронтом. В южной обнаженной части Гренвильского пояса на некотором расстоянии от фронта еще «узнаются» аналоги гурона. Они также начинаются грубообломочными образованиями, но юго-восточнее переходят в более глубоководные тонкослоистые граувакки и аргиллиты. Эти отложения выполняют прогиб, протягивающийся параллельно Гренвильскому фронту. Еще южнее снова появляются крупнообломочные образования: мощные аркозы, кварциты, железистые кварциты, прорванные гранитами с возрастом 1,8 млрд. лет. Остается неясным, являются ли эти осадки фацциальным замещением глубоководных отложений, развитых севернее, или надстригают разрез последних.

Следуя далее на северо-восток вдоль Гренвильского фронта, мы встречаем южное, переработанное продолжение Лабрадорской складчатой системы, а еще северо-восточнее, уже на восточном побережье п-ова Лабрадор, между эократоном Нейн, ограничивающим Лабрадорскую систему с востока, и Гренвильским фронтом вклинивается (см. рис. 23) «субпровинция» Макковик, рассматриваемая как западное окончание кетилд Южной Гренландии. Фундамент этой «субпровинции» образован архейскими гнейсами, мигматитами, амфиболитами (возраст более 2,58 млрд. лет). На них резко несогласно налегает нижняя группа Айлик, сложенная основными вулканитами и тонкообломочными осадками (алевролиты, граувакки, аргиллиты). Возраст группы U-Pb методом по урановой смолке определен в 1,96—1,73 млрд. лет; наиболее вероятная датировка — около 1,9 млрд. лет. Отложения этой группы рвутся субщелочным гранитоидным Транслабрадорским батолитом с Rb-Sr возрастом  $1788 \pm 29$  (гранодиорит) —  $1687 \pm 30$  (монзонит) млн. лет. Батолит простирается параллельно Гренвильскому фронту, который пересекает его вдоль оси и делит на переработанную северную и переработанную южную части. Батолиту комагматичны образования верхней группы Айлик — кислые вулканиты и обломочные осадки с возрастом 1,75—1,65 млрд. лет (Rb-Sr изохронный и U-Pb метод по урановым минералам). На рубеже около 1,6 млрд. лет породы субпровинции были пересечены основными дайками (первая генерация таких даек предшествовала нижней группе Айлик), а затем последовало внедрение кварцевых сиенитов и гранитов (1625 млн. лет). Деформационная история субпровинции сводится к переработке архейских гнейсов и секущих их даек перед отложением группы Айлик

(около 2,1 млрд. лет), образованию «тектонического переслаивания» гнейсов основания и отложения нижней группы перед накоплением верхней группы Айлик (1,75—1,65 млрд. лет) и складчатости с вертикальными осевыми поверхностями и метаморфизму перед внедрением Транслабрадорского батолита (1625 млн. лет).

Как уже указывалось, прямым продолжением субпровинции Макковик считаются к е т и л и д ы крайнего юга Гренландии. Их соотношения с лежащим севернее эократоном Нутак повторяют описанные выше для Южной провинции щита: архейский гнейсовый фундамент южного края эократона, пронизанный основными дайками, несогласно перекрыт нижнепротерозойскими метаосадочными и метавулканическими образованиями. К югу интенсивность деформаций и метаморфизма быстро возрастает, а архейский фундамент исчезает с поверхности, а по данным изотопии отсутствует и на глубине. Здесь же появляются плутоны гранитов с возрастом 1,8 млрд. лет.

В канадской литературе в последние годы активно обсуждается проблема условий развития Циркумунгавской протогеосинклинали. Для ее юго-западного отрезка, отвечающего юго-восточной части провинции Черчилл, предложены две плитно-тектонических модели [284, 303] с одной и двумя островными дугами и субдукцией к северо-западу. Одна из них приведена на рис. 28. Авторы работы по зоне Белчер [284] также придерживаются, как отмечалось, плитно-тектонических представлений, а исследователи зоны Кейп-Смит [235] допускают ее раскрытие в красноморских масштабах и в осторожной форме субдукции к северу. Для Лабрадорской зоны предложена модель рифтогенеза без новообразования океанской коры и без ее субдукции (рис. 29).

Что касается Пенокийской геосинклинали, то ее западный отрезок, лежащий ныне в пределах Скалистых гор, рассматривается его исследователями с плитно-тектонических позиций [185, 187]. В отношении центрального отрезка высказываются две точки зрения — одни его считают авлакогеном, указывая на существование континентального массива и к югу от складчатой системы, другие — [341] пассивной окраиной океанского бассейна, но, очевидно, с микроконтинентом близ нее.

Подходя по возможности объективно к анализу этой проблемы, можно констатировать следующее. Строение разрезов внешних зон обеих протогеосинклиналей, как и их аналога Уопмей, достаточно типично для пассивных, рифтогенных окраин атлантического типа и позволяет полагать, что сопряженные с ними бассейны были относительно глубоководными и широкими. Следовательно, их центральные части должны были подстилаться как минимум корой переходного, если не океанского типа. Повсеместное отсутствие офиолитов не позволяет утверждать категорически, что деформация здесь действительно дошла до стадии спрединга и новообразования океанской коры в сколько-нибудь значительных масштабах. Можно считать, правда, что в раннем протерозое (как и в архее) еще не существовало условий для обдукции океанской

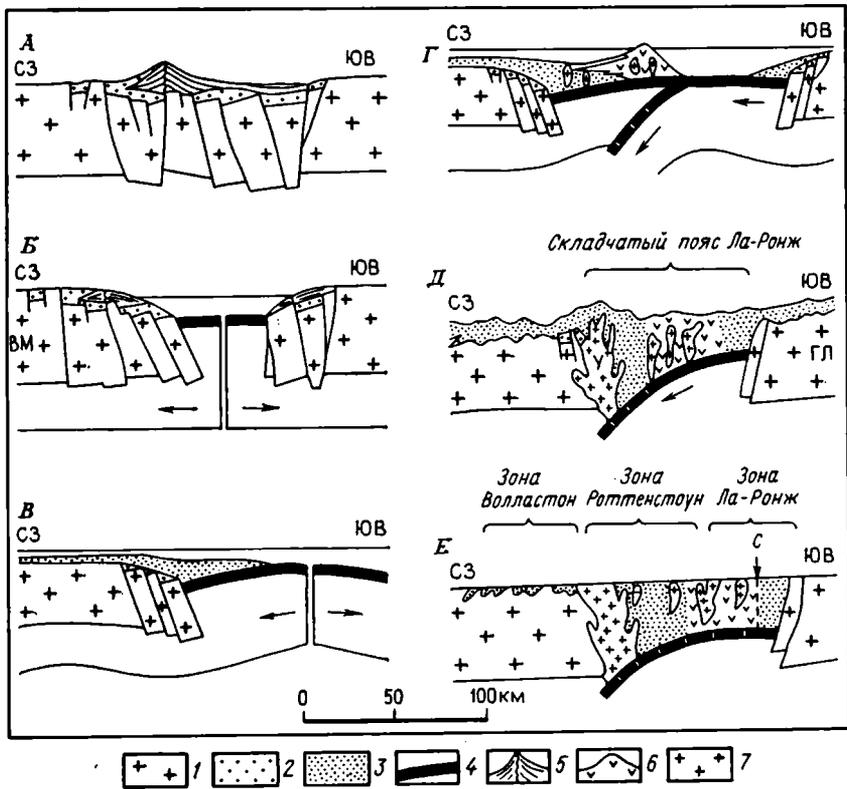


Рис. 28. Двумерная модель, показывающая возможное развитие зон Волластон, Роттенстоун и Ла-Ронж в Северном Саскачеване (по Н. Штауфферу).

А — позднерейхейский-раннеафебский континентальный рифтинг, сопровождаемый ограниченной магматической активностью и отложением супракратальных грубообломочных осадков; Б — отложение шельфовых и глубоководных осадков вдоль тыльного края континентальной окраины Волластон-Муджатик; В — обращение направления движений плит в позднем афебии, ведущее к океанской субдукции, образование мигрирующего островодужного комплекса зоны Ла-Ронж, сложенного метавулканитами и интрузивами раннего плутонического пояса; Г — гудзонский орогенез — внедрение батолита Уотемей (У) около 1865 млн. лет назад вдоль древней континентальной окраины, сопровождаемое кислыми вулканитами; Д — закрытие океана с деформацией шельфовых осадков (группа Волластон) и эвгеосинклинальных супракратальных образований Роттенстоун — Ла-Ронж; Е — современный профиль через зоны Волластон Роттенстоун и Ла-Ронж в Северном Саскачеване, показывающий позднегудзонское развитие зоны смятия Нидл-Фолл.

1 — блоки континентальной коры (ВМ — Волластон-Муджатик, ГЛ — Гленни-Лейк); 2 — грубообломочные и вулканокластические осадки; 3 — осадки шельфа, континентального склона и подножья; 4 — океанская кора; 5 — ранние вулканиты; 6 — образования вулканической дуги; 7 — гранитные плутоны

коры вследствие пониженной плотности астеносферы. Вместе с тем химический состав толентовых базальтов, в частности в сегментах Белчер и Кейп-Смит, указывает на родство с океанскими толентами и косвенно подтверждает возможность новообразования коры океанского типа. Общая асимметрия складчатых зон и наличие в их тылу батолитовых тел гранитоидов (батолит Уотемей в сегменте Рейндир, Центрально-Лабрадорский батолит) и зон метаморфизма амфиболитовой фации, а на юго-востоке провинции Черчилл

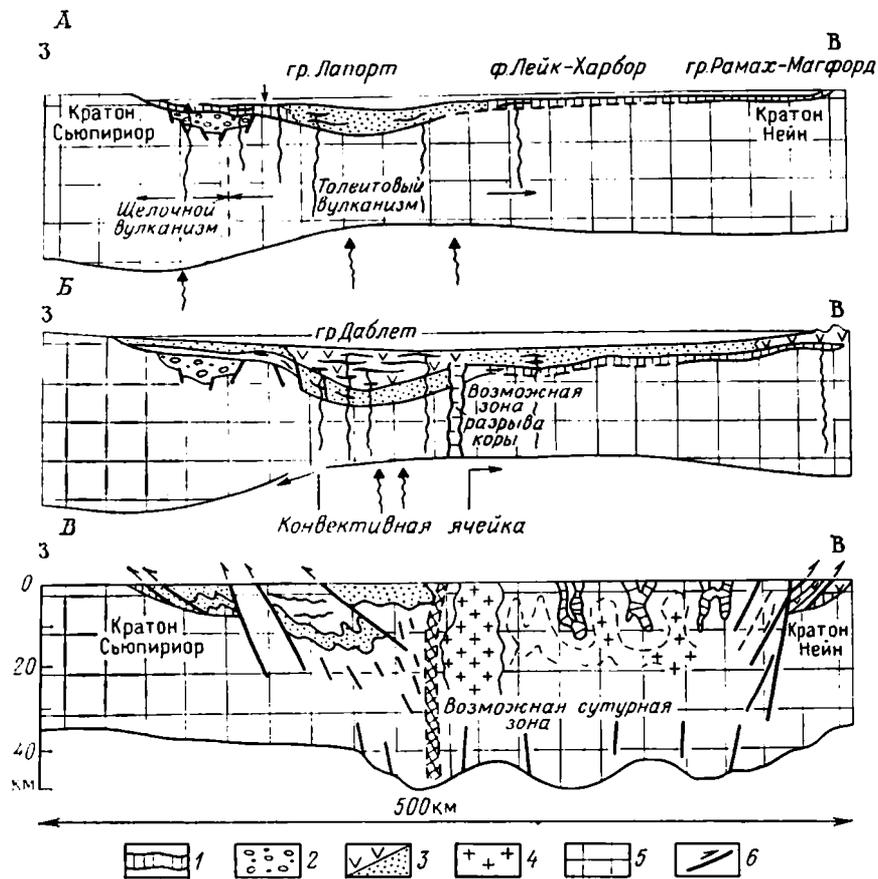


Рис. 29. Модель тектонического развития складчатой системы Лабрадор (по Р. Уордену и Д. Бейли).

1 — грубообломочные рифтовые фации; 2 — мелководные фации; 3 — основные вулканы флиши; 4 — граниты; 5 — архейский фундамент; 6 — тектонические нарушения.  
 А — континентальный рифтогенез и щелочной вулканизм в западном трюге, сопровождаемый обширным погружением и мелководной морской трансгрессией (группа Лапорт развивается как фации более глубокого бассейна); Б — погружение, приводящее к флишевой седиментации и подводному вулканизму (группа Даблет может представлять западный край протоокеанского рифта); В — деформация, метаморфизм и гранитные интрузии во время гудзонского орогенеза (возможная сутурная зона может отвечать закрытию рифтовой зоны Даблет)

реликтов островной дуги (зона Ла-Ронж) представляют явные свидетельства в пользу субдукции переходной и, возможно, океанской коры. Еще одно свидетельство в пользу плитно-тектонических моделей, хотя бы ограниченных масштабов — значительное поперечное сокращение складчатых зон с чешуйчатым надвиганием их на форланд, совершенно подобное тому, которое наблюдается в позднедокембрийских и фанерозойских складчатых системах, с преобразованием листрических сбросов стадии рифтогенеза в надвиги на орогенной стадии. Итак, общий баланс складывается

в пользу плитно-тектонической трактовки, хотя и с признанием специфики раннепротерозойской тектоники плит и, в частности, ограниченных масштабов спрединга.

**4.1.1.3. Гебридский массив\*.** Архейская история массива завершилась 2,5 млрд. лет назад внедрением небольших плутонов гранитоидов и общим поднятием. Затем в эпоху именуемую в верской ой, произошла тектоно-метаморфическая переработка скурского (гельского) комплекса, заметная лишь там, где он испытал метаморфизм гранулитовой фации. Здесь она выразилась в ретроморфизме амфиболитовой фации, образовании зон вертикального рассланцевания, развития агматитов и пегматитов и в конце эпохи во внедрении основных и пикритовых даек 2,4 млрд. лет назад и, наконец, возникновении, опять же в отдельных зонах, открытых складок с кливажем разлома.

## 4.1.2. Восточно-Европейский кратон

**4.1.2.1. Балтийский щит.** Область эпиархейской кратонизации охватывает северо-восточную часть щита: Кольский полуостров с продолжением в северную, финскую Лапландию и Карелию с продолжением в южную, финскую и шведскую Лапландию (рис. 30). Однако в раннем протерозое единство этого Кольско-Карельского зократона было существенно нарушено, во-первых, образованием Мурманского и Лапландско-Беломорского поясов тектоно-термальной переработки (ТТП), во-вторых, образованием сдвигово-раздвиговых зон (протоавлакоенов), заполнявшихся обломочными осадками и продуктами базальтоидного вулканизма. Остается неясным, что происходило к юго-западу от Кольско-Карельского зократона, на остальной части Балтийского щита на протяжении значительного отрезка раннего протерозоя, поскольку пород древнее 2,1 млрд. лет здесь пока не установлено. Лишь начиная с этой даты в центральной Швеции, центральной и южной Финляндии, т. е. в области свекофеннид, началось активное, протогейсинклинальное развитие.

Структура и история Мурманского пояса ТТП пока еще не расшифрованы в должной мере. В значительной степени это связано с преобладающим распространением архейских как натровых, так и калиевых гранитоидов, поглотивших супракрупные образования, вероятно, идентичные кольской серии смежного Центрально-Кольского блока. В конце архея — начале протерозоя Центрально-Кольский блок, включая зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, испытал поддвиг под Мурманский пояс. С этим поддвигом, вероятно, связана ремобилизация фундамента пояса и образование раннепротерозойских гранитоидов с возрастом 2,3—2,2 млрд. лет.

Лапландско-Беломорский пояс ТТП имеет еще более сложную историю и структуру. В нем выделяется Лапландский

\* По Д. Боуэсу [103].

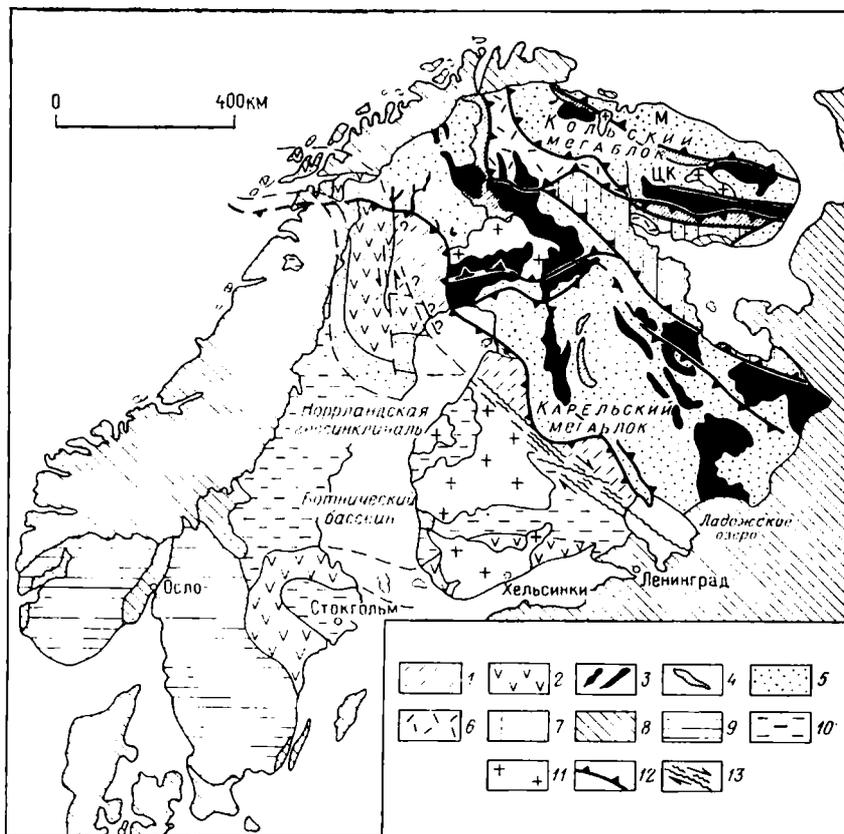


Рис. 30. Тектоническая схема раннего докембрия Балтийского щита (западная часть, по Т. Фарао и Дж. Пирсу; восточная часть, по А. А. Вревскому, В. З. Негруца и др.).

1—3 — образования раннего протерозоя (1 — возможные окраинные бассейны, 2 — известково-щелочные вулканические дуги, 3 — карельские супракратальные метабазальтовые вулканиты); 4 — архейские зеленокаменные пояса; 5 — область эпирхейской консолидации; 6 — гнейсы гранулитовой фации; 7 — беломориды; 8 — позднепротерозойский-фанерозойский осадочный чехол и покровы каледонид; 9 — постсвекокарельские орогенные пояса (готланд, свекогориды); 10 — свекофенские сланцы и гнейсы; 11 — раннепротерозойские гранитоиды; 12 — надвиги; 13 — сдвиги и зоны смятия  
 М — Мурманский блок; ЦК — Центрально-Кольский блок

гранулитовый пояс, появляющийся на северо-западе, в финской Лапландии из-под покровов каледонид и достигающий с некоторым перерывом северо-восточного побережья Кандалакшской губы Белого моря. На советской территории гранулитовый пояс подставлен с юга беломоридами, которые прослеживаются на востоке вдоль юго-восточного побережья Белого моря, скрываясь за р. Онегой под фанерозойским чехлом Русской плиты. Общая протяженность пояса ТТП составляет 1200 км, а ширина от 30—40 до 100 км. Ограничения пояса выражены надвигами; на юге пояс отчетливо надвинут на Южнолапландско-Карельский мегаблок,

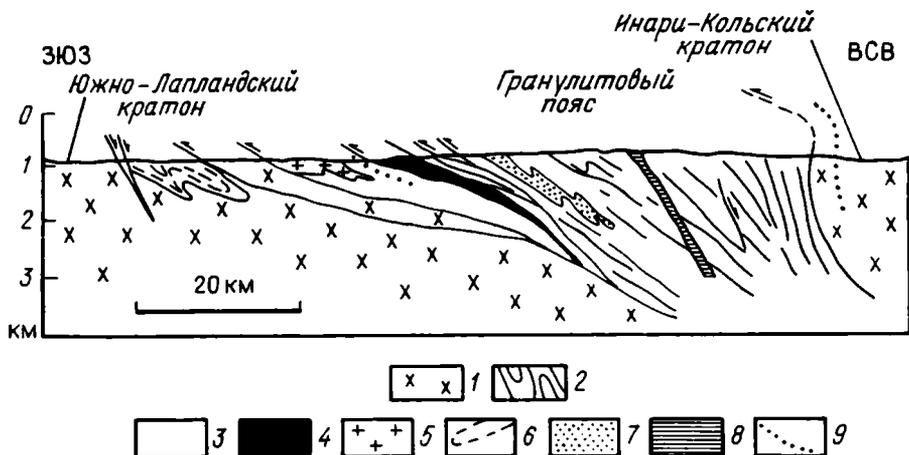


Рис. 31. Синтетический профиль через Лапландский гранулитовый пояс на широте оз. Инари (по П. Барбею и др.).

1 — нерасчлененный архейский фундамент; 2 — архейские зеленокаменные пояса; 3 — зона Тана; 4 — анортозитовый комплекс Васкойоки; 5 — граниты; 6, 7 — образования гранулитового пояса (6 — кондалитовая свита, 7 — чарнокитовый комплекс); 8 — ятулийские формации; 9 — изограды гранулитовой фации

на севере частично надвинут, частично пододвинут под Кольский мегаблок (рис. 31).

Основная часть комплекса беломорид относится к архею, на что указывают Rb-Sr изохронные датировки в 2,95—2,7 млрд. лет. Косвенные данные — явное отличие первичного состава от верхнеархейских образований Кольского полуострова и Карелии заставляют подозревать еще более древний возраст беломорского комплекса. Метаморфизован он в амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой. К раннему протерозею в беломоридах относится внедрение даек основного состава и затем гранитоидов от гранодиоритов до существенно калиевых гранитов и, наконец, пегматитовых жил, возраст которых (около 1,8 млрд. лет) отвечает концу деформаций и метаморфизма беломорид и окончательному становлению их крайне сложной, полифазной структуры.

Несмотря на структурное единство и примерно одинаковый возраст заключительных деформаций, Лапландский гранулитовый пояс существенно отличается от Беломорского по составу, возрасту пород и характеру их метаморфизма. Большинство исследователей относит не только гранулитовый метаморфизм, но и накопление вулканитов и осадков лапландского комплекса к раннему протерозею. По данным французских исследователей [157], наиболее древней здесь является вулканическая серия, в основании толентовая (базальты, андезиты), затем известково-щелочная (риодациты, риолиты). Ее сменяет флишоидная терригенная формация с подчиненным толентовым вулканизмом. Накопление всей этой толщи происходило в интервале 2,2—2,0 млрд. лет; затем последовали три фазы деформаций и метаморфизма; во время

главной фазы (2,0—1,9 млрд. лет) произошло внедрение чарнокитов и анортозитов. Те же исследователи предложили модель развития Беломорского пояса (подразумевая Лапландский пояс), включающую: 1) континентальный рифтинг в интервале 2,4—2,2 млрд. лет, одновременный с таким же рифтингом в Кольском и Карельском мегаблоках; 2) спрединг в интервале 2,2—2,0 млрд. лет, приведший к образованию «Беломорской геосинклинали»; 3) субдукцию океанской коры этой «геосинклинали» под Кольский эократон с гранитоидным плутолизмом на его южном краю (2 млрд. лет) одновременно с раскрытием Свекофеннской геосинклинали; 4) становление Беломорского складчатого пояса 1,9 млрд. лет назад в результате коллизии Карельского и Кольского эократонов, с возникновением покровной тектоники, гранулитовым метаморфизмом, толентовым и известково-щелочным плутолизмом в всячем крыле (рис. 32).

По поводу этой модели можно заметить следующее. Во-первых, она может относиться лишь к собственно Лапландскому гранулитовому поясу, поскольку беломориды, как отмечалось, сложены в основном архейским материалом. Не исключено, что Лапландский рифт мог зародиться на северо-западном продолжении Беломорского пояса как его осложнение. Или надо считать лапландский комплекс также первично архейским, омоложенным в раннем протерозое, и относить зарождение «Беломорской геосинклинали» к архею, параллелизуя хетоламбинскую амфиболитовую свиту с толентовой толщей основания Лапландского пояса. Во-вторых, нет доказательств того, что деструкция в Лапландском поясе достигла стадии образования настоящей океанской коры, поскольку полная офиолитовая ассоциация здесь отсутствует. В-третьих, единственным доказательством субдукции является раннепротерозойский известково-щелочной плутолизм в Кольском мегаблоке, который иначе, однако, не находит своего объяснения. Вместе с тем весьма вероятно, что Лапландско-Беломорский пояс образовался в процессе раскола и некоторого раздвига Кольско-Карельского эократона и, очевидно, его становление произошло в результате обратного процесса коллизии Карельского и Кольского обломков этого первично единого эократона и поддвига первого под второй с утолщением коры, покровообразованием, метаморфизмом и т. д.

В центральной части Кольского мегаблока грубопараллельно Лапландско-Беломорскому поясу простирается Печенгско-Варзугская рифтовая система (протоавлакоген), состоящая из двух звеньев — Печенгской впадины и значительно более протяженного Имандра-Варзугского грабен-прогиба. Общая протяженность системы составляет около 650 км при ширине до 30—40 км. Обе впадины характеризуются резко асимметричным строением с пологими северными крыльями и резко редуцированными южными, срезанными надвигами. Впрочем, Кольская сверхглубокая скважина пересекла надвиг северной вергентности и на северном крыле Печенгской впадины. Таким образом, вергентность здесь обратная по отношению к Лапландско-Беломорскому поясу, но ее

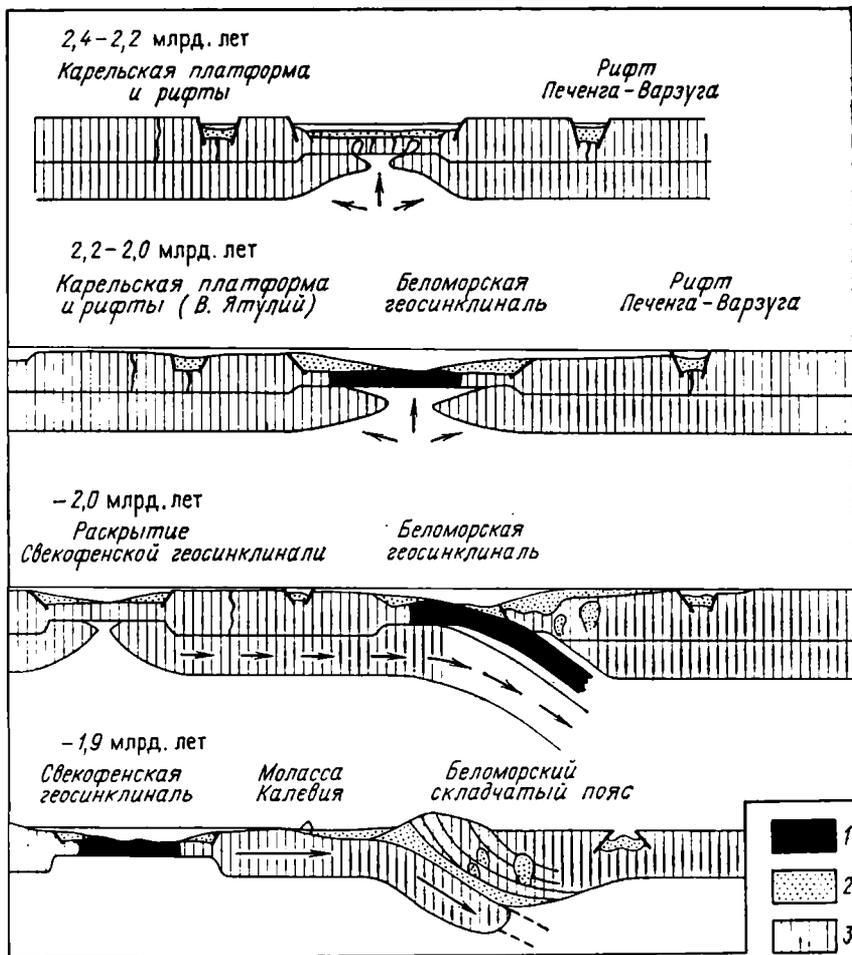


Рис. 32. Гипотетическая эволюция Беломорского орогенного пояса (по П. Барбею и др.).

1 — океанская кора; 2 — вулканические и осадочные формации; 3 — континентальная кора

можно объяснить давлением со стороны последнего. Мощность осадочно-вулканогенного выполнения впадин достигает 15—20 км. Имандра-Варзугский прогиб частично наследует позднеархейский зеленокаменный пояс, смещаясь по отношению к нему несколько к северу. Разрезы впадин построены циклически; таких циклов насчитывается четыре в Имандра-Варзуге и до шести в Печенге [92]. В нижней части циклов залегают осадочно-пирокластические породы, в верхней — эффузивные. Кроме того, разрез прослоен пластовыми интрузиями основного и ультраосновного состава в Печенгской впадине и Мончетундре, на перемычке между впадинами, содержащими промышленные залежи сульфидов меди и

никеля. Осадочные породы нижних частей циклов — грубо- и крупнообломочные, с текстурными признаками мелководно-морского происхождения; имеются прослои доломитов со строматолитами и онколитами. Эффузивы представлены пикрит-базальтами, базальтами, андезитобазальтами, подчиненно лавами кислого и среднего состава, причем вверх по разрезу наблюдается возрастание роли, с одной стороны, пикрит-базальтов, а с другой — кислых и средних лав. Метаморфизм выполнения впадин в основном зеленосланцевый, с повышением до амфиболитового в зонах южных пограничных разломов. Возраст метаморфизма оценивается в 1,8—1,7 млрд. лет, базитов и ультрабазитов — в 2,0—1,8 млрд. лет. Накопление осадочно-вулканогенных толщ Печенги и Имандра-Варзуги, скорее всего, происходило 2,3—1,9 млрд. лет назад. Более молодым, чем завершение формирования рифтовой системы, является интрузивный комплекс лейкократовых гранитов и аляскитов, гранодиоритов и гранитов, щелочных гранитов и сиенитов. Для гранитов Лицко-Арагубского района Rb-Sr и U-Th-Pb изохронными методами получены датировки  $1840 \pm 50$  и  $1755 \pm 25$  млн. лет, а для лейкократовых гранитов и аляскитов —  $1840 \pm 30$  млн. лет (Pb изохронный метод). На востоке есть и более древние граниты — 2095 млн. лет (умбинский комплекс).

К северу от Имандра-Варзугского прогиба лежит своеобразная пологосинклинальная структура Кейвских тундр. Она также наследует позднеархейский прогиб, но выполненный протоплатформенными отложениями лебяжинской серии. Еще более платформенный характер носят здесь отложения нижнего протерозоя — зрелые обломочные образования и бимодальные вулканы. Они испытали, однако, региональный метаморфизм амфиболитовой фации.

Нижний протерозой Карельского мегаблока отчетливо делится на три части; границы проходят на уровне 2,3 и 1,9 млрд. лет. Нижнее подразделение известно в Карелии как сумий и сариолий; среднее как вятский и суйсарий; верхнее как вепсский (в Финляндии калевий). Разрез слагается чередованием континентальных и мелководно-морских обломочных пород и вулканитов (рис. 33). Он построен циклически; каждое из трех основных подразделений представляет самостоятельный цикл и само состоит из нескольких циклов высшего порядка — два в нижнем, три в среднем и один в верхнем. Эта цикличность в общем соответствует цикличности печенгско-варзугского комплекса Кольского полуострова. Опять же, подобно последнему комплексу, циклы разделяются перерывами; их нижняя, трансгрессивная половина преимущественно осадочная, верхняя, регрессивная — вулканогенная. Состав вулканитов в общем обнаруживает антидромную направленность. Так, в сумии вулканиты имеют в основном кислый состав (кварцевые порфиры), в сариолии они сменяются андезитобазальтами, в вятский — толентовыми платобазальтами в сопровождении даек и силлов габбро-долеритов. В суйсарии и вепсском наряду с толентовыми базальтами существенная роль принадле-

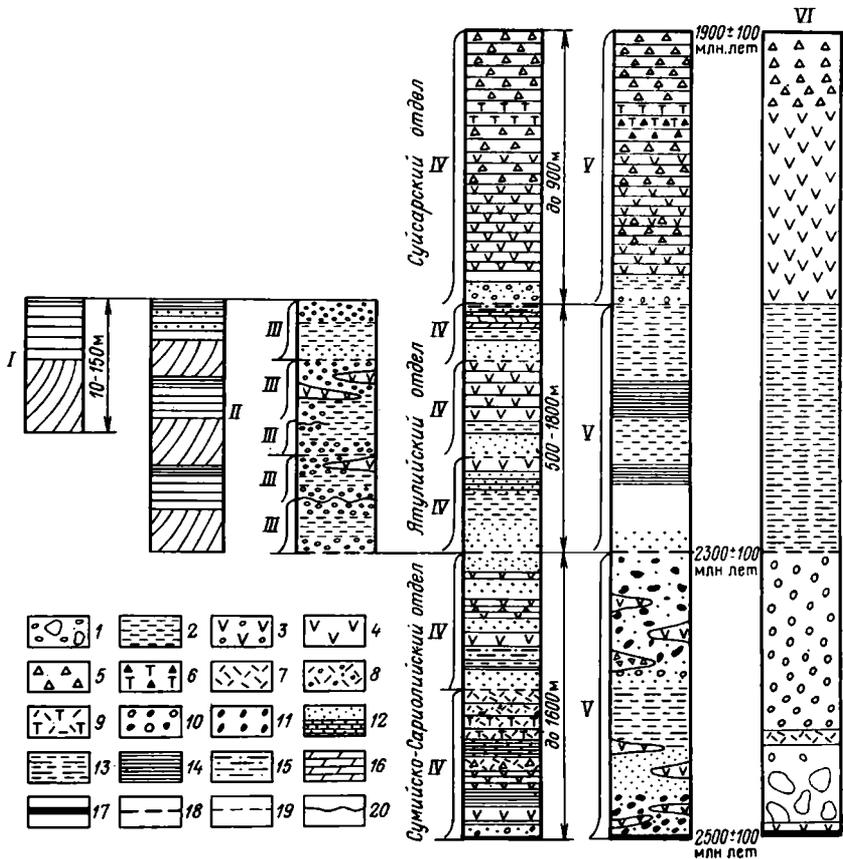


Рис. 33. Сочетание вулканогенно-осадочных циклов низшего порядка (I, II) в циклы высшего порядка (III—VI) в нижнем протерозое Карелии (по Л. В. Тихоновой).

1 — континентальные (грубообломочные) отложения; 2 — бассейновые карбонатно-терригенные отложения; 3—9 — вулканогенные образования (3 — эффузивы основного состава, 4 — то же, ультраосновного состава, 5 — лавобрекчи; 6 — агглютинатные туфы, 7 — эффузивы кислого состава, 8 — то же, миндалекаменные, 9 — туфы кислого состава); 10 — конгломераты полимиктовые; 11 — то же, кварцевые; 12 — песчаники, кварцито-песчаники; 13 — алевролиты, алевропелиты; 14 — сланцы; 15 — шунгиты; 16 — мергели; 17 — структурное несогласие; 18 — краевое несогласие; 19 — эрозивное несогласие; 20 — перерывы

жит пикрит-базальтам, интрузивными аналогами которых являются силлы и дайки перидотитов. Вулканические породы составляют до 50 % разреза карелия, общая мощность которого местами достигает 4 км. На севере Швеции мощность только вулкаников оценивается в 5 км, а верхней толщи осадков, видимо, отвечающей вепсию — в 6 км [275].

Помимо силлов и даек в пределах рассматриваемого мегаблока известны расслоенные интрузии перидотит-габбро-норитовой формации, датированные в Финляндии U-Pb методом по циркону 2,45—2,43 млрд. лет. Более молодой, предъятулийский, возможно,

даже предсариолийский возраст имеет формация палингенно-метасоматических гранитов и мигматит-гранитов, выступающих в виде куполов на юго-западе Карелии и востоке Финляндии. Их Rb-Sr возраст в первом районе определен 2,2—2,1 млрд. лет, во втором 2,05 млрд. лет; возможно, он несколько омоложен. На севере Швеции известен еще более молодой интрузивный комплекс Хапаранда, сложенный породами от габбро до гранитов, с преобладанием диоритов и гранодиоритов. U-Pb возраст по циркону 1,88—1,86 млрд. лет, Rb-Sr — до 1,7 млрд. лет. В той же области, но западнее развит несколько более молодой вулканоплутонический комплекс, включающий порфировую формацию района Кируна, с которой связаны колчеданные месторождения, и субвулканические тела монцититов с пертитовым полевым шпатом. Порфировая формация состоит из вулканитов от субщелочных базальтов и андезитов до известково-щелочных дацитов и риолитов. Возраст гранита из формации «пертитовых монцититов» определен U-Rb методом по циркону в 1863—1826 млн. лет, а Rb-Sr методом по породе в 1725 млн. лет [300]. Отмечается некоторое сходство «пертитовых монцититов» (зональный полешпат) с гранитами рапакиви.

Метаморфизм осадочно-вулканогенного протоплатформенного чехла Карельского мегаблока преимущественно зеленосланцевый, но близ интрузий и разрывов достигает амфиболитовой фации.

Локализация мощных осадков и вулканитов в пределах мегаблока, несомненно, связана с рифтогенезом. Намечаются три главных пояса вулканотектонических впадин-грабен: 1) Восточно-Карельский, вдоль границы с Беломорским поясом (к нему относится одна из самых крупных впадин — Ветреного пояса); 2) Центрально-Карельский, протягивающийся на 500 км от Онежского озера в северо-западном направлении, и 3) Финляндский, на юго-востоке заходящей на территорию советской Карелии. Эти рифтовые зоны обладают многими общими чертами: форма в плане неравномерная, местами значительная дислоцированность, развитие на ряде участков взбросов, даже надвигов, сланцеватости, сдвигов, которые дали Л. В. Тихоновой основание, видимо, вполне справедливое, считать эти зоны на начальных этапах развития сдвиго-раздвиговыми (преобладают левые сдвиги). Сами впадины по своей конфигурации и, очевидно, природе относятся к категории раздвиговых впадин, приуроченных к крупным сдвигам; этот тип впадин получил в настоящее время в англо-американской литературе название pullapart basins. На заключительных этапах развития впадины подверглись сжатию, особенно впадины Финляндского пояса, расположенные вблизи надвигового фронта свекофеннид.

В течение раннего протерозоя Карельский мегаблок испытал прогрессирующую кратонизацию и отложения вепсия представляют собой уже почти недеформированный и неметаморфизованный платформенный чехол.

Свекофеннская\* протогоосинклинальная складчатая система являлась в раннем протерозое тектонически наиболее активной частью будущего Балтийского щита. Слагающие ее образования полого надвинуты, местами отчетливо шарьированы на юго-западный край Карельской протоплатформы. Надвиговый фронт прослеживается от Ладожского озера до вершины Ботнического залива и далее протягивается через Северную Швецию (где он хуже выражен), скрывается под каледонидами и должен выходить в Норвежское море к югу от Лофотенского архипелага. Параллельно ему в тылу проходит, видимо, зона правого сдвига.

На юго-западе свекофенниды ограничены более молодым (1,75—1,65 млрд. лет) Транскандинавским вулканоплутоническим поясом, возможно, частично наложенным на архейский («доготский») гнейсовый фундамент. Область эпиархейской кратонизации ограничивает свекофенниды и с юга, судя по распространению архея в фундаменте советской Прибалтики и присутствию архейских цирконов в Выборгском массиве рапакиви (цит. по 211). Но на юго-востоке свекофенниды, возможно, продолжают под чехлом Русской плиты (см. ниже). На северо-западе свекофенниды прослеживаются в окнах скандинавских каледонид.

Накопление осадочно-вулканогенных толщ, слагающих свекофенниды, началось не ранее 2,0—1,9 млрд. лет назад и характер основания, на котором оно приходило, на большей части их площади остается пока неясным. Однако выходы ультрабазитов, габброидов, трондьемитов базальтовых пиллоу-лав и кремней вдоль Ботническо-Ладожской зоны фронтальных надвигов, в никеленосном поясе Каталахти могут рассматриваться как элементы офиолитовой ассоциации [211]. Аналогичный набор пород обнаружен и в другом таком поясе — Кильмекоски на юго-западе Финляндии. Протоофиолиты Каталахти датированы в 2,1—1,9 млрд. лет. Эти данные, наряду с изотопией гранитоидов Швеции [329], достаточно определенно свидетельствуют в пользу образования значительной части свекофеннид на коре океанского типа. Однако остается открытым вопрос о происхождении находящегося в центре Свекофеннской области огромного (400 км в поперечнике) Центрально-Финляндского батолита.

Свекофеннский протогоосинклинальный комплекс включает два существенно различных типа отложений. Один из них терригенный; он состоит из черных сланцев и граувакк и коррелируется с ятулием (средним и верхним) Карельского мегаблока, в составе которого в подчиненном количестве также присутствуют черные сланцы. Наряду с последними развиты метаграувакки и метабазальты; с нарастанием метаморфизма пелиты превращаются в слюдястые сланцы, а граувакки — в гнейсы. Другой тип свекофеннского комплекса существенно вулканогенный. Вулканиды от

---

\* В шведско-финской литературе чаще применяются термины «свекофенно-карелиды» или просто «свекокарелиды» и прилагательные от них.

основных до кислых, причем особенно примечательны преобладающие в разрезе кислые метавулканиды, именуемые в шведской литературе лептитами (они развиваются преимущественно по туфам и игнимбрикам). С вулканидами местами ассоциируются турбидиты и конгломераты. Этот тип отложений формировался, очевидно, в обстановке островных дуг. Одна из таких дуг — Шеллефтео намечается в Северной Швеции; другая — Бергслеген опоясывает с запада район Стокгольма и продолжается своей северной ветвью через Аландские острова в Южную Финляндию. Возраст лептитов Центральной Швеции определен U-Pb методом по циркону в  $1900 \pm 19$  млн. лет, основных вулканидов района Кируна на севере страны в  $1932 \pm 45$  млн. лет (Sm-Nd изохронный метод), кварцевых порфиров того же района в  $1909 \pm 16,5$  млн. лет (U-Pb метод по циркону). Между вулканическими дугами располагается основная область развития сланцевограувакковой формации; в шведской литературе ее называют геосинклиналью Норрланда, или Ботнийской (см. рис. 29). Это, очевидно, окраинное или внутреннее море. Еще один участок распространения той же формации лежит внутри дуги Бергслеген. Более молодым членом разреза свекофеннид является калевий; это терригенная флишевая формация, развитая в красном прогибе вдоль надвигового фронта свекофеннид. На территории советской Карелии калевию отвечает ладожская серия; как и калевий, она залегает несогласно на подстилающих образованиях и содержит олистостромы [92]. На севере Финляндии разрез нижнего протерозоя заканчивается пестроцветной молассовой формацией Кумпу (=вепсию).

Строение северо-восточного фронта свекофеннид отличается большей сложностью [78, 274]. Геосинклинальные свекофеннические отложения здесь шарьированы на свои платформенные ятулийские аналоги, которые подстилаются архейскими гнейсами и гранитами. Последние образуют классические окаймленные гранитогнейсовые купола, в оторочке которых, таким образом, залегают породы автохтонного чехла и геосинклинального аллохтона с протоофиолитами Оутокумпу в подошве. Структура дополнительно усложнена расчешуиванием западных крыльев куполов, создающим тектоническое переслаивание фундамента и оболочки.

В глубь Свекофеннской области степень деформации, видимо, несколько убывает, но все же остается достаточно высокой — изоклинальная складчатость, надвиги и пр. Складки обтекают Центрально-Финляндский батолит и образуют дугу в Центральной Швеции. Главная эпоха деформаций началась  $1,88-1,84$  млрд. лет назад, первая ее фаза сопровождалась внедрением синтетектонических натровых гранитоидов. Возраст габбро-тоналитового комплекса района Бергслеген —  $1842 \pm 55$  млн. лет. Кульминация свекофеннического тектогенеза и плутонизма приходится на  $1,8-1,75$  млрд. лет. Последний возраст установлен для посттектонических (позднеорогенных) гранитов Северной Швеции как Rb-Sr методом по породе, так и U-Pb методом по циркону. В Ботнийской зоне граниты той же генерации датированы в 1770 и 1744 млн. лет.

После 1,75 млрд. лет на западный край свекофеннид был несогласно наложен Трансскандинавский вулканоплутонический пояс с крупными диапировыми плутонами гранитоидов мантийного (по изотопии Sr) происхождения. Этот пояс развивался до 1,65 млрд. лет назад (см. 4.3).

Геодинамическая интерпретация эволюции свекофеннид не вполне однозначна. Большинство исследователей рассматривает северо-западный отрезок края Кольско-Карельского зократона как активную континентальную окраину с вулканической дугой Шеллефтё и несколько более молодым (1,89—1,84 млрд. лет) краевым вулканоплутоническим поясом, в тылу которого известково-щелочной магматизм сменялся субщелочным и щелочным. Таким образом, здесь очевидна субдукция к северо-востоку, под Кольско-Карельский континент. Менее ясным является направление субдукции на финско-карельском отрезке его ограничения. Некоторые авторы (Г. Гааль и др.) допускают здесь то же направление субдукции, но в этом районе мы скорее видим обдукцию, чем субдукцию и нет краевого магматизма. Д. Боуэс допускает здесь субдукцию к юго-западу, что частично объяснило бы и формирование Центрально-Финляндского батолита. В отношении вулканической дуги Бергслаген довольно очевидно, что субдукция должна была быть направлена к востоку в Швеции и к югу в Финляндии, но последнее плохо увязывается с формированием того же Центрально-Финляндского батолита. Правда, этот батолит мог образоваться на месте микроконтинента за счет ремобилизации древнего сиаля. Так или иначе, происхождение Центрально-Финляндского батолита находится в центре всей проблемы геодинамики свекофеннид.

**4.1.2.2. Украинский щит и фундамент Русской плиты.** К исходу архейского эона весь Украинский щит и, вероятно, большая часть фундамента Русской плиты испытали кратонизацию, но в начале раннего протерозоя, как и повсеместно, она сменилась деструкцией. Последняя имела своим следствием заложение протогейсинклинальных систем, из которых самой крупной оказалась Курско-Криворожская, обнаженная в пределах Украинского щита (рис. 34) и вскрытая бурением на Воронежском массиве.

Курско-Криворожская протогейсинклиналь прослежена на севере и юге по магнитным аномалиям на протяжении около 1000 км в меридиональном направлении, ее ширина не превышает 75 км. Собственно Криворожский синклинорий Украинского щита — это узкий асимметричный прогиб, усложненный складками и надвигами высших порядков. Более спокойное восточное крыло несогласно налегает на Саксаганский гнейсово-мигматитовый купол Среднеприднепровского зократона. Западное крыло перекрыто надвигом, отделяющим его от Ингулецкого гнейсового вала — краевого элемента Кировоградского мегаблока щита, с архейским фундаментом и нижнепротерозойским парагнейсовым чехлом тетеревской серии, совместно метаморфизованными (архей повторно) в амфиболитовой фации и прорванными плагио-

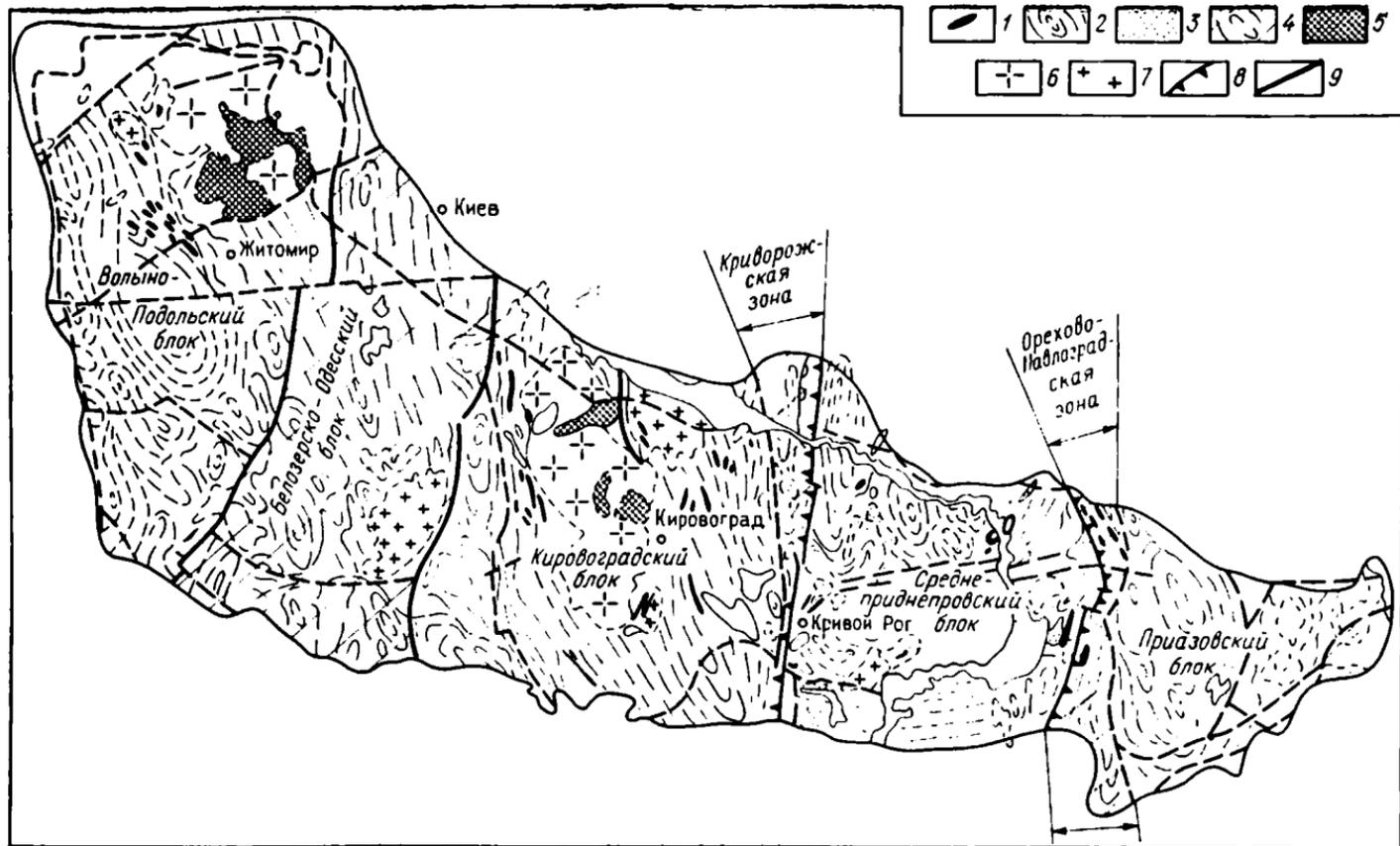


Рис. 34. Тектоническая схема Украинского щита (по Г. И. Каляеву).

1—3 — катартей и архей (1 — аульская серия, 2 — гнейсы и гранитогнейсы, 3 — зеленокаменные пояса); 4 — протогоэосинклинальные системы раннего протерозоя; 5 — основные интрузии; 6 — граниты-рапакиви; 7 — микроклиновые граниты; 8 — надвиги; 9 — прочие разломы

гранитами в эпоху 2,2—2,0 млрд. лет. Таким образом, Криворожский синклиниорий обладает вергентностью, направленной от молодого Кировоградского блока к древнему Среднеприднепровскому.

Криворожская серия, выполняющая одноименный синклиниорий, имеет трехчленное строение. Начинается она конгломератами и состоит в нижней части из гравелитов, кварцито-песчаников, кварц-серицитовых, хлоритовых и графитовых сланцев; в средней части сланцы ритмично чередуются с пачками железистых кварцитов, образующих основные залежи Криворожского бассейна. Верхняя часть серии носит регрессивный характер — кварцито-песчаники и сланцы с прослоями доломитовых мраморов сменяются крупно- и грубообломочными породами. Общая мощность серии до 8 км; она метаморфизована в условиях высших ступеней зеленосланцевой и низших — амфиболитовой ступени.

На склоне Кировоградского мегаблока, к западу от главного надвига Криворожского синклинория и Ингулецкого вала развиты отложения ингуло-ингулецкой свиты — аналога верхней свиты криворожской серии. Они залегают несогласно на подстилающих породах, дислоцированы относительно слабо, но метаморфизованы в амфиболитовой фации. Эти образования прорваны плагиоклаз-микроклиновыми аплитовидными и пегматоидными гранитами с возрастом 2,0—1,8 млрд. лет [22], составляющими вторую фазу кировоград-житомирского комплекса (первая фаза — плагиограниты, рвущие тетеревскую серию — вероятный аналог нижних свит криворожской серии).

На Воронежском массиве, в районе Курской магнитной аномалии [66] криворожской серии соответствует близкая по составу, но меньшей мощности курская серия, надстраиваемая сланцево-карбонатной оскольской. На последней залегает вулканогенная толща, внизу кислого, выше основного и среднего состава. Ей, возможно, частично комагматичны стойленско-усманский габбро-плагиогранитный и более молодой павловский комплекс нормальных гранитов (2,0—1,95 млрд. лет). В восточной части массива, отделенной крупным разломом от западной, развита более молодая, чем курская, воронцовская серия (возможный аналог оскольской). Это флишоидная терригенная толща; по возрасту и структурному положению она напоминает ладожскую серию Балтийского щита и не случайно в поле ее развития также известны многочисленные стратиморфные основные-ультраосновные интрузии с сульфидным медно-никелевым оруденением (троснянско-мамоновский комплекс). Поэтому возможно, что здесь находит свое продолжение Ботническо-Ладожская фронтальная зона свекофеннид. Ее дальнейшее продолжение к юго-юго-востоку намечается в восточной части погребенного Ростовского выступа Украинского щита. С востока эта зона ограничена, вероятно, надвинута на обширный блок эпиархейской консолидации, охватывающий всю Волго-Уральскую область, и, по-видимому, соединяющийся на севере с Кольско-Карельским эократоном.

В районе КМА от северной части Курско-Криворожской протогеосинклинали ответвляется к югу другая подвижная зона того же типа и возраста. На Украинском щите эта зона (система), именуемая Орехово-Павлоградской, вклинивается между Среднеприднепровским и Приазовским мегаблоками. Она испытала интенсивное сжатие и тектоническую переработку, поэтому от нее сохранились лишь отдельные синклиналильные останцы аналогов криворожской серии, включая ее среднюю железорудную свиту. Наиболее широко распространены отложения, отвечающие верхней свите криворожской серии и состоящие из разнообразных парагнейсов с прослоями известковистых кварцитов и доломитовых мраморов; выше, как и на Воронежском массиве, залегает толща вулканитов основного и ультраосновного состава. Подобно Криворожскому синклиналию и даже в большей степени Орехово-Павлоградский синклиналий осложнен надвигами, поверхности которых падают к востоку, под Приазовский мегаблок. Последний сходен по своему строению с Кировоградским в том смысле, что он в основном сложен архейскими образованиями, но подвергся интенсивной переработке и повторной гранитизации в первой половине раннего протерозоя (2,3—2,1 млрд. лет назад). Е. Б. Глевасским подмечена определенная полярность в изменении состава гранитоидов в широтном сечении блока, с удалением от Орехово-Павлоградских надвигов, трактуемых как зона субдукции. На востоке мегаблока известен более молодой комплекс щелочных гранитоидов с возрастом 1,7 млрд. лет.

Еще одна раннепротерозойская протогеосинклиналильная складчатая система — Одесско-Каневская (Белоцерковская) протягивается между Кировоградским мегаблоком Украинского щита на востоке и Вольно-Подольским мегаблоком на западе. Последний, особенно в своей северной, вольнской части, сходен по строению с Кировоградским и Приазовским; подобно им, он подвергся ТТП 2,3—2,1 (или 2,2—2,0) млрд. лет назад с внедрением крупных гранитных плутонов. Сама Одесско-Каневская система обнажена плохо и прослеживается на поверхности по синклиналильным останцам железистых кварцитов, а за пределами щита — по линейным магнитным аномалиям. По этому признаку, а также по увеличению мощности коры, характерному для всех протогеосинклиналильных систем Украинского щита, западнее, уже за пределами щита, намечается еще одна подобная система, которая уходит на юге под Карпаты и «просвечивает» под Карпатской дугой [116].

Геодинамическая интерпретация развития Украинского щита с позиций мобилизма предпринята недавно Г. И. Каляевым и Е. Б. Глевасским. Авторы настоящей книги не вполне разделяют взгляды этих ученых в отношении новообразования в раннем протерозое на месте установленных здесь протогеосинклиналильных систем значительных пространств с океанской корой. Отсутствие офиолитов и крайне слабое развитие даже основных магматитов не позволяет считать, что деструкция здесь дошла до стадии спре-

динга. Несомненно, однако, что континентальная кора в основании протогоосинклиналей должна была подвергнуться значительному растяжению и переработке и, вероятно, заместились корой переходного типа. Эта кора и могла субдуцироваться под Приазовский, Кировоградский и Волынский мегаблоки, чем можно объяснить и утолщение коры в зонах бывших протогоосинклиналей и гранитоидный магматизм в всяких крыльях древних зон субдукции.

Помимо Украинского щита и Воронежского массива, существование раннепротерозойских протогоосинклиналей предполагается еще в пределах Белоруссии и Прибалтики, по данным геофизики и бурения. Однако достаточно уверенно можно относить к этой категории структур лишь полосу вдоль южного побережья Финского залива, которая, несомненно, представляет краевую зону свекофеннид. С юга она ограничивается Латвийско-Эстонским архейским массивом. Что же касается более южных меридиональных зон развития амфиболито-гнейсовых (метаэффузивно-грауваковых) и гнейсово-сланцевых (метафлишоидных и вулканогенно-осадочных, включая железорудные) толщ, протягивающихся из Латвии через Литву в Белоруссию и Польшу (Мазовецко-Инчукалинская и Литовско-Белорусская зоны), то их примерно с равным основанием можно относить к позднеархейским зеленокаменным поясам или раннепротерозойским протогоосинклиналям, поскольку изотопные датировки отсутствуют.

В общем восточная часть Восточно-Европейского кратона к востоку от линии, проходящей через вершину Ботнического залива и Ладожское озеро к Ростовской области, представляет главным образом площадь эпиархейской кратонизации, сохранившую относительную стабильность в раннем протерозое. Западная же часть кратона подверглась значительной деструкции в начале раннего протерозоя с заложением системы протогоосинклиналей, вырождающихся к югу.

#### **4.1.3. Средиземноморский геосинклинальный пояс**

В пределах этого пояса имеются многочисленные выступы докембрийского основания, но лишь немногие из них имеют доказанный или предполагаемый раннедокембрийский возраст и только в отдельных установлено или предположено присутствие нижнего протерозоя. Относится это преимущественно к наиболее восточной части пояса, лежащей к востоку от Урало-Оманской поперечной зоны разломов. На западе нижний протерозой наиболее твердо установлен в скважине Паласу-Маре, пробуренной в южной Добрудже, близ Констанцы. Здесь этот возраст обоснован радиометрически (1,7 млрд. лет) и по сходству пород (железистые кварциты) с криворожской серией. Недавно получена раннепротерозойская датировка для эклогитов юга Бретани ( $2208 \pm 30$  млн. лет) U-Pb методом по циркону. Более условно можно приписать раннепротерозойский возраст нижней части Родопского

кристаллического комплекса, состоящего из гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов с участием железистых кварцитов.

В восточном сегменте Средиземноморского пояса, в Бодахшане и Памире, Гиндукуше, Каракоруме, Хазаре и Гималаях достаточно широко распространены выходы кристаллического фундамента, ныне вовлеченные в его сложную покровную структуру. С. С. Карпетов, обобщивший весь материал о строении этого фундамента [54], выделил здесь два комплекса, из которых нижний, преимущественно гнейсовый и гранитогнейсовый, метаморфизованный в амфиболитовой, частично гранулитовой фациях и мигматизированный, отнесен им к архею, а верхний, кристаллосланцевый, с участием гнейсов, кварцитов, мраморов, амфиболитов, метаморфизованный в эпидот-амфиболитовой фации и прорванный небольшими плутонами гранитогнейсов, плагиогранитов, габброндов и жилами пегматитов — к раннему протерозою. Первый комплекс радиометрически датирован лишь на юго-западе Памира, а второй — в Гималаях (1,8 млрд. лет). Между тем в центральном и западном сегментах пояса (на Балканах, в Карпатах и Альпах) аналогичные по составу и степени метаморфизма толщи относятся к нижнему и среднему рифею, испытавшему гренвильский термотектогенез. Не исключено, впрочем, что рифейские датировки могут быть омоложенными. Если признать правильным отнесение данного комплекса к раннему протерозою, то его тектоническая природа может быть определена исходя из развития кварцитов, мраморов, амфиболитов как чехольная (осадки эпиконтинентального бассейна или шельфа).

#### **4.1.4. Сибирский кратон и его ближнее обрамление**

В предыдущей главе отмечалось, что становление Сибирского кратона почти завершилось к началу протерозоя. В раннем протерозое он уже имел вид либо эократона, либо протоплатформы. Это хорошо видно на примере Алданского щита, в западной части которого резко несогласно на архейский фундамент, включая меридионально простирающиеся позднеархейские зеленокаменные пояса, наложена типичная протоплатформенная Кодаро-Удоканская впадина, выполненная мощной толщей осадков удоканской серии.

**4.1.4.1. Кодаро-Удоканская и другие впадины Алданского щита.** Кодаро-Удоканская впадина [15, 125] вытянута на 250 км в широтном направлении при ширине до 100 км. Выполняющая ее удоканская серия представляет обломочную, с пачками карбонатов формацию флювиально-озерного и мелководно-морского генезиса. Она имеет четкое циклическое строение с общей регрессивной направленностью развития. В основании циклов залегают кварциты, метапесчаники, метаалевролиты с прослоями или линзами гравелитов и конгломератов. В средней части циклов наряду с этими породами появляются мраморизованные доломиты и известняки.

Верхние части циклов сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, со следами размывов, знаками волновой ряби, трещинами усыхания. Песчаники третьего снизу цикла меденосны (Удоканское месторождение меди). Общая мощность серии составляет 8—12 км. Метаморфизм зональный, в общем в пределах амфиболитовой фации; он закономерно повышается к периферии впадины, где появляются синметаморфические гранитоиды. Они образуют пояс куполов, валов и других форм окружающих впадины, но возникли в основном за счет ремобилизации пород фундамента. Кроме того, впадина вмещает огромный постметаморфический Кодаро-Кеменский гранитный лополит; граниты близки по химическому составу и порфиридной структуре гранитам рапакиви. Возраст этих гранитов определен в 2,0—1,8 млн. лет, а синметаморфических гранитоидов — 2,1—1,9 млн. лет, чем и фиксируется нижний предел возраста удоканской серии. Ее неравномерная складчатая дислоцированность связана как с внедрением гранитов, так и со становлением гранитоидных куполов (в краевых частях впадины) и, наконец, с отражением разломов по краям погребенных зеленокаменных поясов архея. Перекрывается удоканская серия завершающей разрез нижнего протерозоя кебетинской свитой — красноцветной континентальной формацией песчаников и алевролитов с линзами кислых эффузивов. Она залегает на удоканской серии несогласно и почти не затронута метаморфизмом.

Помимо Кодаро-Удоканской впадины, в пределах Чарского блока Алданского щита имеется несколько аналогичных впадин значительно меньших размеров. Существование подобных впадин предполагается и под чехлом Среднесибирской плиты, по геофизическим данным. На востоке Алданского щита выделяется крупный Улканский прогиб, также выполненный образованиями нижнего протерозоя, но уже почти целиком наземно-вулканогенными (вулканы кислого состава, мощностью до 4 км). Прорывающие их граниты имеют возраст  $1900 \pm 100$  млн. лет, т. е. сходный с возрастом Кодаро-Кеменского плутона. В Улканском и меньшего размера Билякчанском прогибах погружение продолжалось и позднее в раннем протерозое, с накоплением красноцветной обломочной формации — аналога кебетинской. Возраст Улканского лакколита щелочных гранитоидов составляет 1660 млн. лет.

**4.1.4.2. Байкало-Витимская протогeosинклинальная система и Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс.** Область к западу от Алданского щита и ограничивающего его Жуйского разлома и к югу от современного южного края платформы в районе Байкала сохранила в раннем протерозое высокую подвижность. Важнейшей структурой этой области является Байкало-Витимская протогeosинклиналь, прослеживающаяся от северо-западного побережья оз. Байкал до бассейна р. Витим на расстоянии более 1500 км (рис. 35). Это одна из немногих в мире протогeosинклиналей, в которых установлено присутствие офиолитового комплекса пород. Этот комплекс, как обычно в тектонически разрозненном виде, выступает в ее центральной зоне; он включает перидотиты,

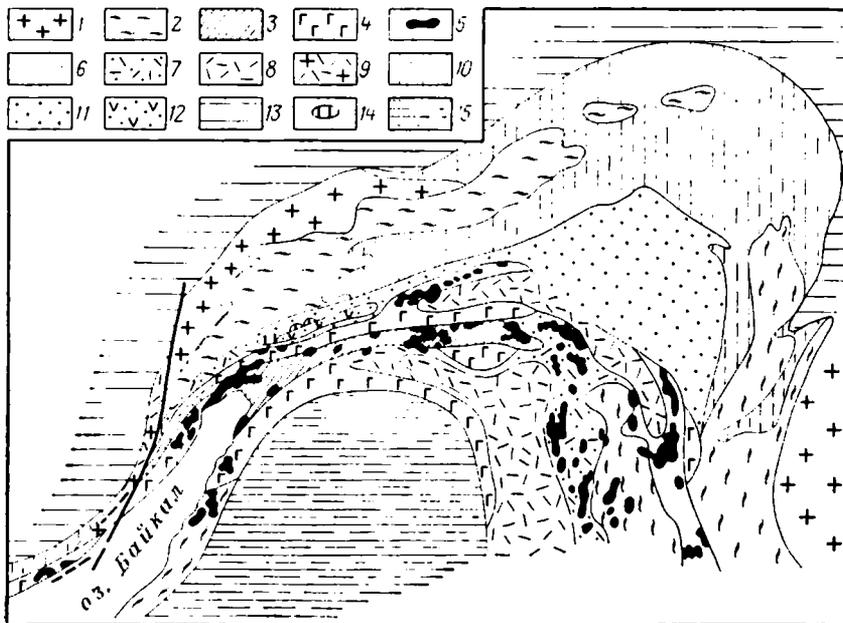


Рис. 35. Схема Байкало-Муйского (Витимского — В. Х.) офиолитового пояса (по Н. Л. Добрецову).

1 — архейские породы; 2 — сиалический кристаллический фундамент в структурах байкалид; 3, 4 — Байкало-Муйский пояс (3 — внутренняя зона; 4 — внешняя зона); 5 — «будинаж-плутон» габбро и ультрабазитов; 6 — метаморфизованный олистостром; 7, 8 — районы распространения клянской серии (7 — с олистостромовыми горизонтами, 8 — с кислыми метавулканитами); 9 — Прибайкальский (Акитканский — В. Х.) вулканический пояс; 10 — терригенные толщи краевого прогиба; 11, 12 — толщи Олоkitско-Бодайбинского внутреннего прогиба (11 — метатерригенные, 12 — вулканогенные); 13 — чехол Сибирской платформы; 14 — оливинит-перидотит-троктолитовый (довыренский) комплекс; 15 — внутренняя зона байкалид

пироксениты, троктолиты, габбро-габбро-нориты, габбро-анортозиты, спилиты, диабазы, кератофиры, плагнограниты, фтаниты. Н. Л. Добрецов [36] установил присутствие таких характерных элементов «настоящих» офиолитов, как полосчатый и дайковый комплексы. Он, вероятно, также прав, сравнивая условия формирования офиолитов данной зоны с красноморскими условиями. Так или иначе, его данные рассеивают сомнения, высказанные по поводу байкало-витимских офиолитов\* некоторыми исследователями [37, 125]. Выше по разрезу офиолитовые вулканы сменяются островодужными, а также обломочными и глинистыми породами [21]. В разрезах периферических зон системы преобладают осадочные породы: кварциты, метапесчаники, метагравелиты, метапелиты, мраморы. Характерно присутствие в средней части разрезов как в северной [21], так и в южной [36] зонах олистостромовых образований; среди олистолитов имеются офиолитовые. Все эти толщи подверглись интенсивным деформациям, метаморфизму ам-

\* Впервые офиолитовая природа этих образований была отмечена К. А. Клининым и др. [59].

фиболитовой фации (кианит-силлиманитовая субфация) и прорваны синметаморфическими интрузиями тоналитов и плагиигранитов и посттектонических и постметаморфических гранитов с возрастом 1,8 млрд. лет [125]. По другим данным [21] возраст гранитизации зеленокаменных толщ колеблется от 1,69 до 1,9—2,03 млрд. лет.

Несогласно на всех этих толщах залегает континентальная вулканогенная моласса падринской свиты, содержащая, кроме обломочных пород, контрастные вулканиты. Ее мощность достигает 2—2,5 км. Аналогом молассы в Байкальском хребте является аkitканская серия, образующая вместе с ирельским интрузивным комплексом Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, выделенный и описанный А. А. Бухаровым. В низах этой серии преобладают пестроцветные обломочные породы — от конгломератов до алевролитов с подчиненными покровами кислых эффузивов. Верхняя часть серии сложена вулканитами щелочноземельной и щелочной серий с преобладанием кислых разностей, включая игнимбриты. Выявлены вулканические аппараты и субвулканические образования. В комагматичный вулканитам ирельский интрузивный комплекс входят диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты, кварцевые монциты. По гранитам поздней фазы комплекса получена датировка  $1700 \pm 100$  млн. лет, по лавам верхней части аkitканской серии  $1700 \pm 35$  млн. лет (низы разреза) и  $1630 \pm 40$  млн. лет (верхи разреза).

Тектоническая обстановка формирования Байкало-Витимского офиолитового и Северо-Байкальского вулканоплутонического поясов трактуется неоднозначно. В. С. Федоровский считает Байкало-Витимский пояс рифтогенным, подчеркивая бимодальный характер вулканитов и отрицая развитие здесь настоящих офиолитов. Рифтогенное происхождение пояса и его заложение на подвергшейся деструкции эпиархейской континентальной коре не вызывают сомнения. Но в работе А. А. Бухарова и других указывается на присутствие вулканитов среднего состава, а в работе Н. Л. Добрецова обосновывается наличие офиолитов красноморского типа. А. А. Бухаров, В. Г. Кушев и другие исследователи относят Байкало-Витимский пояс к разряду зеленокаменных поясов и действительно многие его особенности дают основание для этого. Но масштаб пояса, интенсивность деформаций, метаморфизма и гранитизации, а также развитие офиолитов, одиночный характер делают предпочтительным отнесение его к протогеосинклиналям, хотя их отличия от раннепротерозойских зеленокаменных поясов более чем относительны.

Байкало-Витимский пояс, его стратиграфия, даже возраст, внутренняя структура, отношение к обрамлению изучены еще явно недостаточно и описываются поэтому существенно по-разному.

Поскольку ряд исследователей (А. Н. Булгатов, Н. Л. Добрецов, Г. Л. Митрофанов) относят образования Байкало-Витимского пояса к нижнему рифею, мы вынуждены будем повторить крат-

кое изложение материала по данному поясу с позиций названных исследователей в следующей главе.

Что касается Северо-Байкальского пояса, то спорным является вопрос его положения и происхождения. По отношению к современному контуру Сибирской платформы он занимает краевое положение, даже если учесть, что породы пояса ныне обнаружены и севернее под чехлом платформы. Но в период своего формирования пояс не было краевым, ибо никакого океанского бассейна или даже окраинного моря непосредственно к югу от него не существовало (если только не признавать офиолиты Байкало-Витимского пояса раннерифейскими\*). Поэтому правильнее всего считать Северо-Байкальский пояс постколлизийным образованием, а его приуроченность к современной границе Сибирского кратона рассматривать как следствие того, что эта граница образовалась по древнему коллизийному шву (сутуре).

#### 4.1.5. Урало-Охотский складчатый геосинклинальный пояс

В пределах Урало-Охотского пояса имеются многочисленные выступы раннедокембрийского кристаллического фундамента, которые встречаются на всем протяжении Урала, от Марункеуского и Харбейского поднятий на Полярном Урале до Мугодзар. Они сконцентрированы на Среднем и Южном Урале в Восточно-Уральском и Зауральском антиклинориях, где образуют ядра гранитогнейсовых куполов, окаймленных рифеем и палеозоем. Некоторые исследователи (А. И. Русин и др.) отрицают купольную природу этих структур, отмечая, что породы докембрия нередко контактируют с палеозойскими отложениями по разрывам и последние не обнаруживают при этом заметно метаморфизма. Можно думать, что подобные контакты представляют вторичное явление. Раннедокембрийский возраст этих образований подтвержден, правда, немногочисленными, изотопными датировками, которые указывают на присутствие архея (см. 3.1.5) и нижнего протерозоя. Наиболее надежными раннепротерозойскими датировками считаются: 1) 2 млрд. лет для гнейсов Харбейского поднятия (U-Pb метод по циркону) и 2) 1850 млн. лет ( $\alpha$ -Pb и U-Th-Pb методы) для селянчинского комплекса Ильменогорского поднятия Южного Урала (ранее для тех же селянчинских гнейсов Rb-Sr и Pb изотопными методами были получены значения  $2100 \pm 200$  и  $1980 \pm 100$  млн. лет). Для Мугодзар [40] приводятся цифры  $1730 \pm 120$  и  $1580 \pm 65$  млн. лет (Pb изотопный метод по цирконам). По составу нижнепротерозойские образования Урала представлены гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами с пачками кварцитов, метаморфизованными в амфиболитовой или эпидот-

---

\* Такое мнение высказывает Н. Л. Добрецов [36] на основании присутствия олистолитов офиолитов в олистостроме в составе киянской серии, которой приписывается раннерифейский возраст. Другие исследователи [21, 125] считают ее нижнепротерозойской по возрасту прорывающих гранитов.

амфиболитовой фацции, нередко мигматизированными и прорванными гранитами.

В Центральном Казахстане наиболее значительные выходы нижнего протерозоя известны в хр. Улытау, в составе Казахстанско-Северотяньшанского срединного массива (микроконтинента). Наиболее характерным элементом нижнепротерозойского разреза является здесь железорудная карсакпайская серия, состоящая из четырехкратного циклического повторения толщ, сложенных в нижней части из базальтовых и андезитобазальтовых метавулканитов, а в верхней из филлитов, железистых и безрудных кварцитов и мраморов. Мощность серии оценивается в 4 км, метаморфизм зеленосланцевой фацции. Аналогичная толща развита севернее в Кокчетавском массиве и южнее в Бетпак-Дале. Карсакпайская серия как таковая радиометрически не датирована, но она несогласно перекрывается молассово-порфировой формацией майтюбинской серии (см. 4.3); связанные с последней гранито-гнейсы имеют возраст 1,8 млрд. лет. Впрочем, существует мнение [76] о большей древности майтюбинской серии по сравнению с карсакпайской, но это плохо согласуется с характерным (джеспилиты!) составом последней, да и первой тоже. Большинство же исследователей считают, что карсакпайская серия подстилается аралбайской (она же бектурганская), имеющей вулканогенный состав. В ее нижней (собственно бектурганской) части преобладают метатолиты (амфиболиты), в верхней (аралбайской) — метадациты и метариолиты и их туфы и туффиты натровой специализации, наряду с которыми содержатся серицитовые (с альбитом, хлоритом, кварцем) сланцы, филлиты, мраморы и тонкие прослои железистых кварцитов. По мнению Г. И. Макарычева и др. [76], бектурганские метатолиты могут представлять верхнюю часть разреза офиолитового комплекса, в который входят ультрабазиты и габбро, залегающие в виде останцов тектонического покрова или меланжа вдоль Восточно-Улытауского разлома. Интерпретация структуры и стратиграфической последовательности толщ, слагающих зону Улытау, еще далеко не однозначна, но если верны предположения Г. И. Макарычева, мы здесь наблюдаем один из редких случаев развития в раннем протерозое офиолитовой (вернее, протоофиолитовой — см. 4.2) ассоциации, т. е. коры океанского типа. Так или иначе, Улытауская система, прослеживаемая по карсакпайской железорудной серии минимум на 500 км (на юге под Джезказганской впадиной), является достаточно типичной протогесинклиналью, ограниченной наиболее определенно на западе под Тургайским прогибом архейскими протоплатформами.

Северо-восточнее Улытау нижний протерозой местами обнажается в Ерментау-Ниязском антиклинории. По данным Л. Л. Германа [30], он сложен здесь метатерригенными породами высоких ступеней зеленосланцевой фацции с прослоями и пачками кварцитов, мраморов и метатуфогенных сланцев; обнаженная мощность превышает 3 км. Подстилаются эти образования предположительно архейскими гнейсами и амфиболитами, образующими купольные

структуры. Возможно, что мы здесь имеем дело с раннепротерозойским протоплатформенным чехлом.

Близкие по составу отложения нижнего протерозоя выступают в Макбальском поднятии (куполе) Киргизского хребта Северного Тянь-Шаня и в Кассанском поднятии (тоже куполе) Срединного Тянь-Шаня (данные М. Д. Геся). В первом это кельдинская свита, датированная по цирконам в  $2010 \pm 100$  и  $1920 \pm 50$  млн. лет, сложенная гранат-мусковит-кварцевыми сланцами с прослоями амфиболитов и мраморов, и макбальская свита кварцитов с графитом и слюдой; во втором — терексайская свита (гранат-биотитовые и двуслюдяные сланцы с прослоями амфиболитов и мраморов). В обоих районах метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, а метаморфические сланцы находятся в тектоническом контакте с серпентинитами, метагабброидами, metabазальтоидами, рассматриваемыми Г. И. Макарычевым и М. Д. Гесем [75] как реликты офиолитовой ассоциации.

Раннепротерозойские датировки получены казахстанскими геологами [39, 40] для гнейсов и кристаллических сланцев Чу-Илийской системы — сарыбулакской свиты Кендыктаса ( $1930 \pm 70$  млн. лет), анрахайской ( $1800 \pm 100$  млн. лет), каракамысской ( $1750$  и  $1800 \pm 100$  млн. лет), огизтауской ( $1755 \pm 100$  млн. лет) свит (Pb изохронный метод по цирконам).

Далее к востоку в северной части Урало-Охотского пояса выходы раннего докембрия исчезают, очевидно, в связи с новообразованием более молодой океанской коры. Они снова появляются уже в обрамлении Сибирского кратона, в Енисейском кряже и Восточном Саяне. В северной части Енисейского кряжа в верхах нижнего протерозоя принадлежит тойская серия высокоглиноземистых гнейсов, амфиболитов и мраморов в нижней части, мраморов и метаморфических сланцев (с эпидотом, хлоритом, биотитом, гранатом) в верхней, залегающая на таракском комплексе гранитоидов с возрастом  $1850 \pm 100$  млн. лет. Породы этой серии выступают в ядрах гранитогнейсовых куполов и валов и в верхней части датированы (K-Ar метод) в 1,6—1,5 млрд. лет. Южнее, в центральной зоне Восточного Саяна аналогом названных серий является дербинская серия, образованная в нижней части гнейсами, амфиболитами, кварцитами и мраморами (алыгджерская свита), в верхней — мраморами с графитом (собственно дербинская свита)\*. Породы алыгджерской свиты прорваны гранитами с возрастом 1,6—1,5 млрд. лет. Очевидно, что дербинская серия представляет собой протоплатформенный чехол.

Образования, подобные дербинскому протоплатформенному комплексу, широко развиты к юго-западу и юго-востоку от Восточного Саяна, в Тувино-Монгольском срединном массиве, Малханском «отроге» Алданского щита, Керулен-Аргунском массиве и в мелких глыбах раннедокембрийской континентальной коры внутри восточной половины Урало-Охотского пояса. К ним отно-

\* М. И. Волобуев относит эти толщи уже к рифею.

сятся, в частности: моренская серия сангилен — гнейсы (биотитовые, гранатовые) с прослоями мраморов, амфиболитов и джеспилитов, прорванные гранитоидами с возрастом 1,9—1,8 млрд. лет и, возможно, балыктыгхемская серия мраморов с прослоями гнейсов; малханская серия одноименной зоны с преобладанием гнейсов и кристаллических сланцев и прослоями амфиболитов, кварцитов и мраморов; бумбугерский комплекс Байдарикского (Байдаргинского) блока; есенбулакский комплекс Гоби-Алтайского блока. В состав этих комплексов входят гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты; бумбугерский комплекс прорван гранитоидами с возрастом 1,9—1,7 млрд. лет (Pb-Pb термозохронный и K-Ag методы). Несколько севернее двух последних блоков, на западе Монголии, в междуречье Дзабхан и Хунгуй-Гола Г. И. Макарычевым с сотрудниками выявлен комплекс ультрабазитов, габброидов и амфиболитов, рассматриваемый как офиолитовая ассоциация, подстилающая образования бумбугерско-есенбулакского типа. Однако и офиолитовая принадлежность этих пород, и их раннепротерозойский возраст оспариваются другими исследователями.

Нижний протерозой может еще присутствовать на крайнем юге Монголии, в Уланульской зоне, входящей в состав Южно-Монгольской герцинской складчатой системы, но изучен он здесь еще совершенно недостаточно.

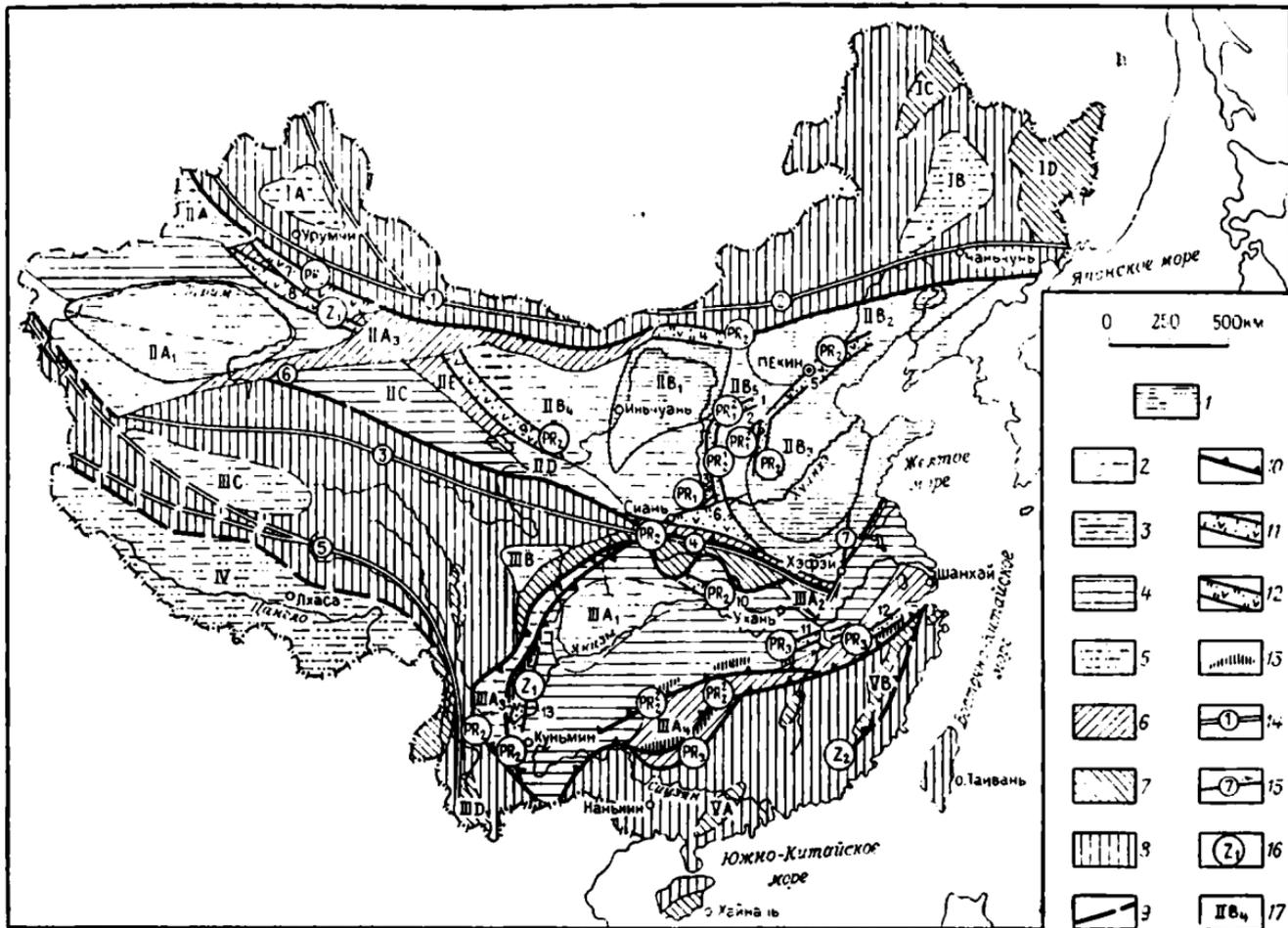
#### 4.1.6. Китайско-Корейский кратон

Начало протерозоя, как и везде, явилось временем деструкции только что образованной монолитной континентальной коры, обособления остаточных ее непереработанных блоков — протоплатформ (эократонов) и заложения между ними протогоеосинклиналей (рис. 36). Наиболее крупных платформ насчитывалось пять, включая Таримский эократон, ядро которого также образовано консолидированным археем, выступающим на его южной периферии, и на севере в Куруктаге, и Сычуанский эократон, позже вошедший в состав Южно-Китайского кратона.

В КНР нижний протерозой четко подразделяется на две части: от 2,5 (2,6) до 2,3 (2,2)\* млрд. лет — образования группы Вутай, накопление которых завершилось одноименной эпохой диастрофизма, и от 2,3 (2,2) до 1,9 (1,8) млрд. лет — образования группы Хуто и ее аналогов, деформированные в лулянскую (или Жонгтяо) эпоху диастрофизма [178, 260, 323].

В пределах большей части вутайских протогоеосинклиналей можно различить осевой трог с интенсивными проявлениями вулканизма и периферические части, практически лишенные таких проявлений; они обнаруживают сходство соответственно с эв- и многоеосинклиналями и иногда так и именуются. Кроме них в составе протогоеосинклинальных систем выделяются геантиклинали, сложенные архейскими породами и подразделяющие их на частные трогги. Хорошо изученная протогоеосинклиналь — Цзи

\* По другим данным [323], он сложен нижним протерозоем.



Цзиньшанская — простирается в северо-восточном направлении от юго-восточной Шаньси к Футину, разделяя Ордосскую и Хэхайскую протоплатформы. В ее осевом Вутай-Луляньшанском тропе залегает мощная толща вулканитов, от основных до кислых, частично спилито-кератофировых, с прослоями граувакк, турбидитов и железистых кварцитов, метаморфизованных в зеленосланцевой, частично амфиболитовой фации, мигматизированных и интродуцированных гранитами (некоторые граниты прорывают только низы разреза). Мощности отложений достигает 6—7 км. Отмечается определенное сходство с зеленокаменными поясами архея, наряду с отличиями — большее содержание осадочных пород и отсутствие настоящих коматитов.

Для образований группы Вутай в настоящее время имеются следующие датировки: в восточном Хэбэ 2403 и 2193 млн. лет Rb-Sr изохронным методом по породе, в горах Вутайшань (Шаньси)  $2350 \pm 137$  и 2392 млн. лет тем же методом и  $2508 \pm 9$  и  $2521 \pm 17$  млн. лет U-Pb методом по циркону из гранитов и кератофиров.

Другой типичной протогеосинклиналью является Мачхолёнская протогеосинклиналь в КНР, на восточном ограничении Китайско-Корейского кратона. Она имеет субмеридиональное простирание и выполнена мощной (до 10—12 км) осадочно-вулканогенной толщей. В ее нижней части преобладают основные, отчасти кислые вулканиты, развиты джеспилиты, а в верхней части — карбонаты. Складчатость линейная, метаморфизм амфиболитовой фации, имеются интрузии гранитов. На западе складчатая система Мачхоллен граничит по широкой (до 4 км!) зоне разломов, сопровождаемой милонитами, с архейским блоком Нанним Китайско-Корейского щита.

Рис. 36. Схематическая карта строения докембрийского фундамента Китая (по Г. Вангу и Ш. Чьяо).

Континентальная кора (фундамент платформ и седиментных массивов): 1 — дофуинская (2600 млн. лет); 2 — долулянская (1850 млн. лет); 3 — дочонгьянская (1700 млн. лет); 4 — доцзиньшанская (1000—850 млн. лет); 5 — докембрийская без расчленения. **Кора переходного типа (островные дуги, окраинные моря и др.):** 6 — в основном 1000—850 млн. лет (цзиньшанская); 7 — в основном 850—550 млн. лет (шинкайская). 8 — открытые моря, в основном океанская кора. **Прочие обозначения:** 9 — пассивные континентальные окраины; 10 — аккреционные зоны поглощения коры; 11, 12 — авлакогены; (11 — интраконтинентальные, 12 — континентальные окраинные); 13 — офиолитовые комплексы; 14 — последовательные конвергентные зоны субдукции (1 — Айби-Жудуйан, 2 — Суслун-Киламулун, 3 — Чюгоу-Мачин, 4 — Шаньинг-Тонгченг, 5 — Бангонг-Нуджианг); 15 — последовательные трансрегиональные разломы (6 — Алтин, 7 — Тангонг-Луджианг); 16 — возраст диастрофизма (Z — синий); 17 — геотектонические элементы и структуры фундамента. 1А — Джунгарский массив; 1В — Массив Сонгяло; 1С — Илчули; 1D — поднятие Шинкай. 11 — Северо-Китайская континентальная область; 11А — Таримская платформа (11А<sub>1</sub> — Южно-Таримское ядро, 11А<sub>2</sub> — Йининский массив, 11А<sub>3</sub> — Бейшанское поднятие); 11В — Северо-Китайская платформа (11В<sub>1</sub> — Ордосское ядро, 11В<sub>2</sub> — ядро Янляс, 11В<sub>3</sub> — Хехуайское ядро, 11В<sub>4</sub> — массив Алкса; 11В<sub>5</sub> — поднятие Джайляо); 11С — Цайдамский массив; 11D — массив Ланчжоу-Ксиния; 11Е — Центрально-Цильяское поднятие. 111 — Южно-Китайская континентальная область; 111А — платформа Янцзы (111А<sub>1</sub> — Центрально-Сычуанский массив, 111А<sub>2</sub> — массив Даби, 111А<sub>3</sub> — Кам-Юннанское поднятие, 111А<sub>4</sub> — Джанганское поднятие); 111В — массив Сонган; 111С — массив Цтантонг; 111D — массив Линцаг. 1V — Южная (гондванская) континентальная область, V — Восточно-Китайская окраинно-континентальная область; VA — поднятие Юнкай; VB — поднятие Джинту. **Авлакогены:** 1 — Хутус, 2 — Гантоахе; 3 — Жонгтяю; 4 — Байян Обо; 5 — Яншан-Тайханг; 6 — Лулянг-Ксионер; 7 — Центрально-Тяньшанский; 8 — Куруктакский; 9 — Северо-Цилианский; 10 — Шеннондша; 11 — Луокедонг; 12 — Шангшу; 13 — Сучьонг

Вутайский тектогенез способствовал существенному увеличению окончательно кратонизированной площади как Китайско-Корейского, так и Южно-Китайского кратонов. На рис. 36 отмечено появление блоков консолидированной континентальной коры в Маньчжурии, Джунгарии, Цайдаме, Тибете. Китайско-Корейский кратон образовал уже единый континентальный мегаблок от КНДР до Тарима включительно. По северной и южной периферии этого кратона возникли два широтных протоавлакогена, соответственно Яншань-Тайшань на севере и Синьян-Фозилин на юге. Еще один авлакоген того же простиранья отмечается по северной периферии Таримского массива. Эти авлакогены продолжали развиваться в позднем протерозое (рифее), заполняясь конгломератами, кварцитами, известково-глинистыми флишоидными отложениями и доломитами в циклической последовательности. Начальное рифтообразование сопровождалось излияниями лав основного и среднего состава.

Наряду с образованием авлакогенов продолжалось развитие некоторых протогеосинклиналей, в частности Цзи-Цзиньшаньской. В них накапливались крупнообломочные, песчаные, глинистые породы, строматолитовые доломиты группы Хуто, с подчиненными покровами андезитов и базальтов. В юго-восточном направлении геосинклинальный комплекс постепенно переходит в платформенный чехол. Геосинклинальные образования испытали метаморфизм зеленосланцевой фации и локально мигматизированы в первую фазу лулянского диастрофизма — 1,8 млрд. лет. В обособившихся после этой фазы межгорных прогибах началось отложение молассовых грубообломочных осадков, которые были деформированы и метаморфизованы во вторую фазу лулянского диастрофизма (1,7 млрд. лет назад). Складки сильно сжатые, до изоклинальных, осложнены кливажем.

В итоге лулянского тектогенеза произошла окончательная консолидация Китайско-Корейского кратона, включавшего Таримский и Цайдамский массивы. За ней последовало внедрение мощных роев долеритовых даек (в районе Вутай-Тайшань такой рой имеет длину 150 км и ширину 100 км) и становление плутонов анортозитов и гранитов-рапакиви, которое растянулось на весь ранний рифей (см. 5.1.4).

#### 4.1.7. Южно-Китайская платформа и прилегающие массивы \*

Нижнепротерозойские образования развиты в этом регионе более широко, чем архейские, и составляют основную часть фундамента Южно-Китайской платформы (платформа Янцзы), Индосинийского и Синобирманского массивов и нескольких мелких поднятий на севере СРВ, во Вьетлаосской фанерозойской складчатой системе.

---

\* По работам Фан Чыонг Тхи [124], Ле Зуи Бать [71] и «Метаморфические комплексы Азии».

В разрезе Сикан-Юньнанской гряды нижнему протерозою принадлежит большая часть комплекса Кандин, которая делится на три части. Нижняя сложена гнейсами и плагногнейсами, вмещающими плагнограниты и мигматиты, датированные в 2,1 млрд. лет; средняя образована гнейсами с линзами мраморов и амфибол-магнетитовых пород, а верхняя — кварцево-слюдистыми сланцами с графитом с прослоями железистых кварцитов. Комплекс метаморфизован в амфиболитовой фации, подвергся гранитизации и несогласно перекрыт рифейскими образованиями.

Аналогом комплекса Кандин является комплекс Айлаошань, выступающий в узком горстовом шовном поднятии хребтов Даныцзяншань и Айлаошань в Китае и Фансипан далее к восток-юго-востоку в СРВ в пограничной зоне между Южно-Китайской платформой и Вьетлаосской складчатой системой. На территории СРВ эквивалент комплекса Айлаошань именуется серией Суандай, которая состоит из двух толщ. Нижняя толща (мощность 5—5,5 км) представлена гнейсами и амфибол-биотитовыми плагногнейсами с прослоями амфиболитов, кварцитов, амфибол-магнетитовых пород и магнетитовых кварцитов. Она была прорвана сначала плагногранитами и трондьемитами, а затем микроклиновыми мигматитами и пегматитовыми гранитоидами. Верхняя толща (мощность до 2,5 км) гранитизирована лишь внизу; ее слагают гранат-слюдяные и гранат-графитовые сланцы и кварциты с прослоями и линзами амфиболитов, гематит-магнетитовых кварцитов и мраморов. Сходными цифрами — до 9 км — оценивается и мощность комплекса Айлаошань в КНР. Возраст серии Суандай определяется радиометрическими датировками по плагногнейсам нижней толщи в 2,3—2,07 млрд. лет, по секущим ее пегматитам — 1386 млн. лет.

В Цзяннанском поднятии (ядро одноименной антеклизы) нижний протерозой представлен биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, а выше — биотитовыми сланцами с прослоями кварцитов и мраморов, телами гиперстеновых гранитов и амфиболитов. Аналогичные образования (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты) известны также в пределах каледонской складчатой системы Юго-Восточного Китая (Катазии), в хребте Уишань, где они прорваны гранитами с возрастом 1,9—1,7 млрд. лет. Породы близкого (1,8 млрд. лет) возраста вскрыты бурением и в Сычуаньской синеклизе на западе Южно-Китайской платформы и обнажаются в ее северном обрамлении.

**4.1.7.1. Индосинийский массив.** Большая часть Контумского выступа этого массива сложена нижнепротерозойской серией Нгоклинь. Она состоит из двух толщ. Нижняя, мощностью до 4—5 км, образована гнейсами (в низах), амфиболовыми, биотитовыми, биотит-силлиманитовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами, а в верхах и мраморами. Верхняя, мощностью до 3 км, толща состоит из силлиманит-слюдисто-графитовых сланцев и кварцитов с графитом. Обе толщи метаморфизованы в амфиболитовой фации; нижняя интенсивно гранитизирована, верхняя слабо затро-

нута процессами ультраметаморфизма. По первичному составу нижняя толща представляет собой чередование основных вулканитов и карбонатно-терригенных осадков, верхняя целиком образована по терригенным осадкам. По гнейсам нижней толщи изохронным методом был получен возраст 2,3 млрд. лет.

Близкие по составу нижнепротерозойские образования выступают севернее массива, в куполовидном поднятии Фухоат во Вьетлаосской складчатой системе. Это амфиболовые гнейсы, амфиболовые и биотитовые сланцы, гранатовые амфиболиты, силлиманит-слюдисто-графитовые сланцы. К-Аг возраст гнейсов определен в 1,6—1,51 млрд. лет. Комплекс неравномерно гранитизирован и мигматизирован. Некоторым своеобразием отличается нижнепротерозойский комплекс, обнажающийся в приразломной зоне р. Красной,— комплекс Шонг-Хонг. Он состоит из высокоглиноземистых гнейсов с гранатом, силлиманитом, биотитом, орто- и параамфиболитов и содержит в низах прослойки мраморов, по которым изохронным свинцовым методом был определен возраст 2,3 млрд. лет. Видимая мощность комплекса порядка 6 км. Все его породы сильно мигматизированы с образованием пегматитов и порфиробластических гранитоидов. Структура характеризуется развитием узких, сильно сжатых складок выдержанной северо-западной ориентировки. Зона развития комплекса Шонг-Хонг совпадает с современной приразломной зоной р. Красной, на продолжении которой к востоку развивается Ханойский рифт. Линейность, напряженная тектоника, метаморфизм высоких ступеней амфиболитовой фации с переходом в низах в гранулитовую сближает зону Шонг-Хонг с гранулитовыми поясами докембрия и позволяет рассматривать ее как зону коллизии Южно-Китайского и Индосинийского раннедокембрийских мегаблоков, подобно архейской зоне Лимпопо (юг Африки).

#### 4.1.8. Южно-Американский кратон

Как и остальные кратоны, к концу архея и этот кратон обладал зрелой континентальной корой, но деструкция начала протерозоя здесь оказалась весьма глубокой, и от нее уцелели лишь небольшие массивы, которые пока с трудом поддаются оконтуриванию. Они разделялись обширными протогоесинклиналями, закончившими свое развитие 2,0—1,9 млрд. лет назад интенсивным диастрофизмом, получившим название трансамазонского орогенеза. Этот диастрофизм сыграл важную роль в консолидации Южно-Американского кратона.

4.1.8.1. Гвианский щит. В пределах Гвианского щита намечаются три остаточных ядра эпипархейской кратонизации — Иматака, Пакараима и Шингу; последнее продолжается на юг по другую сторону Амазонской синеклизы в Центрально-Бразильский (Гуапоре) щит, но, как и Пакараима, выделяется условно. На массиве Пакараима развит чехол кислых наземных вулканитов с возрастом 1,9—1,75 млрд. лет, местами подстилаемых

континентальной обломочной формацией. Пространство между массивами представляет собой гранит-зеленокаменную область, которая на востоке, в приатлантическом регионе выделяется как пояс Марони-Итакаюкас юго-восточного простираия. Ее северо-западная ветвь разделяет массивы Иматака и Пакараима, а западная — Пакаранма и Шингу. На юго-востоке пояс пересекает на глубине Амазонскую синеклизу и продолжается в северо-восточную часть Центрально-Бразильского щита.

Зеленокаменные пояса Гвианского щита сложены комплексом Барама-Мазаруни [215] мощностью до 8—10 км. Состоит он из метабазальтов, коматитов, в меньшем объеме метандезитов, дацитов, риолитов, а также метаграувак (часто турбидитов), филлитов и конгломератов, образованных за счет размыва вулканических пород. Присутствуют также марганценозные и железистые кварциты, кремни и карбонаты. Вулканиды принадлежат толейтовой, известково-щелочной и магнезиальной сериям. Часто встречаются субвулканические породы кислого состава. Обычна гомодромная последовательность вулканитов и завершение разреза обломочными осадками. Метаморфизм варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, повышаясь к гранито-гнейсовой периферии поясов.

На севере Суринама аналогом комплекса Барами-Мазаруни является группа Маровийне [167], продолжающаяся на востоке во Французскую Гвиану. Она имеет типичное для зеленокаменных поясов строение из трех «формаций». Нижняя «формация» Парамака сложена основными метавулканитами с внедрением метагаббро, сменяемыми вулканитами среднего состава; прослои метакремней и филлитов возрастают вверх по разрезу. Средняя «формация» Армина образована циклическим чередованием метаграувак с градационной текстурой и филлитов (очевидно флиш), а верхняя «формация» Розабель состоит из метапесчаников и метаконгломератов. Общая мощность группы оценивается примерно в 10 км. Возраст базальтов и кварцевых андезитов нижней «формации» определен в  $1950 \pm 50$  и  $1955 \pm 60$  млн. лет Rb-Sr изохронным методом при  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,702$  в первом случае. Характер метаморфизма тот же, что и в Венесуэле и Гайане.

Весьма спорным является вопрос о фундаменте гвианских зеленокаменных поясов. Самые древние датировки гнейсов составляют 2,25 и 2,05 млрд. лет, первая близка к датировке вулканитов самих поясов, а вторая отвечает трансамзонскому диастрофизму. Это обстоятельство наряду с отсутствием в составе осадков продуктов размыва пород континентальной коры склоняет некоторых исследователей к мнению об энсиматическом заложении поясов [215]. Однако остается неясным возраст пород, метаморфизованных в гранулитовой фации и встречающихся в центральной части щита. Они включают и ортокварциты континентального происхождения. Другие исследователи [167] допускают существование здесь архейского складчатого основания, что более правдоподобно. Трансамзонский диастрофизм выразился в интенсивном смятии

зеленокаменных поясов, конформно с их гнейсовым обрамлением и сопровождался внедрением многочисленных интрузий, в основном известково-щелочного ряда, от габбро-диоритов и кварцевых монцититов до тоналитов и адамеллитов. По крайней мере, часть этих пород возникла за счет анатексиса пород зеленокаменных поясов.

В Суринаме различают две генерации гранитоидов [167]. Более древние (тоналиты и трондjemиты) образуют диапировые внедрения в нижнюю формацию зеленокаменного пояса, более молодые — диапировые интрузии двуслюдяных лейкократовых гранитов, прорывающие и среднюю формацию комплекса Маровийне. Кроме того, широко распространены граниты за пределами зеленокаменного пояса; с ними связана наземная вулканическая известково-щелочная формация Дальбана преимущественно риолитового и дацитового состава с участием игнибритов. Возраст этой вулканоплутонической ассоциации оценен Rb-Sr методом в  $1874 \pm 40$  млн. лет. На юге Гайаны и в Суринаме близкий возраст ( $1818 \pm 165$  и  $1845 \pm 285$  млн. лет) имеет комплекс небольших интрузивных тел габбро и ультрамафитов.

**4.1.8.2. Центрально- и Восточно-Бразильский щиты.** Реликты эпипархейской области кратонизации здесь сохранились в штатах Баия (Брумаду) и Гояс (Кришас); в современной структуре они принадлежат эократону Сан-Франсиску и срединному массиву Гояс в системе Бразилид (местных байкалид). На юге эократона Сан-Франсиску нижнепротерозойская железорудная формация Минас также представляет собой, очевидно, протоплатформенный чехол. Первый из этих массивов на севере частично перекрыт протоплатформенным чехлом Шападу-Диамантина. Наиболее крупной раннепротерозойской протогоеосинклиналью являлась меридиональная система, протягивавшаяся на 2000 км от шт. Сеара на севере до шт. Сан-Паулу на юге. Эта система имеет энсиалическое заложение и состоит из зеленокаменных поясов, подобных гвианским. Параллельно этой крупной протогоеосинклинали западнее протягиваются еще несколько более узких складчатых зон трансamazonского возраста. Трансамазонский метаморфизм достигает гранулитовой фации, а гранитизация, в значительной мере анатектическая, и мигматизация, а также деформация были весьма интенсивными.

Условно раннепротерозойский возраст приписывается еще толще вулканогенно-осадочных пород, слагающий меридиональную зону в пределах срединного массива Гояс. Она сложена базальтами, терригенными и кремнистыми осадками, метаморфизованными в амфиболитовой фации; с ней предположительно связаны слоенные интрузии габбро-анортозитов и мафитов-ультрамафитов с сульфидным Cu, Ni и Co орудуением. В том же регионе известны менее мощные и слабые метаморфизованные обломочно-карбонатные (с кремнями и джеспилитами) отложения чехольного типа, несогласно залегающие на архее и содержащие в базальных конгломератах обломочный пирит, золото и уран. Эти отложения прорываются оловоносными гранитами точно не определенного воз-

раста, но возможно — раннепротерозойского или начально-позднепротерозойского.

В целом материалы по Южно-Американскому кратону показывают, что он испытал в раннем протерозое весьма значительную переработку, проявившуюся в разных формах в условиях растяжения (заложение протогеосинклиналей и зеленокаменных прогибов) или сжатия (развитие поясов тектоно-термальной переработки) гранулитовых поясов. Эти процессы нашли свое завершение еще до конца раннего протерозоя, в трансamazonскую эпоху диастрофизма, не позднее 1,9—1,8 млрд. лет, сменившись процессами кратонизации, сопровождавшимися специфическим для них магматизмом (кислые наземные вулканиты, анортозиты и др.).

#### 4.1.9. Африканский кратон

Значительная часть этого кратона избежала деструкции в начале протерозоя и сохранилась в виде протоплатформ. Наиболее крупной и устойчивой оказалась протоплатформа Калахари.

**4.1.9.1. Протоплатформа Калахари [313].** Эта протоплатформа образовалась в конце архея в результате завершения развития подвижного пояса Лимпопо, спаявшего в одно целое эократоны Каапвааль и Зимбабве. Здесь мы находим уникальную по своей стратиграфической полноте и мощности толщу платформенного типа отложений, охватывающую весь нижний протерозой. Она слогает Трансваальскую синеклизу в северной части Каапваальского эократона. В разрезе нижнего протерозоя этой синеклизы обособляются три комплекса (рис. 37).

Нижний комплекс известен как «Витватерсрандская триада» и состоит из трех серий (групп, «систем»): Доминион-Риф, Витватерсранд и Вентерсдорп, знаменитых своей золотоносностью (со времени ее открытия в 1886 г. и до 1976 г. они дали 55 % всего золота, добытого в мире). Возрастные рамки этой триады заключены между 2,8—2,6 и 2,3 млрд. лет, что указывает на возможную принадлежность ее низов к архею. Общая мощность комплекса составляет почти 18 км, из которых 12,4 км приходится на обломочные осадочные породы и 5,3 км на лавы. Отложения накапливались в крупном внутриматериковом озерном бассейне с многочисленными притоками, в условиях гумидного и полуаридного климата. В разрезе чередуются грубые (песчаные) и тонкие (глинистые) осадки; встречаются прослои гравелитов и конгломератов; отмечено присутствие тиллитов (самых древних в мире, если это настоящие тиллиты!). «Грубые» прослои содержат золото и уран. Уже в самых низах появляются вулканиты кислого и среднего, а несколько выше — толеитового состава. Завершает разрез «триады» вулканогенная формация Вентерсдорп, начало образования которой связано с растяжением и дроблением консолидированной коры, подстилающей Трансваальскую синеклизу. Это дробление объясняется нагрузкой, созданной отложениями Витватерсранда, но оно может быть связано и с мантийным диапиризмом.



более тонкими морскими осадками и затем мощной доломитовой формацией, изобилующей строматолитами и в верхах сменяющейся железорудной. Верхняя часть комплекса — группа Претория несогласно залегает на нижней. Она состоит из чередования кварцитов и глинисто-алевритовых осадков с пачками доломитов и основных вулканитов переходного типа — от континентальных к океанским толеитам. Обломочный материал в большом количестве поступал с северного обрамления бассейна, совпадающего с архейским поясом Лимпопо, очевидно сохранявшим повышенную подвижность.

Дальнейшая история накопления осадков и вулканитов в Трансваальской синеклизе была прервана становлением крупнейшего (65 тыс. км<sup>2</sup>, в поперечнике 350 км) Бушвельдского расслоенного ультраосновного-основного гранитного сложного лополита, вытянутого в широтном направлении. На границе плутона с группой Претория залегают фельзиты Ройберг. Подошва лополита, по гравиметрическим данным, располагается на глубинах 5—10 км. Вероятно, существовали четыре или пять интрузивных центров. В вертикальном разрезе чередуются нориты, пироксениты, перидотиты, габбро, анортозиты, диориты; они образуют выдержанные прослои; на смену слоистым мафитам и ультрамафитам в верхней части плутона приходят гранофиры, а еще выше граниты. В вопросе происхождения Бушвельдского плутона наметились две основные точки зрения: 1) дифференциация магмы на глубине с последовательной интрузией отдельных фракций; 2) дифференциация магмы в пределах крупной магматической камеры, отвечающей будущему плутону. Оба эти механизма в чистом виде наталкиваются на противоречия, но первый имел, вероятно, большее значение. Более или менее ясно, что исходная магма является продуктом неглубокого плавления мантии, имела состав оливнивого толеита и что верхний гранит образовался в результате частичного плавления сиалической коры.

Бушвельдский лополит знаменит своими рудными богатствами, включающими золото, платиноиды, сульфиды никеля и меди, хромиты, руды ванадия, олова и флюорит (последние два в гранитах).

По периферии Бушвельдского плутона располагается рой гранитогнейсовых куполов, из которых самым крупным является Фредефортский. Возраст основных пород в нижней части плутона определен Rb-Sr методом в  $2095 \pm 24$  млн. лет, а гранитов верхней части — в  $1913 \pm 30$  млн. лет.

Наиболее молодым раннепротерозойским комплексом юга Африки является красноцветный обломочный комплекс, в своем распространении далеко выходящий за границы Трансваальской синеклизы и известный под разными названиями — Матсап в Капской провинции ЮАР, Ватерберге и Соутпансберге в Трансваале, Палапы в Ботсване и Умкондо в Зимбабве. Средний возраст этих образований составляет 1,8 млрд. лет.

Группа Ватерберге (мощность до 5 км) залегает с размывом на отложениях супергруппы Трансвааль или гранитах Буш-

вельдского плутона. Она сложена красноцветными конгломератами и песчаниками (последние преобладают); в основании присутствуют трахитовые и кварц-порфировые лавы. Условия накопления осадков группы Ватерберг интерпретируются как обстановка прибрежной равнины и мелкого моря.

В существенно иной обстановке шло накопление группы Соутпансберге. Она приурочена к сложному широкому грабену (авлакогену), наложенному на пояс Лимпопо, и наполовину сложена вулканитами, преимущественно базальтами; излияния имели трещинный и наземный характер. Осадки считаются аллювиальными. Авлакоген возродился в конце палеозоя, в эпоху Карру.

Группа Умкондо (мощностью около 2 км) развита в восточной части Зимбабве близ границы с Мозамбикским подвижным поясом. Она состоит преимущественно из обломочных пород, с тонкими прослоями карбонатов в песках. Снос шел с массива Зимбабве в морской бассейн, открывавшийся к востоку. Группа Матсап (мощность 4,8 км) отлагалась на противоположном, юго-западном краю платформы Калахари. Помимо преобладающих обломочных и глинистых пород в ней присутствуют доломитовые известняки и вулканиты. К юго-западу она переходит в протогеосинклиналь Намакваленда (см. ниже).

**4.1.9.2. Протоплатформа Конго.** Остальные африканские платформы выделяются по негативным признакам — отсутствию нижнепротерозойских отложений и радиометрических датировок, указывающих на раннепротерозойскую переработку. Исключение составляет протоплатформа Конго, в пределах которой на территории Народной Республики Конго и Габона развита франсвилльская группа отложений, примечательная, во-первых, полным отсутствием метаморфизма (это самые древние неметаморфизованные осадочные образования) и, во-вторых, своей богатой урано- и марганценосностью. Это красноцветная обломочная формация с черными сланцами, доломитами и игнимбритовыми туфами. Она несогласно залегает на архейском (2,7 млрд. лет) кристаллическом фундаменте; ее нижняя часть предшествует внедрению сиенитов с возрастом  $2140 \pm 70$  млн. лет. Диагенез осадков группы происходил между 2,05 и 1,87 млрд. лет [164]. Севернее, в Камеруне, Центральноафриканской республике и северо-западе Заира развиты «промежуточные серии», которые могут быть аналогом франсвилля, но в отличие от него испытали метаморфизм зеленосланцевой фации. Сложены они конгломератами, кварцитами, метапелитами, вулканогенно-обломочными породами.

Переходя теперь к раннепротерозойским подвижным поясам Африки, следует прежде всего остановиться на Бирримской (Эбюрнейской) протогеосинклинали (рис. 38). Она протягивается широкой полосой в меридиональном направлении через Кот-д'Ивуар, Гану и Буркина-Фасо, скрываясь далее под позднепротерозойско-фанерозойским чехлом синеклизы Таудени, но ее вероятное северное продолжение может быть усмотрено в

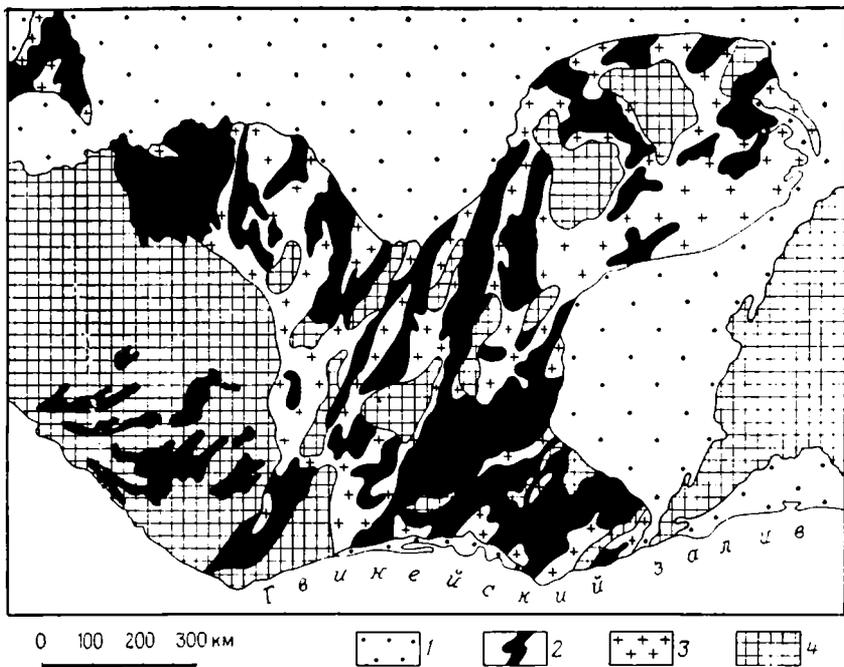


Рис. 38. Бирримская протогеосинклинальная складчатая система Западной Африки.

1 — отложения фанерозоя; 2 — вулканогенно-осадочные комплексы бирримия; 3 — гранитоиды раннего протерозоя; 4 — архейский субстрат

юго-западной части Ахаггарского массива (Ин-Уззал), восточной части Регибатского массива и в западной половине Аптиатласа. По мобилистским реконструкциям Бирримская протогеосинклиналь составляет прямое продолжение пояса Марони-Итакаюкас (Гвианский щит, Южная Америка). И, действительно, она очень похожа на последний по своему строению, представляя собой аналогичную гранит-зеленокаменную область, и близка по возрасту заключительного диастрофизма (2,18—2,15 млрд. лет), названного французскими исследователями эбюрнейским (равному трансамзонскому). На западе Бирримская протогеосинклиналь ограничивается эпипроterозойским Леоно-Либерийским массивом с продолжением в западную часть Регибатского массива, на востоке — позднепротерозойским («панафриканским» — см. ниже) Ливийско-Нигерийским поясом, наложенным на раннепротерозойский фундамент. Структурный план Бирримского пояса характеризуется сложным рисунком с чередованием сравнительно узких изогнутых полос развития супракrustальных пород и более обширных полей гранитов тоналит-трондьемитового состава. В метаосадочном комплексе преобладают граувакковый флиш, тонкозернистые туфогенные осадки, в подчиненном количестве встречаются марганцено-

ные кремни и внутрiformационные конгломераты. Карбонатные породы практически отсутствуют. Вулканиды играют весьма существенную роль в разрезе бирримия. Они отвечают толеитовой (45 %) и известково-щелочной (55 %) сериям. В составе первой преобладают кварцевые толеитовые базальты (91 %). Незначительно развиты высокомагнезиальные базальты и риодациты. В известково-щелочной серии 40 % приходится на андезиты, 48 % на дациты и риолиты и 9 % на известково-щелочные базальты. Мощность бирримия достигает 7,5 км.

Не вызывает сомнений, что накопление бирримских отложений началось на архейском сиалическом фундаменте. Смяты они в сильно сжатые, нередко изоклинальные складки, часто осложненные чешуйчатыми надвигами. Метаморфизм слабый в условиях низов зеленосланцевой фации: лишь на контактах с интрузивными гранитондами он повышается до амфиболитового.

Послеэбюрнейский возраст в той же системе имеет молассовая формация Тарква, развитая на юге Ганы. Она залегает с несогласием на образованиях бирримия и смята вместе с последними. Слагают эту формацию конгломераты, песчаники, кварциты, а в верхней части более тонкие терригенные осадки, вплоть до сланцев (филлитов). Формация пронизана силлами и дайками гранофилов, долеритов, габбро и норитов; метаморфизм лишь местами достигает зеленосланцевой фации. Тарква известна своей золотоносностью, благодаря которой Гана в колониальное время называлась Золотым Берегом.

В Экваториальной Африке наиболее крупной раннепротерозойской протогеосинклинальной системой является система Рузизи-Убенди-Усагара, простирающаяся в общем юго-восточном направлении от восточной части Заира (область Киву) через Бурунди и Танзанию до северной части Малави, а затем поворачивающая на северо-восток, огибая южное окончание Танганьикского эократона. Название Рузизи относится к ее северо-западному отрезку, до оз. Танганьика; между озерами Танганьика и Малави она называется Убенди, а северо-восточный отрезок — Усагара. Общая протяженность системы около 1500 км, ее ширина 200 км. Эта протогеосинклиналь отделяет Центрально-Африканскую (Конго) протоплатформу от Танганьикской протоплатформы (эократона). На северо-западе она, видимо, затухает где-то в основании синеклизы Конго, а на юго-востоке срезается тектоническим фронтом Мозамбикского пояса, вероятно, продолжаясь в его пределы в переработанном виде. Энциалическое и рифтогенное происхождение этой зоны очевидно, поскольку в ряде пунктов установлено налегание ее отложений на радиометрически датированные архейские граниты или гнейсы. Однако в Убендийском сегменте известны мафиты и ультрамафиты. В составе геосинклинального комплекса преобладают первично осадочные породы: кварциты, пелиты, карбонаты, превращенные в гнейсы, амфиболиты, мрамор. Встречаются также вулканиды, преимущественно толеитовые базальты, реже (в верхах) кислые лавы (дациты, риолиты). Комп-

лекс смят в узкие прямые складки и интенсивно метаморфизован (амфиболитовая фация, переходящая на сочленении с Мозамбикским поясом в гранулитовую), мигматизирован и прорван гранитами с возрастом 2,0—1,7 млрд. лет (Rb-Sr изохронный метод). По-видимому, речь должна идти о двух различных фазах тектогенеза, из которых более ранняя отвечает эбурнейской (граниты Ньика в Малави, датированные U-Pb методом по циркону в  $1930 \pm 30$  млн. лет), а поздняя — посттарквейской («майомбской»). Местами наблюдается толща терригенных пород и кислых вулканитов, залегающая несогласно на главном геосинклинальном комплексе; она, видимо, отвечает промежутку между этими двумя фазами, т. е. является гомологом тарквейской серии, хотя и не носит столь ярко выраженный молассовый характер.

На широте северного побережья оз. Виктория в восточно-юго-восточном направлении от Заира через Уганду в Танзанию простирается аналогичная раннепротерозойская складчатая система Кибали-Торо-Буганда (или Рувензори). Ее слагают метатерригенные осадки — сланцы (слядяные), кварциты (местами железистые). На севере они с резким несогласием ложатся на архейский фундамент. Интенсивность складчатости, мигматизации, гранитизации и метаформизма довольно высокая на западе, прогрессивно убывает к востоку, к берегам оз. Виктория, где складки становятся прямыми, открытыми, пологими, а метаморфизм зеленосланцевым. Для группы Кибали по пегматитам получен возраст 1850 млн. лет, для группы Буганда по граниту Мубенде  $1807 \pm 60$  млн. лет (K-Ar метод [173]).

В приатлантической зоне Экваториальной и Южной Африки (юг Заира, Ангола, Намибия, ЮАР — Капская провинция) намечается еще одна протогеосинклинальная система, окаймляющая с запада протоплатформы Конго и Калахари и отчасти их разделяющая. На юго-западе Анголы [176] геосинклинальный комплекс этой Приатлантической системы представлен вулканосадочной группой Уамбо, залегающей несогласно на архейских гнейсах и мигматитах с возрастом около 2,7 млрд. лет. В составе этой группы сланцы, граувакки, основные вулканиты, в том числе пиллоу-лавы, фтаниты, железистые кварциты. Группа Уамбо несогласно перекрыта также вулканогенно-осадочной группой Шиванда, содержащей среди других пород золотоносные конгломераты и итабириты. Венчается разрез комплекса обломочной, молассового типа группой Онделонго, также залегающей несогласно на подстилающих слоях. Комплекс выполняет синформы субмеридионального простиранья, метаморфизован в зеленосланцевой фации и интродирован гранитами с возрастом 2,2 и 1,8 млрд. лет (Rb-Sr метод). Кроме того, группа Уамбо вмещает интрузии габбро, сопоставляемые с крупным габбро-анортозитовым плутоном юго-западной части Анголы. Не исключено, что группа Уамбо имеет еще поздnearхейский возраст и слагает зеленокаменный пояс, хотя в Анголе имеются и заведомо более древ-

ние образования того же типа, сильнее метаморфизованные (см. 3.1.6).

Нижнепротерозойские отложения сходного состава известны и севернее юго-западной части Анголы, с одной стороны, на северо-западе этой страны, в нижнем Заире и Габоне и, с другой — на северо-востоке Анголы и юге Заира, в областях Шаба и Кассаи. Возраст этих образований определяется их несогласным наложением на архейский более высокометаморфизованный фундамент возрастом метаморфизма в 2,2—1,9 млрд. лет и прорыванием гранитами и пегматитами с возрастом 2,0—1,9 млрд. лет. На юге Заира и северо-западе Анголы это слюдяные кварциты, слюдяные сланцы и кислые лавы, перекрываемые основными лавами и далее хлоритовыми и серицитовыми сланцами так называемые задиния, или кимезия. На юге Заира нижняя часть нижнего протерозоя известна как группа Луиза (кварциты, слюдяные сланцы, железистые кварциты) с возрастом метаморфизма 2,2—2,0 млрд. лет, а верхняя, также метасадочная, с рудами марганца известна как группа Лукоши [252].

Южнее, в Намибии и на западе ЮАР [313] тектонические условия резко усложняются и степень метаморфизма повышается; поэтому нижнепротерозойские образования здесь выделяются с трудом. Наиболее определенно они устанавливаются в бассейне р. Оранжевой, где нижний предел их возраста определяется временем становления крупного и сложного батолита Фиоолсдриф, отдельные фазы которого дают всю гамму переходов от ультрамафитов и мафитов с возрастом 2,0—1,9 млрд. лет до тоналитов и гранодиоритов с возрастом 1,93—1,87 млрд. лет и, наконец, гранитов — 1,73 млрд. лет. Батолит отличается низким стронциево-изотопным отношением — 0,7031 и меднопорфировым и молибденовым оруденением. Прорываемая им группа р. Оранжевой состоит (снизу вверх) из средних и кислых вулканитов; кварцитов, железистых кварцитов, хлоритовых сланцев и метапелитов; кислых и основных лав известково-щелочного типа (впрочем, возможно, что это тектоническое повторение нижней части разреза).

Севернее, в Намибии известны два типа предположительно нижнепротерозойских отложений. Один из этих типов (Гариеп) представлен в основном доломитовыми мраморами с подчиненными кварцитами и пелитами. Он рассматривается как шельфовая фация смежной платформенной группы Матсап (кратон Калахари). Другой тип — метапелитовые гнейсы с прослоями кварцитов и графитовых сланцев — считается, возможно, глубоководными отложениями того же возраста. Все эти образования сложнодеформированны; после первой фазы деформаций произошло внедрение гранодиоритов, датированных в  $2040 \pm 40$  млн. лет. Со второй фазой деформаций сопоставляется комплекс гранитогнейсов и очковых гнейсов с возрастом  $1780 \pm 35$  млн. лет. Гранитогнейсы гранодиоритового или кварц-монцитного состава датируются 1755 млн. лет (Pb-Pb метод по циркону). Метаморфизм местами

достигает гранулитовой фации с появлением чарнокитов и эндебитов.

Более близки группе р. Оранжевая вулканиты (от андезитов до риолитов известково-щелочного ряда) в эрозионных окнах Франсфонтейн и Гроотсфонтейн и белые кварциты Хоабендус, интродуцированные порфиroidными гранитами. Сходные породы прослеживаются до р. Кунене и далее на юг Анголы.

Из Намибии раннепротерозойские геосинклинальные образования распространяются в Ботсвану и северо-западную часть Зимбабве, непосредственно надвигаясь на эократоны Зимбабве и Каапвааль и срезая пояс Лимпопо. Область развития этих толщ разделяется на два пояса — Магонди\* в северо-западном обрамлении эократона Зимбабве, северо-восточного простирания, и Хейс на западной периферии эократона Каапвааль меридионального простирания. В первом поясе различают две структурно-формационные зоны: карбонатно-шельфовую и собственно геосинклинальную сланцево-граувакковую; возраст деформаций — от 2,3—2,2 до 2,05—1,76 млрд. лет. Отложения пояса Хейс метаморфизованы и дислоцированы слабее; они прорваны гранитным батолитом с возрастом 1,8 млрд. лет [308].

В противоположном, южном и юго-восточном направлении возможные нижнепротерозойские образования, представленные гнейсами, выступают в Бушменленде и Намакваленде и далее, после перерыва, с меньшей вероятностью в Натале. Они принимают участие в строении весьма сложного складчато-надвигового пояса, продолжавшего развиваться в позднем протерозое и в целом шарьированного на окраину протоплатформы Калахари.

От Приатлантической раннепротерозойской протогеосинклинальной системы в центральной части Намибии к северо-востоку отходит ветвь, которая разделяет протоплатформы Калахари и Конго и, вероятно, идет на соединение с протогеосинклиналью Рузизи-Усагара через основание массива Бангвеулу [308]. Она частично наследуется позднепротерозойской интракратонной геосинклиналью кибарид. Эта ветвь прослеживается в Намибии по выходам гнейсов Абабис с возрастом 2,0—1,8 млрд. лет и на северо-востоке кислых вулканитов, кварцитов, мусковитовых и хлоритовых сланцев, прорванных гранитами с возрастом  $1930 \pm 30$  млн. лет в массиве Бангвеулу на стыке границ Замбии, Танзании и Заира. Возраст вулканитов — 1,82 млрд. лет; их аналоги известны в Шабве, на юге Заира.

К числу раннепротерозойских или раннерифейских толщ геосинклинального типа могут быть отнесены еще кварцито-сланцевая и циполиновая (карбонатная) серии центральной части о. Мадагаскар, прорванные габбро-норитами, гранитами и гранодиоритами комплекса Илака (1538—1400 млн. лет) и, еще более условно, метавулканиты серий Дараина и Миланоа и углистые сланцы Ан-

---

\* Ранее здесь выделялись «системы» Ломагунди и Деверас.

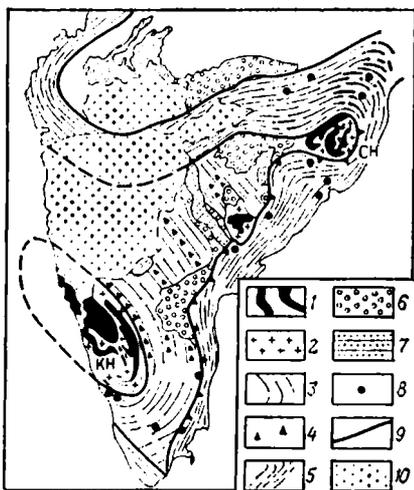


Рис. 39. Обобщенная геологическая карта п-ова Индостан (по Т. Радхакришна и С. Накви).

КН — ядро Карнатака, СН — ядро Сингбум. 1—4 — архей (1 — сланцевые пояса в пределах ядер, 2 — тоналитовые гнейсы, 3 — гранодиориты-гранулиты, 4 — калиевые граниты); 5 — гранулиты и гнейсы раннего протерозоя; 6 — среднепротерозойские осадочные бассейны; 7 — гондванские осадки рифтовой долины Годавари; 8 — анортозиты контакта архей-протерозой; 9 — надвиг Восточных Гат, Сукинда-Сингбума; 10 — траппы Декана

драупа севера о. Мадагаскар, пересеченные пегматитами с возрастом 1600—450 млн. лет. Метаморфизм этих толщ зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации. Складчатость интенсивная лишь вблизи зон разломов.

Итак, история будущего Африканского кратона в раннем протерозое вполне сходна с историей других кратонов: дробление архейской континентальной коры; обособление протоплатформ; заложение энсиалических протогеосинклиналей, сопровождавшееся растяжением и вулканизмом, но без явных признаков новообразования океанской коры; переход к условиям сжатия начиная с 2,2—2,0 млрд. лет; две или более эпохи деформаций, метаморфизма и гранитообразования; орогенез с локальным образованием толщ молассового типа и в конечном счете воссоздание сплошной и более консолидированной коры к началу рифея.

#### 4.1.10. Индостанский кратон

Большая часть данного кратона была окончательно стабилизирована к началу протерозоя (рис. 39). Это касается в первую очередь всей его южной, полуостровной части (Южно-Индийской эократон, протоплатформа), которая в раннем протерозое испытывала, очевидно, общее поднятие, наиболее интенсивное на востоке (Восточные Гаты) и на крайнем юге, в области позднеархейского гранулитового метаморфизма. В северной части кратона обстановка была менее спокойной: здесь эpiarхейская континентальная кора оказалась разбитой на отдельные блоки, расчлененные, как и на большинстве ранее рассмотренных кратонов, подвижными системами — протогеосинклиналями. Наиболее крупной и известной из протогеосинклинальных систем Индостана является Араваллийская система, совпадающая с одноименным хребтом, простирающимся почти от долины Нармады на юге до аллювиальной равнины Ганга на севере, сначала в северо-западном, затем северо-восточном направлении. Восточным ограничением Араваллийской протогеосинклинали служит архейский массив (протоплатформа), сложенный банделькандскими гранитами

и «полосчатыми гнейсами», прорванными архейскими же гранитами Берач. Впрочем, часть этих «полосчатых гнейсов» является уже продуктом глубокого метаморфизма пород Араваллийской протогеосинклинали. На ее границе с архейским блоком установлена зона меланжа, в котором участвуют оталькованные основные и ультраосновные породы. Вполне возможно, что это элементы офиолитовой ассоциации, залегающей в основании протогеосинклинали. Это предположение тем более вероятно, что в составе нижнего комплекса выполнения протогеосинклинали (собственно группы Аравалли) известны: основные полнокристаллические породы, превращенные в амфиболиты и роговообманковые сланцы; ультраосновные — в тальк и серпентинит; долеритовые дайки. Главная же роль в сложении группы Аравалли принадлежит глинистым породам, степень метаморфизма которых возрастает к центральной части системы вплоть до их превращения в филлиты и кристаллические сланцы. Подчиненное значение в разрезе имеют железистые и черные (углеродистые?) известняки. Все эти породы были смяты сначала в изоклинальные складки близширотного простирания, а затем в прямые складки северо-восточной ориентировки. Они прорваны гранитами с возрастом 2,1—1,9 млрд. лет, отвечающим эбюрнейскому диастрофизму Африки.

На западе образования группы Аравалли перекрываются метакarbonатной серией Райяло, состоящей из мраморов с подчиненными метапелитами-гранат-биотитовыми сланцами. Несогласно на этой серии на северо-западе складчатой системы залегают группа Дели с циклически построенным разрезом: базальные конгломераты, кварциты, аркозы, гравелиты (серия Альвар), затем известняки (серия Кучалгар), наконец глинистые породы, превращенные в филлиты, биотитовые сланцы и даже гнейсы (серия Аджабгарх); общая мощность около 6 км. Породы группы Дели интенсивно и полифазно деформированы, испытали кливаж и метаморфизм амфиболитовой фации относительно низких давлений и высокой температуры, с образованием андалузита, ставролита и граната. Складчатость обнаруживает общую восточную вергентность. Граниты Байрат, прорывающие группу Дели, датированы в 1,66 млрд. лет, что указывает на ее принадлежность к самым верхам нижнего протерозоя.

В рифее Араваллийская складчатая система испытала неоднократную тектоно-магматическую активизацию, очевидно, под влиянием процессов в смежном с запада вулканоплутоническом поясе, слагающем северо-западную часть Индостанского кратона. Первичное ограничение Араваллийской протогеосинклинали остается скрытым под этим поясом.

Вторая протогеосинклинальная система намечается в северном обрамлении Сингбумского архейского свода — гранитогнейсового купола, между ним и массивом читрадургских гнейсов и гранитов также, вероятно, имеющих архейский возраст. Эта Северо-Сингбумская протогеосинклиналь имеет общее широтное простирание и входит в состав выделявшегося ранее Сат-

пурского пояса, приуроченного к хр. Сатпура. К северу от Сингбумского свода образования этой протогеосинклинали слагают слабовыпуклую к северу дугу, облекающую свод и надвинутую на него вдоль известной зоны «надвигов Медного пояса». В зоне максимального сжатия против северной вершины свода ширина протогеосинклинальной системы составляет всего 48 км, но к западу и востоку она заметно расширяется. Обнаженная протяженность системы около 200 км. Она сложена очень мощной (9,1—11,6 км) толщей метаморфизованного в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях терригенного (в основном глинистого) флиша, состоящего в настоящее время из филлитов и слюдястых сланцев с прослоями кварцитов. Возраст этой толщи оценивается в 2,0—1,7 млрд. лет [297].

К югу от зоны надвигов Медного пояса флиш сменяется осадками протоплатформенного чехла, состоящими из аргиллитов, железистых пород и подчиненных песчаников и конгломератов. Примерно посередине флишевой зоны проходит узкая, ограниченная с двух сторон надвигами с северным падением, полоса выходов metabазальтов с тектоническими включениями основных и ультраосновных полнокристаллических пород. Метабазальты местами обнаруживают пиллоу-отдельность и по своим петрохимическим характеристикам близки к океанским толеитам. С ними ассоциируют углистые и красные филлиты и слоистые кремни; все в целом рассматривается А. Саркаром [297] как офиолиты Далма. На них налегают офиолитокластовые конгломераты, а во флише, главным образом в северной его полосе, встречаются многочисленные олистолиты мафитов и ультрамафитов, очевидно, из этого же офиолитового комплекса, возникновение которого явно предшествовало накоплению флишевой формации. Последняя в дальнейшем претерпела несколько фаз деформаций, из которых первая выразилась в изоклинальной складчатости и кливаже осевой поверхности; с ней совпало и начало метаморфизма. Процесс этот явился следствием сближения южной и северной плит с обдукцией офиолитов и флиша на южную плиту. В это же время, датируемое А. Саркаром в 1,7—1,55 млрд. лет, т. е. началом рифея, к югу от надвига Медного пояса, в северо-западном обрамлении Сингбумского свода происходили накопление молассы и излияния континентальных базальтов. Дальнейшие события в этом районе протекали уже в рифее, вплоть до 850 млн. лет (еще две фазы деформаций и метаморфизма).

Совершенно очевидно, что Северо-Сингбумская протогеосинклинал в ее обнаженной части представляет лишь небольшой отрезок более протяженной системы. Представляется вполне возможным, что она продолжается на запад под чехлом «гондванских» осадков и деканских траппов и может соединяться с системой Аравалли. Если это так, то эта система образует границу между Южно- и Северо-Индийской протоплатформами. Еще одна протоплатформа могла существовать к западу от системы Аравалли, на северо-западе современного Индостанского кратона.

#### 4.1.11. Австралийский кратон

Развитие Австралийского кратона\* в раннем протерозое не отличалось от развития других, описанных выше кратонов. И здесь произошло раздробление эпинархейской континентальной коры, заложение протогеосинклиналей и обособление протоплатформ (рис. 40).

**4.1.11.1. Западная Австралия.** В Западной Австралии в виде протоплатформ выступили описанные уже в предыдущей главе эократоны Пилбара (на севере) и Йилгарн (на юге). Между ними протянулась протогеосинклиналь Эшбертон-Гаскойн, а на их склонах накапливались чехольные образования бассейнов Хамерсли (Наллагайн) и Набберу. Разрез первого из этих бассейнов обладает мощностью порядка 6 км и состоит из трех крупных подразделений: покровно-базальтовой группы Фортескью, джеспилитовой группы Хамерсли и красноцветной песчано-аргиллитовой группы Тари. Все эти породы накопились в интервале 2,77—2,40 млрд. лет, т. е. принадлежат самым низам протерозоя и, возможно, верхам архея. Северное крыло впадины полого-моноклинальное, южное осложнено крутыми складками, связанными с образованием гранитоидных куполов ремобилизованного фундамента.

Складчатая система Эшбертон-Гаскойн известна еще как ороген Каприкорн (англ. каприкорн—козерог, подразумевается его расположение на тропике Козерога). Энсиалическое заложение и рифтовое происхождение этой протогеосинклинали не вызывают сомнений. Но ее архейское сиалическое основание должно было подвергнуться сильной деструкции, чтобы дать место накоплению осадочно-вулканической толщи мощностью до 20 (!) км. Южная часть этой толщи сложена обломочными породами аркозового и кварцевого состава, а также базальтами. В средней части преобладают кремнистые и глинистые сланцы, джеспилиты и доломиты, а в верхней — кислые вулканыты. В самых верхах снова появляются базальты, наряду с обломочными, глинистыми и карбонатными породами.

Структура системы отличается двусторонней симметрией. Центральная зона (Гаскойн) характеризуется напряженной складчатостью, кливажем, метаморфизмом от амфиболитовой до гранулитовой фации и большим числом штоков гранитоидов, возраст которых 1,7 млрд. лет. В основании геосинклинального комплекса здесь залегают мигматиты с возрастом 2,0 млрд. лет. Следовательно, развитие протогеосинклинали протекало во второй половине раннего протерозоя. На северной (Эшбертон) и южной (Гленгарри) ее периферии метаморфизм понижается до зеленосланцевой фации, появляется архейский фундамент, структура упрощается. На юге наблюдается постепенный переход в мощные (до 19 км) обломочные и карбонатные платформенные образования бассейна

\* По К. Пламбу [278] и Р. Пейджу и др. [27].

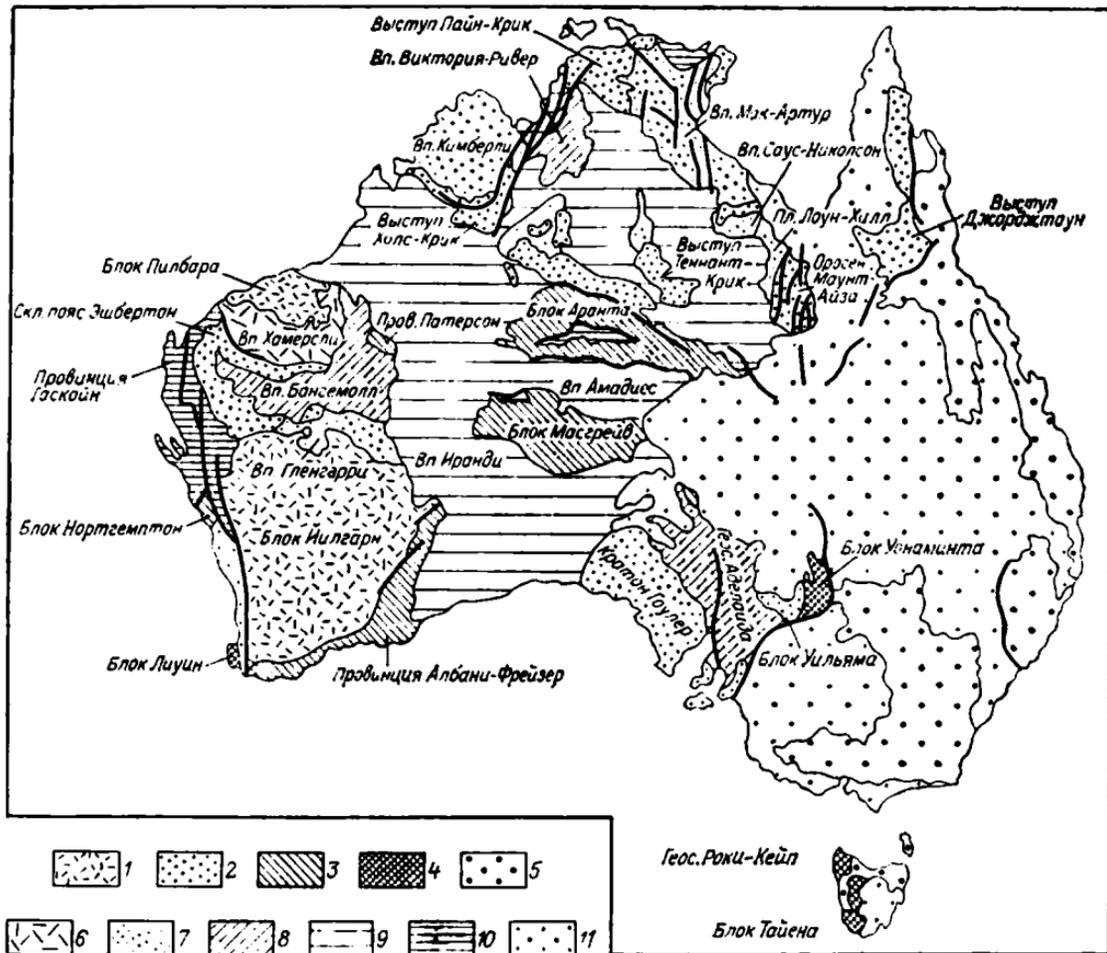


Рис. 40. Схема основных тектонических провинций Австралии (по К. Пламбу).

Орогенные области (возраст орогенеза и кратонизации):

1 — 2,5 млрд. лет; 2 — 2,0—1,4 млрд. лет; 3 — 1,9—0,9 млрд. лет, активизация; 4 — 900—650 млн. лет; 5 — палеозой. Платформенные чехлы: 6 — 2,8—2,4 млрд. лет; 7 — 1,8—1,4 млрд. лет; 8 — 1,2—0,9 млрд. лет; 9 — 900 млн. лет (палеозой); 10 — фанерозой; 11 — от перми до кайнозоя

На бберу северного склона эократона Иилгарн, прорванные небольшими основными интрузиями. На востоке складчатая система исчезает под наложенной рифейской синеклизой Бангемолл.

Развитие орогена Каприкорн завершилось формированием грабенов, заполненных континентальной молассой (песчаники, конгломераты) и внедрением позднектонических гранитов в интервале около 1,6—1,5 млрд. лет, т. е. уже в раннем рифее. Моласса переходит к югу в верхний комплекс чехла бассейна Набберу, состоящий из 6 км шельфовых осадков, накопившихся между 1,7 и 1,6 млрд. лет.

**4.1.11.2. Северная Австралия.** В пределах Северной Австралии архейский фундамент подвергся почти повсеместной переработке и деструкции и сохранился в более или менее первичном виде лишь на небольшом участке на севере, в районе Пайн-Крик, а также, возможно, в основании впадины Кимберли, заполненной платформенными отложениями начиная с 1,8 млрд. лет. На остальном пространстве развиты протогоосинклинали двух генераций (по К. Пламбу) — 2,05—1,85 и 1,9—1,7 млрд. лет.

Одной из этих протогоосинклиналей является протогоосинклиналь Кинг-Лиополд, простирающаяся в юго-восточном направлении от побережья Индийского океана между впадиной Кимберли и фанерозойской синеклизой Каннинг, отложения которых ее частично перекрывают. Синеклиза Каннинг отделяет систему Кинг-Лиополд от массива Пилбара, а на востоке эта система плавно сочленяется с другой протогоосинклинальной системой — Холс-Крик, северо-северо-восточного простираения. В разрезе обеих протогоосинклиналей мощностью более 7 км преобладают граувакковые и кварцевые турбидиты, метапелиты (филлиты, серицитовые и кварц-сланцевые сланцы); в резко подчиненном количестве присутствуют карбонатно-кремнистые породы. В системе Холс-Крик, кроме того, развиты базальтовые и в меньшем количестве кислые лавы, а также складчатые тела основных и ультраосновных пород (от долеритов до перидотитов), первоначально представлявшие силы и дайки. В той же системе главный геосинклинальный комплекс, испытавший зональный метаморфизм до гранулитовой фации в интервале 2200—1920 млн. лет, несогласно перекрывается кислыми вулканитами Уайтуотер ( $1912 \pm 107$  млн. лет) с субвулканическими телами порфиоров. Комагматичны с ними и батолиты порфиоровидных гранитов Тау-Ривер и гранодиоритов Макхейл с возрастом 1840—1815 млн. лет (Rb-Sr метод). Все они образуют, очевидно, вулканоплутонический пояс на границе с блоком Кимберли. Следовательно, протогоосинклиналь Холс-Крик и, вероятно, сопряженная с ней система Кинг-Лиополд принадлежат к более древней генерации раннепротерозойских геосинклиналей Австралии. Соответственно чехол синеклизы Кимберли начинается еще нижнепротерозойскими отложениями, прорванными дайками и силами долеритов с возрастом  $1762 \pm 15$  млн. лет (Rb-Sr метод). Представлены эти отложения кварцевыми и аркозовыми песчаниками, пестроцветными алевролитами и аргиллита-

ми, покровами миндалекаменных базальтов, пачками водорослевых доломитов и в верхней части тиллитов. Их мощность достигает 5 км. По периферии впадины отложения, затронутые сдвигово-надвиговыми дислокациями смежных складчатых систем, деформированы и локально затронуты метаморфизмом до амфиболитовой фации.

На севере, в районе г. Дарвина на побережье Арафурского моря, система Холс-Крик стыкуется с аналогичной системой Пайн-Крик, в центральной части которой в гранито-гнейсовых куполах выступают породы архея, подтверждая ее энциалическое заложение. Разрез геосинклинали начинается конгломератами и включает кварцевые и граувакковые турбидиты, кремнистые и карбонатные (доломиты, мергели) породы. Последние распространены в осевой, наиболее глубокой части бассейна, а по его периферии протягиваются водорослевые барьерные рифы высотой до 300 м. Вулканы основного состава развиты локально в верхней части разреза; их возраст (U-Pb метод по циркону)  $1877 \pm 11$  и  $1884 \pm 11$  млн. лет. Общая мощность геосинклинального комплекса составляет многие тысячи метров. Он неравномерно смят в линейные, до изоклинальных и опрокинутых, складки и регионально метаморфизован, местами до амфиболитовой фации. Вероятно, одно-возрастные метаморфизму граниты Нимбувак датированы в  $1886 \pm 5$  и  $1866 \pm 8$  млн. лет. Геосинклинальный комплекс Холс-Крик примечателен богатой ураноносностью (20 % запасов капиталистического мира).

Геосинклинальный комплекс несогласно перекрывается плутоновулканическо-молассовой ассоциацией пород. Она включает наземные андезито-дацито-риолитовые лавы, игнимбриты и туфы Эдит-Ривер, субвулканические тела порфиоров, батолиты и штоки гранитоидов (от тоналитов до адамеллитов), граувакковые и аркозовые песчаники, реже конгломераты и брекчии. Возраст этих посттектонических вулканитов и гранитов — 1,8—1,7 млрд. лет, а еще более молодых долеритов —  $1688 \pm 13$  млн. лет (Rb-Sr метод).

К югу от протогeosинклинальной системы Пайн-Крик и юго-востоку от системы Кинг-Лиополд, в северо-центральной части континента среди рифейско-нижнепалеозойского чехла, под которым, возможно, скрывается архейский блок ( гипотетический блок Стёрт), снова выступают протогeosинклинальные образования, на разных участках именуемые Гранитс-Танами, Теннант-Крик и Дейвенпорт.

Складчатая зона Гранитс-Танами состоит из двух комплексов — более древнего метаморфического, коррелируемого с геосинклинальным комплексом системы Холс-Крик и относимого к интервалу 2,2—1,92 млрд. лет, и более молодого вулканоплутонического, состоящего из кислых вулканитов Маунт-Уиннекс и гипабиссальных гранитов с Rb-Sr возрастом соответственно в  $1770 \pm 15$  млн. лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705$ ) и  $1764 \pm 15$  млн. лет. Более молодые граниты имеют здесь Rb-Sr изохронный возраст 1740—1685 млн. лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709 - 0,707$ ).

Складчатая зона Теннант-Крик сложена терригенным, флишoidным комплексом Уорраунга мощностью до 5—6 км, состоящим из граувакковых и кварцевых турбидитов и глинистых сланцев. Складчатость линейная (от умеренной до интенсивной), развит кливаж. Имеются многочисленные штоки гранитоидов и кислые вулканиты. Возраст комплекса оценивается по вулканитам (U-Pb датировки цирконов) около 1870 млн. лет, т. е. примерно одинаково с комплексом Пайн-Крик. Первая эпоха гранитообразования датируется близкими цифрами:  $1869 \pm 20$  и  $1846 \pm 8$  млн. лет (U-Pb метод по циркону), а более поздняя в 1650 млн. лет (Rb-Sr метод).

На юго-восточном фланге системы Теннант-Крик простирается складчатая зона Дейвенпорт, сложенная пестрыми песчаниками, алеволитами, глинистыми сланцами с прослоями конгломератов, а в верхах вулканитов (от основных до кислых). Мощность более 6 км. Эта вулканогенная моласса — серия Хатчес-Крик залегает несогласно на серии Уорраунга, смята в узкие линейные складки и прорвана мелкими штоками калиевых гранитов и кварцевых порфиров с возрастом 1,8—1,7 млрд. лет.

Раннепротерозойские образования выступают еще к северо-востоку от зоны Теннант-Крик в поднятии Мёрфи. Это метаморфиты, вулканиты и граниты с возрастом около 1,87—1,85 млрд. лет. Они перекрываются платформенным чехлом бассейна (синеклизы) Мак-Артур, низы которого по глаукониту могут достигать возраста 1,8 млрд. лет, как и в бассейне Кимберли.

К югу от поднятия Мёрфи и к востоку от зоны Теннант-Крик в меридиональном направлении простирается складчатая система Маунт-Айза, начавшая свое развитие в раннем протерозое и закончившая его в раннем рифее. Нижнепротерозойские образования, представленные метаморфизованными до амфиболитовой фации кислыми вулканитами и батолитами и штоками гранитоидов, выступают в протяженном (около 300 км) горстовом поднятии Калкадун-Лейнхардт, разделяющем раннепротерозойскую интракратонную геосинклиналь на два прогиба — западный и восточный. Этот метаморфический комплекс имеет сложное строение, и в нем обнаружены парагнейсы с возрастом 2,1—1,9 млрд. лет с обломочными цирконами, датированными в 2,55—2,3 млрд. лет. Наиболее древние вулканиты Лейнхардт имеют возраст 1870—1850 млн. лет, более молодые —  $1720 \pm 7$ ;  $1678 \pm 6$  млн. лет, а туфы —  $1670 \pm 19$  млн. лет (U-Pb метод по циркону). Имеются и еще более молодые, уже рифейские метаморфиты и магматиты (см. 5.1.8).

С востока система Маунт-Айза ограничивается Джорджтаунским массивом, входящим в меридиональный пояс тектоно-термальной переработки на крайнем северо-востоке Австралийского кратона. В этом массиве известны гнейсы с Sm-Nd возрастом 2200 и даже  $2490 \pm 70$  млн. лет, образованные по морским осадкам и основным вулканитам, а в более северном поднятии Коэн долериты с возрастом более 1,8 млрд. лет.

**4.1.11.3. Южная Австралия.** Наиболее крупным выступом докембрийского фундамента в этой части кратона является блок Гоулер. Основание этого выступа слагают архейские образования, метаморфизованные до гранулитовой фации (см. 3.1.8). Несогласно на них налегает нижнепротерозойский чехол, состоящий из эпиконтинентальных осадков (мощность 1,5—2,0 км) — кварцитов, доломитов, джеспилитов и основных лав. Начало накопления этого чехла определяется в 1,9 млрд. лет; в интервале 1,82 и особенно 1,68—1,6 млрд. лет он испытал несколько фаз деформаций, метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой и местами даже гранулитовой фации и внедрения гранитных интрузий. В дальнейшем, уже в раннем рифее (см. 5.1.8) на восточной окраине блока возник вулканоплутонический и молассовый пояс Гоулер-Рейндж.

Крайним восточным выступом фундамента в южной половине Австралийского кратона является блок Уильяма или Брокен-Хилл, отделенный от блока Гоулер позднерифейско-кембрийской складчатой системой Аделаида. В блоке Уильяма имеются парагнейсы и гранитогнейсы с модельными Sm-Nd возрастaми в 2,2—2,05 млрд. лет. Радиометрически установлен и ряд более молодых фаз деформаций, метаморфизма и гранитизации, начиная с 1660 и до 460 млн. лет, отражающих краевое положение блока по отношению к кратону в целом на границе с Тасманским палеозойским геосинклинальным поясом. Очевидно сходство в этом с массивом Джорджтаун-Коэн, южным продолжением которого этот блок, возможно, и является.

**4.1.11.4. Центральная Австралия — область ТТП.** В самом центре Австралии расположены два крупных поднятия докембрийского фундамента — Аранта (северное) и Масгрейв (южное), расчлененные широтным рифейско-палеозойским авлакогеном Амадиес. Оба поднятия принадлежали к весьма типично выраженной поясу многократной ТТП, выраженной полифазными деформациями, метаморфизмом, гранитизацией. Эта сложная история наиболее полно выявлена в массиве Аранта, где самые древние Sm-Nd датировки гранулитовых гнейсов равны 2015—1980 млн. лет (по другим источникам  $2070 \pm 125$  млн. лет), а самое молодое событие, датированное радиометрически — раннекарбонвая эпоха диастрофизма Алис-Спрингс, общая со смежным авлакогеном Амадиес. В промежутке установлена эпоха гранулитового метаморфизма на рубеже примерно 1800 ( $1790 \pm 35$ ) млн. лет и эпоха метаморфизма амфиболитовой фации 1,7—1,65 млрд. лет, а также внедрение гранитов между 1,77 и 1,5 млн. лет, если ограничиться раннепротерозойской историей.

Что касается блока Масгрейв, представляющего переработанный северный край эократона Гоулер, то для него наиболее древние цифры возраста пород гранулитов на юге блока составляют  $1615 \pm 170$  млн. лет; они интерпретируются как возраст метаморфизма; следовательно, сами породы могут принадлежать нижнему протерозою, как и чехол эократона Гоулер.

Блок Масгрейв находит свое юго-западное продолжение после перерыва, связанного с распространением палеогенового чехла в поясе Албани-Фрейзер, наложенном на южную часть зократона Йилгари и отделенном от него одноименной зоной разломов. Непосредственно к северу от этой зоны и отчасти к югу развиты верхнеархейские породы, а в некотором от нее удалении — нижнепротерозойские с возрастом 2,0 и 1,7 млн. лет (граниты и гнейсы [280]). Далее к югу они сменяются метаморфитами и гранитами, дающими в основном уже рифейские датировки.

Непосредственно к западу от блока Масгрейв и к востоку от блока Пилбара находится еще небольшой выступ фундамента Патерсон, по геофизическим данным связанный с этим блоком и обнаруживающий сходную историю метаморфизма и гранитизации, но лишь начиная с 1,33 млрд. лет. Однако высокие первичные стронциево-изотопные отношения позволяют предполагать, что соответствующие гнейсы могут иметь раннепротерозойский возраст [278].

Заканчивая на этом изложение данных по раннему протерозою Австралии, следует подчеркнуть одно немаловажное обстоятельство: все конкретные данные об осадконакоплении, магматизме, метаморфизме, деформациях относятся лишь ко второй половине раннего протерозоя, начиная с 1,9 млрд. лет, за исключением осадочного выполнения бассейна Хамерсли на крайнем западе.

#### 4.1.12. Антарктический кратон

На обнаженной площади этого кратона достоверных супракrustальных образований нижнего протерозоя не выявлено. Условно к этому возрастному подразделению советскими геологами [33, 34] отнесен рукерский комплекс южной части массива гор Принс-Чарльз, несогласно залегающий на архейских гранитах и слагающий линейно-складчатую зону субширотного простирания. Состоит этот комплекс из metabазитов, серицито-хлорито-кварцевых, магнетито-хлорито-кварцевых, известковых и других сланцев зеленосланцевой фации метаморфизма с мощными пачками джеспилитов. Местами на эти зеленосланцевые толщи наложен повторный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. Породы, испытавшие один или два этапа метаморфизма, вмещают дайки и силлы амфиболитов, датированных в 1000—900 млн. лет. Возможные аналоги рукерского комплекса выступают еще в хр. Шеклтон; это интенсивно дислоцированные ставролитовые и кианитовые сланцы с прослоями амфиболитов и мраморов и иногда железистых кварцитов.

Эта скудная информация показывает, что большая часть Антарктического кратона развивалась в раннем протерозое в протоплатформенном режиме. В восточной части кратона получены изотопные датировки архейских пород, указывающие на переработку в конце протерозоя (1,8 млрд. лет). И лишь в районах гор Принс-Чарльз и Шеклтон присутствуют толщи, возможно, свидетельствующие о развитии протогеосинклиналей, расчленивших этот кратон, как и остальные, на отдельные протоплатформы.

## 4.2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ, ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИХ РАЗВИТИЕ В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Итак, архейский эон закончился созданием континентальной коры на большей части, если не на всей площади современных древних платформ и отчасти за их пределами (см. рис. 22). Позднеархейская кратонизация началась еще на границе раннего и позднего архея (3,0 млрд. лет назад) и завершилась 2,7—2,5 млрд. лет назад, как об этом свидетельствует возраст наиболее древних отложений платформенного чехла, начиная с супергруппы Понгола Южной Африки. Другим очень важным свидетельством является широкое распространение роев основных даек, известных практически на всех эократонах — от Гренландии до Антарктиды (дайки Амундсен [298]). К концу архея — началу протерозоя относится и возникновение первых устойчивых разломов, например на юге Индии [199]. Это свидетельствует о том, что континентальная кора, по крайней мере в своей верхней части, заметно охладилась по сравнению с археем и стала хрупкой. Геотермический градиент раннего протерозоя оценивается в 47 °С/км, по сравнению с 54 °С/км для архея, а давление в низах коры 430 МПа против 410 МПа [220].

Уже массовое развитие даек позволяет предполагать, что начало протерозоя явилось временем господства растяжений, возможно, связанных с некоторым увеличением объема Земли вследствие фазовых превращений в мантии. Последние были стимулированы накоплением тепла под теплоизолирующим слоем континентальной коры. Пока не вполне ясно, образовывала ли эта кора сплошную оболочку Земли или всеобщее сгучивание конца архея привело к ее концентрации, возникновению сгустка сиаля в виде суперконтинента Пангея в одном полушарии и способствовало образованию первичного океана в другом полушарии. Однако ощутимые признаки становления такого океана (пра-Тихого) появляются лишь значительно позднее, в конце раннего протерозоя (см. 4.3).

За образованием даек последовала более сосредоточенная деструкция, которая привела к зарождению протогеосинклиналей, раздвигавших Пангею 0 на большое число протоплатформ, а в abortивной форме — протоавлакогенов в пределах последних, часто образующих с протогеосинклиналями тройные сочленения (см. 4.1.1). В некоторых регионах, в частности в Австралии и Африке, отчасти Индостане, протогеосинклинали возникли лишь в конце первой половины раннего протерозоя (около 2,1—1,9 млрд. лет назад), причем их возникновение совпало уже с орогенезом в первом поколении протогеосинклиналей (эбюрнейская, трансамазонская эпохи и их эквиваленты). Это показывает, что на данном рубеже уже одновременно существовали условия сжатия в одних подвижных поясах и растяжения в других, компенсируя друг дру-

га, причем сжатие, вероятно, преобладало. Условия сжатия плит сразу же сменяли режим растяжения в поясах ТТП. Но полное преобладание сжатия в пределах современных кратонов наступило в конце раннего протерозоя, когда протоплатформы оказались прочно спаянными протогеосинклинальными складчатыми системами и поясами тектоно-термальной переработки с регенерированной и нарастающей континентальной корой.

Рассмотрим теперь в отдельности основные типы раннепротерозойских структурных элементов коры и особенности их развития.

#### 4.2.1. Протоплатформы (эократоны)

Протоплатформы представляют собой округло-угловатые, большей частью изометричные блоки континентальной коры — обломки эпиархейского суперконтинента от первых сотен до более тысячи километров в поперечнике, площадью в сотни тысяч или даже первые миллионы квадратных километров. Вероятно, наиболее крупной протоплатформой является Среднесибирский эократон; возможно, с ним мог конкурировать Антарктический. В Северной Америке существовало не менее четырех протоплатформ, в Африке — четырех или пяти, в Индостане — двух или трех, в Австралии — четырех, в Южной Америке — пяти, в Восточной Европе — шести (или значительно больше). Таким образом, общее число протоплатформ превышает — возможно, существенно превышает — три десятка, а их общая площадь составляет 60 млн. км<sup>2</sup> (см. рис. 22).

Фундамент протоплатформ в основном составляют гранит-зеленокаменные области и лишь отчасти гранулитовые пояса архея. На большей части площади платформ он выступает на поверхность, на остальной перекрыт осадочно-вулканогенным чехлом.

Чехол протоплатформ слагает структуры трех видов: склоны протоплатформ, сопрягающиеся с осадочно-вулканогенным выполнением протогеосинклиналей; плоские впадины, нередко крупных размеров — протосинеклизы; грабены — протоавлакогены. Примером структуры первого типа является моноклираль группы Гурон на краю эократона оз. Верхнего и его переходе к Пеннокийской протогеосинклинали. Пример структуры второго типа — Трансваальская синеклиза, третьего типа — протоавлакоген Батерст на эократоне Слейв или Печенгско-Варзугский Балтийского щита.

В составе отложений протоплатформенного чехла присутствуют три главных типа осадочных формаций. Первый тип — сероцветная, преимущественно континентальная обломочная формация, включающая осадки аллювиальных и дельтовых равнин и озерных, отчасти мелководноморских водоемов. Эта формация обычно залегает в основании разрезов чехла. Группы Понгола, Доминион-Риф и Витватерсранд (юг Африки), сумий-сарииоли (Карелия),

низы удоканской серии и гурона относятся к данному типу. На юге Африки и в Канаде они отличаются богатой ураноносностью, а в Африке также золотоносностью. В средней части чехла преобладают мелководные морские осадки шельфовых склонов экратонов, эпиконтинентальных морей. Значительная роль в сложении этой мелководно-морской карбонатно-терригенной формации принадлежит обычно доломитам, нередко образующим мощные толщи и изобилующим строматолитами (например, в группе Трансвааль юга Африки). Другим важным типом пород являются джеспилиты, как в группе Хамерсли (Австралия), Трансвааль (юг Африки) или в гуроне (Канада). Известны здесь и углеродистые сланцы или карбонатные породы (например, шунгиты ятулия Карелии). Завершает разрезы платформенного чехла красно- или пестроцветная лагунно-континентальная крупнообломочная формация моласового типа. К этому типу принадлежат группы Матсап, Ватерберг, Соутпансберг, Умкондо (юг Африки), верхняя часть выполнения Кодаро-Удоканской впадины, содержащая медистые песчаники большого промышленного значения. Красноцветность этой формации (1,9 млрд. лет) свидетельствует о наличии свободного кислорода в атмосфере, но первые признаки этих изменений в составе атмосферы наблюдаются 2,2—2,1 млрд. лет назад. Еще раньше меняется химический состав гидросферы, о чем говорит уже массовое развитие строматолитов и появление эвапоритовых минералов — ангидрита, гипса, псевдоморфозы по которым начинают встречаться в осадках. Уже в самых низах протерозоя (Витватерсранд) отмечены также тиллиты; в интервале 2,3—2,1 млрд. лет они известны на юге Африки и в Канаде (гурон).

Разрезы протоплатформенного чехла построены крупноциклически; это отмечается и для удокания (четыре цикла), и для карелия (пять циклов), и для трансваальского разреза, причем эта цикличность сочетается с общей регрессивной направленностью, выражающейся в увеличении роли крупнообломочных пород к концу раннего протерозоя.

Помимо осадочных пород, в строении протоплатформенных чехлов нередко существенное участие принимают вулканы, иногда образующие самостоятельные многокилометровые толщи (например, Вентерсдорп юга Африки или Фортескую в Западной Австралии). Среди вулканитов преобладают континентальные толеитовые базальты; кроме них встречаются пикриты (Карелия) и кислые лавы (юг Африки, Карелия), появление которых создает бимодальную ассоциацию. Вулканизм в некоторых районах отчетливо связан с разломной тектоникой, например в Карелии (ятулий, суйсарий) или на юге Африки, где она предшествовала вентерсдорпскому вулканизму.

Интрузивный магматизм чаще всего выражен в форме даек, силлов и штоков габбро-диабазов, габбро-долеритов, габбро-анортозитов, но местами наблюдаются и крупные расслоенные плутоны, замечательными примерами которых являются такие лополиты, как Бушвельдский, Кодаро-Кеменский, Садбери. Граниты Ко-

даро-Кеменского лополита (1,9 млрд. лет) относятся уже к типу рапакиви, получившему наибольшее распространение на границе раннего и позднего протерозоя.

Достаточно характерным явлением, связанным с ремобилизацией архейской сиалической коры, служит образование окаймленных гранитогнейсовых куполов. Такие купола осложняют строение чехла в Кодаро-Удоканской и Трансваальской впадинах, во впадине Хамерсли в Австралии.

Мощность осадочно-вулканического чехла достигает 10—12 км и более (до 20 км), и эта цифра может показаться значительной, если не учитывать огромной продолжительности раннего протерозоя — почти 1 млрд. лет, что дает среднюю скорость накопления осадков менее 10 м за 1 млн. лет.

Крупные впадины в пределах протоплатформы: Кодаро-Удоканская в Сибири, Трансваальская на юге Африки, Хамерсли (Нааллагайн) в Австралии могут быть названы протосинеклизами, хотя они и меньше по размерам (первые сотни километров), чем фанерозойские синеклизы (многие сотни или даже больше 1000 км в поперечнике). Как правило, впадины протоплатформенного чехла не наследуются аналогичными структурами «настоящего», т. е. рифей-фанерозойского чехла.

Деформированы отложения чехла неравномерно. Деформации связаны чаще всего с блоковыми подвижками фундамента, со смещениями по сдвигам, с внедрением гранитогнейсовых куполов и лополитов. Равномерно развитой региональной линейной складчатости практически не наблюдается. Дислоцированность заметно усиливается вблизи разломов, как и метаморфизм. Последний также проявлен очень неравномерно. Он достигает в пределе нижних ступеней амфиболитовой фации (в порядке исключения — даже гранулитовой), ослабевая вверх по разрезу и от периферии к центральным частям протоплатформ, а в отдельных районах и вовсе отсутствует (франсвильская серия Экваториальной Африки или верхи разреза Алданского щита).

#### 4.2.2. Протоавлакогены

Структуры типа авлакогенов были сравнительно ограниченно распространены в раннем протерозое. Среди них намечаются две разновидности: с чисто осадочным и с осадочно-вулканическим выполнением. Авлакогены Канадского щита принадлежат первому типу, Печенгско-Варзугская система и, вероятно, структура Ветреного пояса — ко второму, авлакоген Соутпансберг на юге Африки сочетает черты обоих типов. Осадочные отложения представлены в первом типе, кроме терригенных, и карбонатными (доломиты) образованиями, а во втором в основном обломочными. Вулканисты — толентовыми и субщелочными базальтами, а также пикритами (Балтийский щит); широко развиты в этом типе силлы габбро-диабазов. Дислоцированность и метаморфизм резко повышаются близ зон пограничных разломов, причем здесь наблюда-

ются и линейная складчатость, и надвиги, свидетельствующие об общем сжатии.

### 4.2.3. Протогеосинклинали

Они имеют гораздо более широкое распространение и довольно разнообразны по своему строению и развитию. Протяженность их составляет от многих сотен до нескольких тысяч километров. Трансгудзонская система прослеживается на 3000 км, ширина — сотни (обычно первые) километров. Все они заложены на эпипархейской континентальной коре в процессе рифтогенеза, но степень деструкции этой коры сильно варьировала. Один из типов протогеосинклиналей — политроговый — еще очень близок к гранит-зеленокаменным областям архея, и соответствующие структуры вполне могут также именоваться зеленокаменными поясами. Их отличия от классических архейских поясов состоят в следующем: 1) коматиты отсутствуют или редки; 2) вулканиты имеют почти исключительно бимодальный состав; 3) осадочные породы играют в разрезе значительно большую роль, чем в архейских поясах; 4) среди обломочных пород заметно больший процент принадлежит кварцевым и аркозовым разностям, по сравнению с граувакками, преобладающими в архее; 5) возрастает роль турбидитов, и многие толщи имеют флишевый облик; 6) в заметном количестве иногда присутствуют карбонаты; 7) в верхах разреза местами появляется настоящая моласса. Мощность выполнения достигает многих километров. К данному типу относятся провинция Марони-Итакаюкас Гвианского щита и Бирримская — Западной Африки.

Отложения раннепротерозойских зеленокаменных поясов, подобно архейским аналогам, сложнодислоцированы, метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой, иногда даже гранулитовой (Гвианский щит?) фациях и прорваны многочисленными плутонами гранитоидов, частью автохтонных (анатектических), частью аллохтонных (плавление архейской коры).

Геотектонические условия формирования и развития зеленокаменных поясов не нуждаются здесь в специальном анализе, поскольку это было сделано выше (см. 3.2) в отношении их архейских гомологов. Отметим лишь, что в раннем протерозое мы имеем дело почти исключительно (см. ниже) с подтипом этих поясов, который был назван для архея поясами неполного развития, с бимодальным вулканизмом, и напомним, что для этих поясов предполагалось заложение на испытавшей растяжение утоненной и переработанной континентальной коре, без разрыва ее сплошности, со сменой растяжения сжатием и некоторым поддвигом одного борта под другой на заключительной стадии развития. Последнее необходимо допустить, чтобы объяснить гранитоидный плутонизм в конце эволюции этих поясов.

Второй тип протогеосинклиналей — монотроговый — имеет наиболее широкое распространение. Он отличается

от первого типа меньшей шириной, несколько меньшей протяженностью и состоит из осевого трога с обильным, как правило, бимодальным вулканизмом, относительно глубоководными, нередко флишевого типа осадками, иногда с олистостромами (Северный Сингбум и др.), и периферических зон с накоплением мелководных отложений, в том числе нередко мощных пачек шельфовых карбонатов, иногда даже барьерных рифов (система Холс-Крик в Северной Австралии), на переходе к более глубокой части бассейна. Кстати, уже само существование таких бассейнов возможно лишь на океанской или субокеанской коре.

В данном типе четко выделяются два подтипа: с офиолитами («протоофиолитами») и без таковых, или энсиматический, или энсиалический. К первому подтипу принадлежат четыре протогеосинклинальные системы: Свекофеннская, Байкало-Витимская, Северо-Сингбумская и Араваллийская (последняя несколько условно). Ко второму типу — Криворожская-Курская система и параллельные ей системы юга Русской плиты, протогеосинклинали Австралии (Гаскойн, Холс-Крик и др.), юга Африки (Намибия-Намакваленд).

Различие между этими двумя подтипами, как и в случае подтипов зеленокаменных поясов, заключается, очевидно, в степени растяжения и деструкции континентальной коры, на которой они закладываются. Присутствие офиолитов однозначно доказывает, что деструкция дошла до начала спрединга, хотя масштабы последнего, вероятно, были весьма ограниченными, близкими к красноморским.

Заключительная фаза развития протогеосинклиналей характеризуется образованием кислой, известково-щелочной вулканоплутонической ассоциации (более ранние гранитоиды натровые, более поздние калиевые), ассоциирующей с крупнообломочными образованиями молассоидного типа. Этому предшествуют интенсивные деформации и региональный метаморфизм, достигающий амфиболитовой фации.

Третий тип раннепротерозойских геосинклиналей — зональнополярный — отмечается четко выраженной поперечной зональностью и полярностью и ближе всего стоит к позднепротерозойско-фанерозойским геосинклиналям. Этот тип хорошо представлен на Канадском щите системами Уопмей, Циркумунгавской и Пенокийской. Внешняя зона этих систем (миогеосинклинальная) сложена шельфовыми осадками, обычно включая карбонаты (доломиты), отличающимися лишь значительно большей мощностью и интенсивной дислоцированностью от первоначально связанных с ними отложений склонов эократонов. Встречаются покровы толеитовых базальтов континентального типа. В эпоху заключительного орогенеза чехол внешней зоны испытывал срыв со своего континентального основания и надвигался в виде чешуй на край эократона. Центральная зона отвечает континентальному склону и подножью протогеосинклинальных бассейнов, а возможно, и их осевой части. Низы разреза зоны имеют преимущественно

глинистый состав; на этом уровне существенная роль в разрезе принадлежит также толеитовым базальтам близкого к океанскому типу, а выше появляется флиш. На орогенной стадии он сменяется молассой, которая залегает на осадках внешней зоны или даже склона протоплатформы (Уопмей). Отложения внешней зоны обычно метаморфизованы слабо; метаморфизм заметно повышается в пределах центральной зоны, которая развивается, очевидно, на коре переходного типа и в дальнейшем надвигается на внешнюю зону. Наиболее внутренняя зона образована вулканоплутоническим поясом, включающим крупные батолиты гранитоидов и наложенным на сильно переработанное древнее континентальное основание. Таким образом, складчатые системы формируются на месте протогеосинклиналей данного типа в результате коллизии блоков более древней континентальной коры — эократонов с поддвигом коры переходного типа и одного из эократонов под другой. Отсутствие офиолитов, если только оно не кажущееся, не позволяет предполагать сколько-нибудь значительное раскрытие бассейна с новообразованием океанской коры. Поэтому центральную зону нельзя считать типично эвгеосинклинальной; это, скорее, аналог более молодых мезогеосинклиналей.

Все охарактеризованные выше типы протогеосинклиналей должны были представлять собой относительно глубоководные бассейны, судя по широкому развитию флишевых или флишондных толщ, а местами олистостромов и барьерных рифов. Ширина этих бассейнов должна была в полтора раза превышать ширину образованных на их месте складчатых систем, исходя из размеров сжатия при складчато-надвиговых деформациях. Учитывая площадь, занимаемую этими структурами на современных континентах, они должны были вмещать при глубине 3 км довольно значительный объем морской воды. Этот вывод важен для некоторых последующих рассуждений (см. 4.3).

Процесс «захлопывания» протогеосинклиналей, скупивания их осадочно-вулканогенного выполнения, его метаморфизма и гранитизации должны были быть следствием субдукции коры океанского или субокеанского («переходного») типа; последняя имела, как было показано выше, неизмеримо большее распространение. Однако признанию раннепротерозойской субдукции противоречит факт большой редкости в раннем протерозое непрерывно-дифференцированных известково-щелочных вулканических серий, которые считаются типичными продуктами субдукции океанской коры, а также полное отсутствие проявлений метаморфизма низких температур и высоких давлений, типичных для фанерозойских зон Беньофа. Правда, эти аргументы имеют лишь относительное значение: в ряде районов (Канадский щит — ороген Уопмей, зона Ла-Ронж в провинции Черчилл, Пенокийский ороген; Лофотенские о-ва у побережья Норвегии) известны известково-щелочные серии, в других нет вулканитов среднего состава, но обильны гранитоиды (Лабрадорская система). Роль глаукофановых сланцев в раннем протерозое в условиях более высокого теплового потока могли играть

кианитовые сланцы, тем более что зоны субдукции должны были быть менее глубокими и, следовательно, давления не столь высокими, а активность Na-флюидов, которой придают большое значение советские исследователи (А. А. Маракушев), — более значительной (меньшая истощенность верхней мантии).

Тем не менее с указанными фактами (редкость андезитов, отсутствие глаукофановых сланцев) следует считаться и искать их объяснение. Одно из них было предложено А. Хайнсом [236] и заключается в следующем. Поскольку астеносфера обдала в раннем протерозое температурой на 100 °С выше, чем современная, литосфера (тектосфера по Т. Джордану) быстро теряла свою плавучесть и подвергалась субдукции в более молодом возрасте (60—75 млн. лет), а летучие удалялись уже близ желоба, что препятствовало магмообразованию. Эта гипотеза нам представляется несколько искусственной; она не учитывает, что кислые магмы все же продуцировались в изобилии на заключительной стадии развития протогейсинклиналей. Причина редкости вулканитов среднего состава заключается скорее в энсиальности большей части протогейсинклиналей с плавлением больших масс архейско-катархейской континентальной коры. Последнее подтверждается преобладанием высоких стронциево-изотопных соотношений в раннепротерозойских кислых вулканитах и гранитах, хотя встречаются и более низкие соотношения, указывающие на некоторое поступление ювенильной магмы из мантии.

В целом в раннем протерозое господствовала начальная форма тектоники плит с рассредоточенным и ограниченным по масштабу в каждой из подвижных зон проявлением спрединга и субдукции. Вместе с тем благодаря большому числу таких зон суммарный, глобальный эффект этих процессов мог быть не меньшим, а даже большим, чем в неогце, и это (в частности, рассредоточенный спрединг) обеспечивало теплотерю Земли, эквивалентную ее более высокому, чем современный, тепловому потоку. Тем самым не требуется особенно высокой скорости спрединга, которому, как указал А. Крёнер [281], противоречат данные палеомagnetизма, а также некоторые геологические данные.

#### 4.2.4. Пояса тектоно-термальной переработки (ТТП)

Эти пояса встречаются практически на всех континентах. Первое их появление относится еще к позднему архею (классический пример — пояс Лимпопо), а расцвет — к позднему протерозою (риффею). Ранний протерозой занимает в этом отношении промежуточное место.

Среди раннепротерозойских поясов ТТП можно различить три подтипа. Одни из них начали и закончили свое развитие в раннем протерозое; к ним относятся Лапландско-Беломорский и Становой пояса; фрагмент такого пояса намечается в Восточной Антарктиде. Другие пояса продолжали активно развиваться в позднем протерозое.

розое; таковы австралийские пояса, пояс Внутренней Монголии — Ляонина, Атлантический пояс Бразилии. Оба эти подтипа сложены архейским материалом, первично метаморфизованным от зеленосланцевой (б. зеленокаменные пояса) до гранулитовой фации. В Беломорском и Становом поясах «гранулитовый» архей был ретроформизован в раннем протерозое в амфиболитовой фации и интенсивно гранитизирован; возможно, источником воды послужили пододвинутые в процессе коровой субдукции супракрустальные толщи архея. В Лапландском, гранулитовом сегменте Лапландско-Беломорского пояса прогрессивный гранулитовый метаморфизм высоких давлений датирован ранним протерозоем, но, может быть, ему предшествовал аналогичный архейский метаморфизм умеренных давлений. Пояса второго подтипа также обнаруживают метаморфизм гранулитовой фации раннепротерозойского или даже более молодого (Австралия) возраста.

Третий подтип раннепротерозойских поясов ТТП приходится выделять условно. Пояса этого подтипа сложены архейским и даже катархейским субстратом, раннепротерозойские супракрустальные толщи в их пределах отсутствуют, а радиометрические датировки указывают лишь на позднепротерозойскую активность. Поэтому остается неясным, что происходило на месте этих поясов в раннем протерозое — скорее всего, умеренное воздымание. Пример этого подтипа поясов ТТП — Восточно-Гатский пояс п-ва Индостан, где основная эпоха тектоно-термальной переработки наступила 1,6—1,5 млрд. лет назад.

В каких геодинамических условиях развивались пояса ТТП? Три элемента достаточно очевидны: высокий тепловой поток, тангенциальное сжатие и активное воздымание; последнее, впрочем, могло иметь место лишь в заключительную фазу их развития (например, в случае Беломорья). Сжатие доказывается надвиганием поясов ТТП на смежные гранит-зеленокаменные области архея или, вернее, подвигом последних под зоны ТТП (подвиг Карельского мегаблока под Лапландско-Беломорский пояс, Алданского мегаблока под Становой), в других случаях на их границе преобладают сдвиговые перемещения (блок Масгрейв и пояс Албани-Фрейзер). В пределах более древних, позднеархейских ТТП в раннем протерозое могло происходить уже рифтообразование — пример этого представляет образование рифта Соутпансберг в поясе Лимпопо.

### **4.3. КОНЕЦ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ — ОБЩАЯ КРАТОНИЗАЦИЯ И ВОЗНИКНОВЕНИЕ СУПЕРКОНТИНЕНТА ПАНГЕЯ I**

Развитие раннепротерозойских протогеосинклиналией завершилось в основном к 1,8—1,75 млрд. лет назад и с этого времени на площади современных древних платформ и их миогеосинклинального обрамления установился континентальный режим с широко-

проявленным наземным вулканизмом и своеобразным габбро-анортозит-рапакиви, иногда гранитным плутонизмом. Этот магматизм охватывает период 1,8—1,6 млрд. лет, переходный от раннего к позднему протерозою, местами продолжаясь до 1,5 и даже 1,4 млрд. лет; он заслуживает специального рассмотрения.

#### 4.3.1. Северо-Американский кратон

На северо-западной окраине Канадского щита, в районе оз. Большого Медвежьего в заключительную стадию развития протогеосинклинали Уопмей возник краевой, андского типа, вулканоплутонический пояс с образованием игнимбригов среднего состава и мантийных гранитных плутонов с возрастом 1,87—1,86 млрд. лет; чуть позднее (1,86—1,85 млрд. лет) появляются калиевые граниты (данные П. Хоффмана и др.).

Другая протогеосинклинали, к югу от архейского эократона Вайоминг, завершила свое развитие образованием вулканической дуги с известково-щелочным магматизмом к 1,7 млрд. лет. Вслед за этим южнее и юго-восточнее был сформирован вулканоплутонический пояс, датируемый в 1,6 млрд. лет. Аналогичная картина наблюдалась в южном обрамлении эократона Сьюпириор (оз. Верхнего), где на месте внутренних зон Пенокийской протогеосинклинали возникла вулканическая дуга с возрастом 1,9—1,8 млрд. лет. К югу от нее, в районе оз. Мичиган известны кислые вулканиты с возрастом 1,76 млрд. лет, а в шт. Висконсин плутон гранитов-рапакиви и небольшие тела анортозитов, датированные в 1,5 млрд. лет. В более южных районах Мидконтинента (США), по данным бурения, широко распространен чехол кислых наземных вулканитов, прорванный эпизональными гранитными плутонами, датируемыми в 1,5—1,35 (1,5—1,45) млрд. лет.

#### 4.3.2. Восточно-Европейский кратон

На северо-западной окраине Балтийского щита на смену свекофеннским гранитоидам с возрастом до 1,75 млрд. лет приходят известково-щелочные кислые вулканиты, в том числе обильные игнимбриты и комагматичные им плутоны гранитоидов, до батолитовых размеров, образующие Транскандинавский вулканоплутонический пояс северо-северо-западного простирания, с продолжением под каледонидами, наилучше выраженный в центральной части Швеции (Смоланд-Верmland). Развитие этого пояса продолжалось на юге до 1,63 млн. лет, на севере — до 1,5 млрд. лет. Стронциево-изотопные отношения отличаются низкими значениями на юге и высокими на севере, указывая соответственно на мантийное и коровое происхождение магмы. По мнению ряда исследователей, например Я. Нистрёма [271] и М. Вилсона [329], этот пояс принадлежит к разряду краевых вулканоплутонических поясов андского типа. Однако нет признаков существования океанского бассейна ни к востоку, ни к западу от данного пояса. Воз-

можно, потому, что этот пояс отмечает шов на месте окончательного закрытия Свекофеннского протогеосинклинального бассейна. Полное решение вопроса о природе данного пояса связано с выяснением истории смежной с запада области Свеконоргид, для которой появляются данные о гранулитовом метаморфизме на близком рубеже 1,5 млрд. лет.

На уровне 1550( $\pm 100$ ) млн. лет в Швеции происходит резкое изменение тектонического режима — сжатие сменяется растяжением [328]. Примерно в той же полосе, что и более древний вулканоплутонический пояс, а также в широтной полосе западнее Стокгольма внедряются рои основных даек. Севернее образуются небольшие плутоны габбро и гранитов-рапакиви.

В эпоху 1,65—1,55 млрд. лет гораздо более крупные массивы габбро-анортозитов и гранитов рапакиви формируются южнее, на юге Финляндии и Карелии (Выборг, Салма), в Прибалтике (Рижский плутон) и на северо-востоке Польши, Украине (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны), отмечая собой высокую магматическую активность всей западной периферии Восточно-Европейского кратона. Западнее границы кратона, во всей Центральной и Западной Европе не известно выходов соответствующих по возрасту пород и поэтому тектоническая обстановка этого магматизма и причина его приуроченности к западной окраине кратона пока не выяснены. Можно лишь предполагать некоторую связь с последующим (?) заложением Средиземноморского геосинклинального пояса.

### 4.3.3. Сибирский кратон

Наиболее яркое проявление магматической активности рассматриваемой эпохи Северо-Байкальский (Акитканский) вулканоплутонический и молассоидный пояс в Прибайкалье (см. 4.1.3); его образование происходило в интервале  $1700 \pm 100$ — $1630 \pm 40$  млн. лет. Возможным аналогом акитканской серии в Средневитимской горной стране является, по В. С. Федоровскому, падринская серия, представляющая вулканогенную молассу с бимодальным вулканизмом.

На востоке Алданского щита магматизм данной эпохи выразился в образовании щелочных гранитоидов с возрастом 1,66 млрд. лет.

### 4.3.4. Урало-Охотский пояс

В этом поясе достаточно широким развитием характерной для рассматриваемой эпохи кислой вулканоплутонической ассоциации отличаются Казахстанско-Северо-Тяньшанский и Балхашский микроконтиненты. В Улытау это майтубинская и жийдинская серии, в Актау-Моинтинском поднятии — верхнеатасуйская серия, в Терской-Ала-Тоо — карасазская свита. Для них типично преобладание

порфиридов, образованных по лавам, туфам и игнимбритами риолитового состава. Вулканы прослоены мощными пачками обломочных пород преимущественно кварцевого состава. С ними тесно связаны гранитогнейсы с возрастом 1,8—1,7 млрд. лет [39, 40, 49]. Но подобный же магматизм продолжался здесь и в раннем рифее (см. 5.3.5).

#### 4.3.5. Китайско-Корейский кратон

Кратонизация здесь завершилась в интервале 2,0—1,7 млрд. лет двумя фазами люлянского тектогенеза — главной на уровне 1,8, заключительной — 1,7 млрд. лет [260, 323]. За этим последовало внедрение плутонов анортозитов-рапакиви вдоль северной периферии кратона с возрастными 1638, 1624, 1433 млн. лет, предваряющих рифейское рифтообразование в этой полосе, а также обширных (до 150×100 км) роев долеритовых даек в более южных районах.

#### 4.3.6. Южно-Американский кратон

Этот кратон, особенно его северо-западная часть, явился ареной интенсивной магматической деятельности в конце раннего протерозоя. В эту эпоху в западной части Гвианского щита и в западно-центральной части Центрально-Бразильского щита, которые в эту эпоху составляли единый Амазонский кратон, образовался мощный вулканоплутонический пояс Риу-Негру — Журуэна северо-западно-юго-восточного простирания. Время его развития оценивается интервалом 1,75—1,5 млрд. лет; главные породы — граниты и гранодиориты. На Гвианском щите эпоха кратонизации начинается с кислых вулканитов Уатума известково-щелочного (от андезитов до риолитов) и щелочного (от трахитов до щелочных риолитов) рядов. Гранитоиды представлены гранитами, гранофирами, адамеллитами, гранодиоритами с возрастом 1,9—1,7 млрд. лет (Rb-Sr и K-Ar методы) с высокими стронциево-изотопными отношениями, свидетельствующими о коровом происхождении пород. Более молодой является обломочная группа Рораима и ее аналог Урупи; их возраст определен в 1,75—1,65 млрд. лет. Затем последовало внедрение сначала основных, а далее гранитных интрузий, в частности гранитов Паргуаса с возрастом 1,55—1,45 млрд. лет. Опять-таки, по аналогии с Балтийским щитом, остается неизвестным, что мог окаймлять пояс Риу-Негру — Журуэна.

#### 4.3.7. Африканский кратон

В северной половине кратона наиболее крупное поле кислых вулканитов и гранитов конца раннего протерозоя расположено в восточной части Регибатского массива. Нижним членом разреза осадочно-вулканоплутонической ассоциации этого возраста здесь

является серия Уэд-Сус, включающая вулканиты, в том числе игнимбриты андезит-риолитового состава, а также пачки обломочных пород. Эта серия прорывается гранитами Афгут с возрастом  $1850 \pm 75$  млн. лет (Rb-Sr метод по биотиту) и перекрывается новой толщей кислых (и средних) вулканитов — Эглаб, переходящей вверх по разрезу в обломочную серию Гельб-эль-Хадид, прорванную долеритами с возрастом (Rb-Sr) около 1,6 млрд. лет.

В Экваториальной Африке кислые вулканиты и граниты близкого возраста распространены в районе стыка границ Заира, Танзании и Замбии, в пределах блока Бангвеулу, в основном по его северо-западной периферии, где намечается вулканоплутонический пояс северо-восточного простираия. Его слагают пирокластиты и игнимбриты риолитового, риодацитового, дацитового, реже андезитового состава, а также граниты; Rb-Sr возраст этих магматитов 1,83 млрд. лет. Выше залегает толща континентальных же обломочных пород Мпокорозо мощностью до 5 км.

Упомянем еще о недавнем обнаружении в крайней северо-восточной части Аравийско-Нубийского щита, в пределах Саудовской Аравии, гранодиоритов с возрастом 1,63 млрд. лет, определенным несколькими методами (U-Pb по циркону, Sm-Nd и Rb-Sr по породе). Свинцово-изотопные исследования показывают, что раннедокембрийские породы могут иметь в этой части щита значительное распространение.

#### 4.3.8. Австралийский кратон

Выше (см. 4.1.8) уже упоминалось об орогенных вулканоплутонических ассоциациях, заключавших развитие протогеосинклиналей (Пайн-Крик, Холс-Крик, Гранитс-Танами, Теннант-Крик, Маунт-Айза) и сформированных в период 1,9—1,65, но в основном 1,8—1,7 млрд. лет. Самым примечательным именно для рассматриваемого периода (1,7—1,5 млрд. лет) явилось образование вулканоплутонического пояса Гоулер-Рейндж на восточном краю эократона Гоулер в эпоху 1,58—1,45 млрд. лет. Более ранняя эпоха гранитообразования Килбан, затронувшая и центральную часть эократона и совпавшая с региональным метаморфизмом, датируется интервалом 1,68—1,6 млрд. лет. Эта эндогенная активность проявилась в форме метаморфизма в блоке Уильяма (Брокен-Хилл) 1,66—1,5 млрд. лет назад. Обращает на себя внимание, что обе структуры лежат в непосредственной близости к Тасманскому геосинклинальному поясу, начавшему свое развитие значительно позже — в позднем рифее. Однако и более внутренние районы Австралийского кратона — блоки Аранта и Масгрейв явились в это время ареной метаморфических преобразований — амфиболитовой фации в интервале 1,7—1,65 млрд. лет в блоке Аранта и гранулитовой фации в интервале 1,6—1,5 млрд. лет в блоке Масгрейв (последняя датировка считается спорной и, возможно, отвечает возрасту первичного корообразования).

#### 4.3.9. Антарктический кратон

Рассматриваемая эпоха магматизма здесь может быть представлена андезитовыми вулканитами и субвулканическими интрузиями с возрастом 1,7 млрд. лет (Rb-Sr и K-Ar методы), венчающими разрез нижнепротерозойского чехла в западной части кратона, на плоскогорье Ричер близ моря Уэдделла (см. 4.1.9). В других районах аналоги этих образований неизвестны.

#### 4.3.10. Некоторые выводы

Как видно из вышеизложенного, конец раннего протерозоя действительно характеризуется определенной общностью условий на всех континентах. К рубежу 1,7 млрд. лет исчезли практически все протогеосинклинальные бассейны, сомкнулись все эократоны и должен был возникнуть единый массив континентальной коры — суперконтинент, который логично обозначить как Пангея I, в отличие от более поздней, вегенеровской Пангеи II. По данным палеомагнетизма [277], такой протоконтинент мог образоваться еще в конце архея, 2,7 млрд. лет назад (Пангея 0), но в течение раннего протерозоя он испытал деструкцию с распадом на отдельные глыбы — протоплатформы, в раздвиге между которыми возникли протогеосинклинали на коре субокеанского («переходного») или даже океанского типа. Однако единство траектории кажущегося блуждания полюса, полученной по палеомагнитным данным, показывает, что масштаб раздвига не мог превышать 1000—2000 км и что при закрытии палеоокеанских (микроокеанских) бассейнов их борта должны были возвращаться примерно в доспрединговое положение. Как было показано выше, геологические данные не противоречат, а, скорее, согласуются с этими представлениями, так же как и некоторые геофизические соображения (субдукция молодой океанской коры благодаря пониженной вязкости астеносферы).

Следует вместе с тем отметить, что представление о едином, начиная с конца архея, протоконтиненте разделяется далеко не всеми палеомагнитологами. Приводятся, в частности, данные (М. Макэлхيني и др.), указывающие на дифференциальные движения в протерозое между Лаврентией, Африкой (+Южная Америка?) и Австралией. Но как бы то ни было, масштаб этих движений оказывается ограниченным.

Осушение подавляющей части морских бассейнов в конце раннего протерозоя, вмещавших, как было показано выше, значительный объем воды, ставит вопрос об уходе этой воды за пределы современного континентального полушария, т. е. о существовании (образовании?) уже в это время наряду с Пангеей Панталассы, прообраза будущего Тихого океана. Л. И. Салоп [110] полагает, что подобные осушения происходили неоднократно, начиная уже с конца катархея, а именно: на рубежах катархея и архея, ран-

него и позднего архея, архея и протерозоя. Приходится, однако, отметить, что достаточные основания для таких заключений отсутствуют, ибо нет свидетельств одновременной ликвидации всех морских бассейнов на этих рубежах. Более того, имеются данные, указывающие на преемственность таких бассейнов между ранним и поздним археем, археем и протерозоем. Реальные доказательства общего осушения появляются лишь для конца раннего протерозоя. Этим определяется минимальный возраст Панталассы (Панцифика). Он подтверждается появлением первых вулканоплутонических поясов, могущих рассматриваться как краевые — Медвежий в орогене Уопмей на северо-западе Канадского щита, восточно-австралийские пояса от п-ова Йорк до западного побережья залива Спенсер, а также, уже в раннем рифее, первого офиолитового пояса в Юго-Восточном Китае [338].

Таким образом, можно полагать, что к концу раннего протерозоя завершилась поляризация земной поверхности, коры и литосферы на континентальный и океанский сегменты. Произошло это вследствие спаивания, агглютинации континентальных массивов (протократонов, протоплатформ) вдоль протогеосинклинальных швов в единый суперконтинент. Но по крайней мере теоретически Панталасса могла возникнуть и раньше. Важнейшим косвенным доказательством этого служит аналогия с другими планетами земной группы и Луной, также обнаруживающими характерную диссимметрию с разделением на «океанское» и континентальное полушария. Подобное сопоставление показывает, что максимальный возраст Панталассы может достигать 4,0 млрд. лет и более. Но каков же в этом случае механизм, обусловивший разделение коры (и литосферы) на два разнотипных сегмента? Один из них, как было отмечено выше (см. 1.1), был предложен В. Эльзасером, указавшим на возможность диссимметричного «стекания» мантийного железа в ядро и соответственно формирования ядра, обусловленного гравитационным влиянием близкой еще тогда Луны.

Реальность этого процесса сильно подорвана, однако, современными представлениями об образовании ядра уже в результате гетерогенной аккреции. Другой механизм может основываться на предположении о преимущественной метеоритной бомбардировке одного из полушарий или на падении на одну сторону Земли особенно крупного астероида, вызвавшего именно на этой стороне образование огромного очага плавления («магматического океана») и начало энергичной дифференциации верхней мантии, приведшей в конечном счете к формированию именно здесь первых ядер разрастания континентальной коры.

Возможно и другое, что именно падение такого астероида послужило причиной возникновения впадины Тихого океана. В последнее время с подобной катастрофой стали связывать образование Луны (за счет выброса материала за предел Роша). Это фактически новый вариант гипотезы Дж. Дарвина—Пикеринга.

Можно думать, что поздний архей явился существенным этапом на пути становления диссимметрии Земли. В это время (3,0—2,7 млрд. лет назад) происходило особенно энергичное скупивание континентальной коры, с ее стягиванием в будущее континентальное полушарие, глубоким метаморфизмом и гранитизацией. На другой стороне Земли могли активизироваться интенсивные восходящие конвективные течения, которые с того времени препятствовали возникновению здесь сколько-нибудь устойчивых континентальных масс (по построениям Л. П. Зоненшайна для палеозоя и общепринятым более поздним реконструкциям).

#### Глава 5

### РАННИЙ РИФЕЙ: НОВЫЙ ЭТАП ДЕСТРУКЦИИ И НАЧАЛО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПАНГЕИ

#### 5.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

##### 5.1.1. Северо-Американский кратен

После завершения гудзонского диастрофизма стабилизированная территория Северной Америки была в основном приподнята, но в отдельных регионах накапливался платформенный чехол, развивались авлакогены, продолжалось начавшееся еще в конце раннего протерозоя формирование кислых вулканоплутонических ассоциаций, происходила тектоно-термальная переработка (ТТП) фундамента.

**5.1.1.1. Канадский щит.** Типичные несметаморфизованные платформенные отложения распространены на северо-западе Канадского щита, залегая с размывом и несогласием на гудзонских кристаллических породах, датированных около 1,7 млрд. лет (рис. 41). Карбонатно-терригенная группа Хорнби-Бей (до 2,4 км) развита в районе арктического побережья провинций Слейв и Бэр. Она прорывается диабазами с возрастом  $1400 \pm 75$  млн. лет [334]. Близкое возрастное положение занимает ее коррелятив — формация Телон в бассейне оз. Дубонт, а также кварцево-песчаниковая формация Атабаска (800 м) и доломитовая Карлсвелл (1900 м) распространенные к югу от оз. Атабаска и рвущиеся основными дайками «роя Маккензи» (1,3—1,0 млрд. лет). К нижнему рифею М. А. Семухатев относит кварциты Сиу, широко развитые в Миннесоте и соседних штатах (США), предшествующие среднерифейской серии Квино.

На юго-восточной и восточной окраинах Северной Америки в раннем рифее был сформирован огромный вулканоплутонический пояс, протягивающийся от п-ова Лабрадор до Калифорнии на расстояние около 6000 км при ширине 1000 км. Основные его компоненты — тела анортозит-сиенитов и гранитов-рапакиви размером (на поверхности) до 100 км. На отрезке от шт. Техас до западной части Огайо (1700 км) описаны почти недислоцированные риолиты, фельзиты, дациты и их туфы с возрастом 1,44—1,2 млрд. лет [145]. Формирование основной массы плутонов относится к интервалу 1,5—1,4 млрд. лет [299].

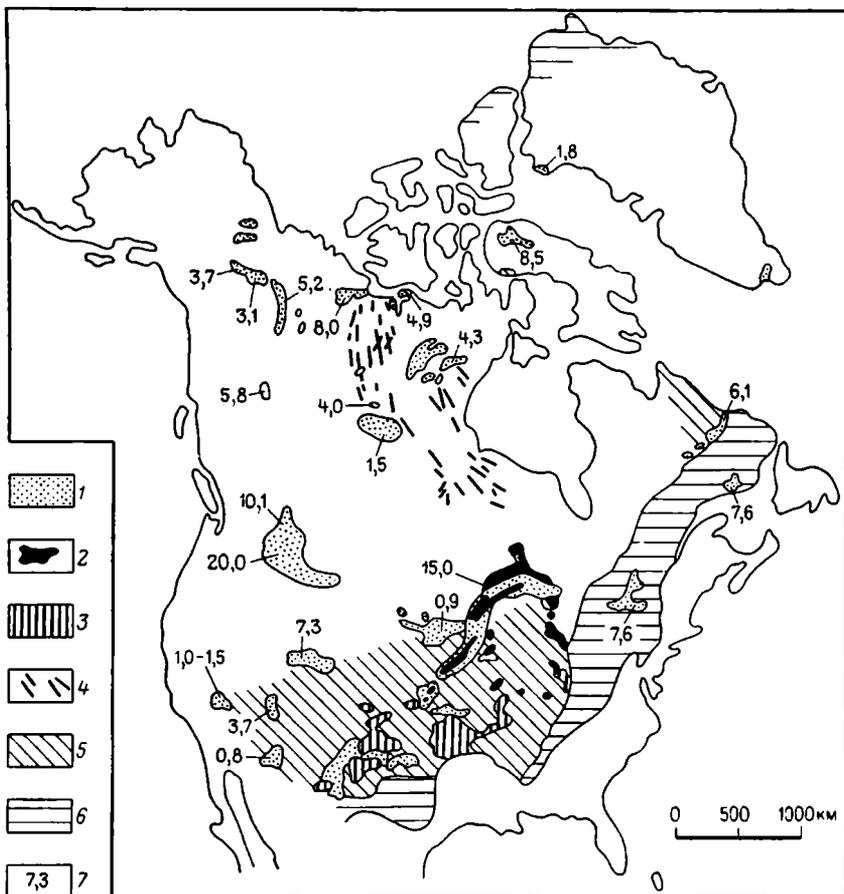


Рис. 41. Распространение докембрийских пород Северной Америки с возрастом от 1700 до 850 млн. лет (по Дж. Стюарту).

1 — осадочные породы; 2 — основные лавы и интрузивные породы; 3 — риолитовые туфы, лавы и граниты; 4 — диабазовые дайки; 5 — эльсонская переработка 1,5—1,3 млрд. лет; 6 — гренвилльская орогения — 1000 млн. лет; 7 — мощность в километрах

Непосредственно северо-восточнее области распространения вулканоплутонических ассоциаций находится обширная зона эльсонской ТТП фундамента, охватывающая смежную часть Мидконтинента, юг Скалистых гор и Канадского щита. Переработка выразилась во внедрении многочисленных гранитоидов с возрастом 1,45—1,35 млрд. лет, в региональных процессах «омоложения» К-Аг и Rb-Sr систем слюд. Аналогичные события развивались в провинции Нейн на северо-востоке Канадского щита.

**5.1.1.2. Кордильеры.** Территория внешних зон нынешнего Кордильерского пояса в раннем рифее являлась частью кратона. Здесь формировались авлакогены, заполнявшиеся мощными карбо-

натно-терригенными отложениями. На северо-западе в районе гор Маккензи такой авлакоген сложен супергруппой Верник, нижняя часть которой эквивалентна вышеописанной группе Хорнби-Бей [334] и, следовательно, может быть отнесена к нижнему рифею.

В центральной части Скалистых гор находится раннерифейский авлакоген Белт-Перселл [303], выполненный мощной толщей (12 км) песчано-глинистых отложений с известняками и доломитами — надсерией Белт, залегающей несогласно на фундаменте с возрастом 1,7 млрд. лет. В разрезе надсерии выделяются два крупных осадочных ритма (серии Доравалли-Равалли и Пиган-Мизула) от более глубоководных и карбонатных отложений до мелководных и пестроцветных.

Ранее основная часть надсерии Белт относилась к среднему рифею, однако в последнее время установлено прорывание ее силами с возрастом (U-Pb) —  $1433 \pm 10$  млн. лет. Существует мнение, что весь разрез надсерии Белт не моложе 1,25 млрд. лет [202], следовательно, период ее главного накопления — ранний рифей. Отложения надсерии смяты в пологие складки, осложненные надыгами и взбросами.

### 5.1.2. Восточно-Европейский кратон

Ранний рифей отмечен готской переработкой Балтийского щита и заложением ряда авлакогенов в районе нынешней Русской плиты.

**5.1.2.1. Балтийский щит.** В юго-западной части щита в интервале 1450—1400 млн. лет проявилась фаза магматизма и метаморфизма, отмеченная внедрением щелочных гранитов типа Лане, метаморфизмом до гранулитовой фации и ультраметаморфизмом, приведшим к образованию чарнокитов. Этой фазе соответствует также внедрение сложных рапакивиобразных массивов типа Рагунда-Нордлинго в более кратонизированных участках щита. Эти магматические процессы продолжают линию формирования плутонов, начавшихся внедрением гранитов Смоланд около 1,7—1,6 млрд. лет [31].

На юго-восточном склоне Балтийского щита происходит заложение Ладожского авлакогена. Нижнему рифею в его разрезе соответствуют приозерская и салминская свиты (405 м) красноцветных песчаников, конгломератов, перекрытых базальтами с возрастом 1,35 и 1,5 млрд. лет.

**5.1.2.2. Территория скрытая под чехлом Русской плиты.** К раннему рифею относится заложение некоторых авлакогенов Восточно-Европейской платформы (рис. 42). В Пачелмском авлакогене нижнерифейские отложения представлены красноцветными конгломератами и песчаниками каверинской серии (до 970 м); в Павлово-Посадском — раменской серией красноцветных песчаников, аргиллитов и алевролитов (более 1,5 км); в Оршанском — рогачевской серией (240 м); в Крестецком — нижней частью одноименной сви-

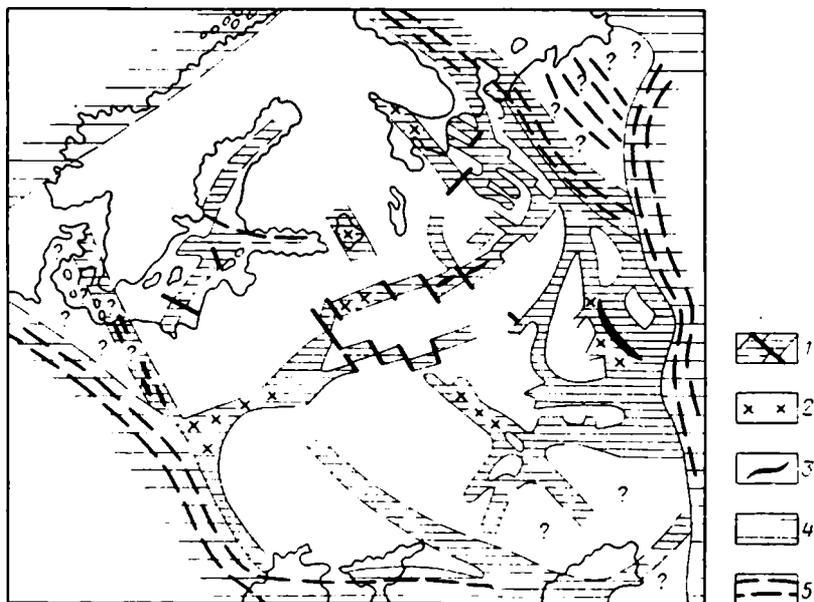


Рис. 42. Рифейские авлакогены Восточно-Европейской платформы (по Е. Е. Милановскому).

1 — авлакогены; 2 — проявления рифейского и ранневендского магматизма; 3 — инверсионные поднятия в авлакогенах; 4 — позднепротерозойские геосинклинали области; 5 — байкальские складчатые деформации

ты, содержащей пластовую интрузию габбро-диабазов с изотопным возрастом 1,35 млрд. лет\*. По данным Е. М. Аксенова и др. [1], нижний рифей присутствует в пределах Камско-Бельского и Абдуллинского авлакогенов.

### 5.1.3. Доуралиды

Работами С. Н. Иванова [52] и Ф. А. Курбачкой [68] показана рифтогенная природа трога существовавшего на месте Среднего и Южного Урала в рифее, его энсинальный характер. На Южном Урале, в Башкирском антиклинории находится стратотипический разрез нижнего рифея (бурзяния). Бурзянская серия расчленяется на три свиты (снизу вверх): айскую (1700—2200 м) — конгломераты, кварцито-песчаники, сланцы, основные эффузивы; саткинскую (2000—2400 м) — доломиты, углистые сланцы, известняки, мергели; бакальскую (1350 м) — углисто-глинистые сланцы, доломиты. Эта серия с крупным несогласием залегает на гнейсах тараташского комплекса и прорывающих их гранитов с возрастом 1625—1590 млн. лет (Rb-Sr). Саткинская свита прорывается гра-

\* По данным Сыктывкарского Межведомственного совещания по верхнему докембрию Европейского Севера СССР (1983 г.).— В кн.: Верхний докембрий Европейского Севера СССР, 1986.

нитами-рапакиви, имеющими датировки  $1348 \pm 13$  млн. лет (Rb-Sr) и  $1355 \pm 5$  млн. лет (U-Pb). Эти данные показывают, что возраст бурзянской серии определяется в пределах  $1650 \pm 50 - 1350 \pm 50$  млн. лет [55]. В ней хорошо изучен комплекс строматолитов и микрофоссилий [119].

Присутствие нижнего рифея на Среднем Урале проблематично. В Приполярном и Полярном Урале к нижнерифейскому уровню относятся маньхобенская и шокурьинская свиты (до 1,6 км) кварцитов, песчаников, амфиболитов.

#### 5.1.4. Казахстанско-Тяньшанская складчатая область

Взгляды на позднедокембрийскую эволюцию региона довольно противоречивы. Так, Ю. А. Зайцев [49] допускает значительную роль унаследованности геосинклинальных прогибов рифея от раннепротерозойских прогибов. М. К. Аполлонов и др. [102] считают, что в рифее произошло раскалывание, деструкция полностью консолидированной дорифейской суперплатформы. Как бы то ни было, с некоторой долей условности уже для раннего рифея в регионе вырисовывается вполне определенная палеотектоническая обстановка — существование дугообразно вытянутых геосинклинальных прогибов, разделенных массивами раннедокембрийской консолидации. Положение этих прогибов и массивов на существующих схемах различных авторов отличается в деталях, но общая картина сохраняется. По Ю. А. Зайцеву [49], в это время существовали крупные Улытауско-Терскойская и Убоганско-Восточно-Казахстанская геосинклинальные системы и ряд менее крупных зон, разделенных Балхашским, Кокчетавско-Ниязским, Южно-Тургайским, Сырдарьинским и другими массивами (рис. 43). Исседонский, ранне-среднерифейский комплекс, выполняющий эти геосинклинальные зоны, приобретал черты то многогеосинклинального, то эвгеосинклинального. Терригенно-карбонатный разрез распространен на западе Киргизского хребта, в хребтах Ичкелетау, Таласском, в Каратау-Таласской зоне. Здесь он достигает мощности 4–7 км (карабуренская свита, ичкелетауская серия и др.).

Эвгеосинклинальный тип разреза — порфиронды, базальты, рiolиты, джеспилиты, конгломераты, известняки, туфы, сланцы, кварциты — представлен боздакской серией Улытау и Сарысу-Тенизского водораздела (3,5 км), сарыбулакской Киргизско-Терской зоны и др. По определениям А. А. Краснобаева  $\alpha$ -свинцовым методом, обломочные цирконы из порфирондов боздакской серии имеют возраст  $1475 \pm 150$  млн. лет.

#### 5.1.5. Алтае-Саянская складчатая область

Как и в других регионах Сибири, рассматриваемая территория в позднем докембрии служила ареной деструкции, раздробления огромного палеократона, являвшегося частью Пангеи (рис. 44). Этот процесс многие исследователи относят к раннему рифею.

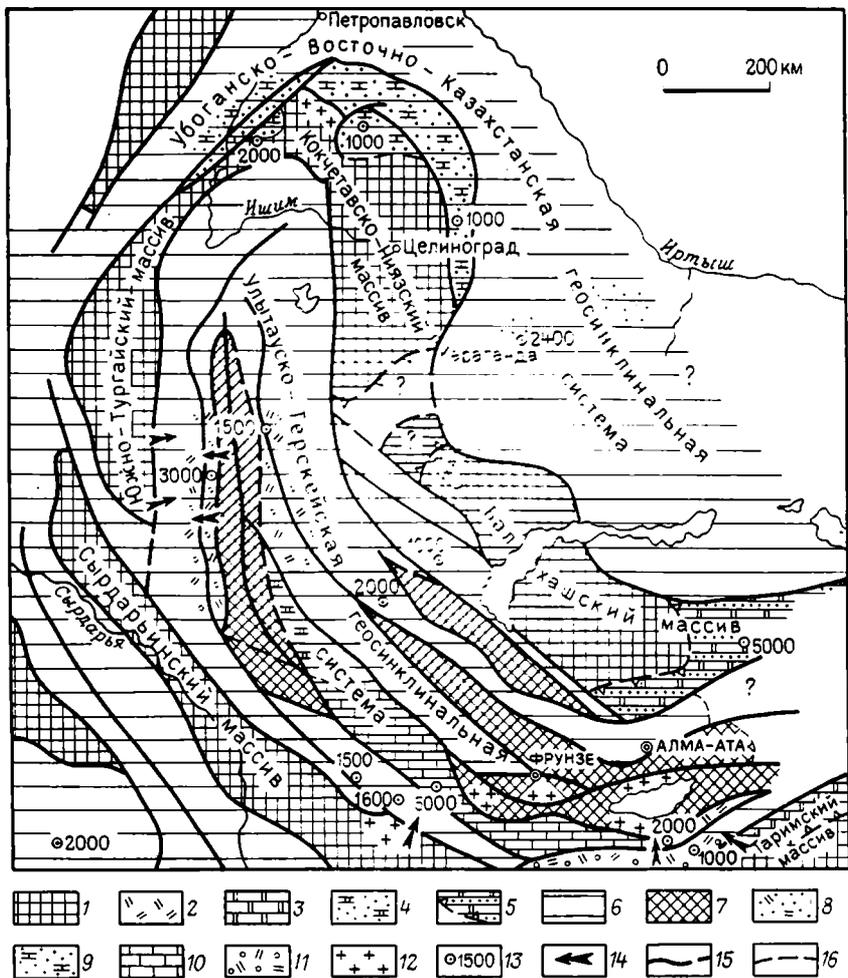


Рис. 43. Палеотектоническая схема пседонского этапа Казахстанско-Тяньшанской геосинклинали (до рубежа  $1100 \pm 50$  млн. лет). По Ю. А. Зайцеву.

1 — остаточные срединные массивы; 2—5 — прогибы, наложенные на срединные массивы и заполненные (2 — риолито-порфирондными сериями, 3 — карбонатной формацией, 4 — карбонатно-терригенно-сланцевой, 5 — кварцито-сланцевой и карбонатной); 6 — геосинклинальные прогибы; 7 — геоантиклинальные поднятия; 8—11 геосинклинальные формации (8 — риолито-порфирондно-сланцевая, 9 — песчаниковая и карбонатно-сланцевая, 10 — карбонатно- и песчаниково-карбонатная, 11 — риолито-порфирондная и порфирондно-порфиронитовидная конгломератные); 12 — участки гранитизации; 13 — мощность (в м); 14 — направление сноса обломочного материала; 15 — глубинные разломы; 16 — предполагаемые границы

Однако более определенно это можно утверждать лишь в отношении Восточного и Западного Саяна. Раннерифейский возраст кувайской и чатырлинской серий, распространенных в Инжигейской зоне вдоль главного Саянского разлома и джебашской серии Западного Саяна, доказывается датировкой органических ос-

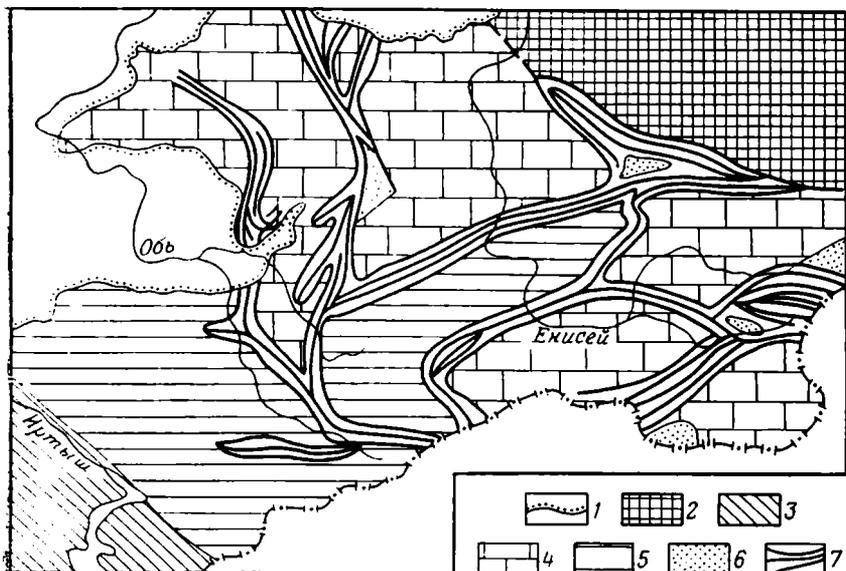


Рис. 44. Схема структуры верхнего докембрия Алтае-Саянской области (по Ч. Б. Борукаеву).

1 — граница чехла Западно-Сибирской плиты; 2 — Сибирская платформа; 3 — Обь-Зайсанская зона; 4 — карбонатные толщи; 5 — глинистые отложения; 6 — выходы дорифейских толщ на поверхность; 7 — офиолитовые зоны

татков. Кроме того, кувайская серия располагается ниже карагаской серии, возможно, относящейся к среднему рифею, и сложена мощной (6—10 км) вулканогенно-осадочной толщей с телами габброндов и альпинотипных гипербазитов. К аналогичному типу, вероятно, относится прогиб севернее Тункинской впадины, выполненный пльчирской серией, содержащей гипербазиты. В это же время закладывались прогибы, в которых накапливались разрезы «миогеосинклинального» типа. К их числу относится Туманшетский прогиб (мегасинклиний) Восточного Саяна, сложенный одноименной серией терригенно-карбонатных пород, дислоцированных и метаморфизованных в амфиболитовой фации и содержащих раннерифейскую органику [8]. Существенно осадочными породами с кислыми вулканитами в низах разреза сложен Ийско-Уринский грабен. Саяно-Алтайский миогеосинклинальный прогиб выполнен мощными (до 12 км) ритмично-слоистыми терригенными толщами с горизонтами известняков кварцитов и вулканитов (в восточной части) типа джебашской и терехтинской серии. Породы метаморфизованы от зеленсланцевой до амфиболитовой фации, сложодислоцированы и содержат поля мигматитов и гранитов. Синхронно с геосинклинальными комплексами на древних массивах типа Бийско-Барнаульского и Хакасского, разделяющих подвижные зоны, формировался раннерифейский платформенный чехол карбонатных отложений с прослоями основных и кислых эффу-

зиков. Этим же типом разреза сложены Биту-Джидинская зона хр. Хамар-Дабан, прогиб массива Сангилен, Хоральская зона Тувы. Таким образом, в пределах Алтае-Саянской области в рифее развивались энсиматические и энсиалические рифтогенные структуры, шло формирование синхронных платформенных чехлов (см. рис. 44).

#### 5.1.6. Складчатая система Енисейского кряжа

Возникновение этой структуры связано с рифтогенезом, проявившемся в меридиональной зоне и выразившемся во внедрении в сиалический фундамент даек, штоков, силлов индыглинского комплекса повышенной щелочности и формировании в низах кординской свиты бимодальных вулканитов в ассоциации с глинистыми сланцами и туфопесчаниками. Тела индыглинского комплекса (см. рис. 51) прослеживаются полосами длиной до 110 км и шириной 5—8 км вдоль границы внешней и внутренней зоны Енисейского кряжа [100]. В образовавшемся рифтогенном прогибе, по-видимому, в раннем рифее началось накопление монотонных сланцевых толщ сухопитской серии. В современной структуре западный борт системы Енисейского кряжа скрыт под отложениями Западно-Сибирской плиты, однако по данным ГСЗ этот борт хорошо выявляется в виде Касского выступа древнего фундамента, что подтверждает интракратонный характер рассматриваемой подвижной зоны.

#### 5.1.7. Сибирский кратон

В раннем рифее здесь происходило заложение генерации авлакогенов (рис. 45) и в отличие от Восточно-Европейского кратона формирование сопряженных с ними платформенных чехлов в структурах типа синеклиз.

**5.1.7.1. Учуро-Майский район и южная часть кратона.** Примером такой структуры является Учурская впадина юго-восточной части Сибири, разрез которой в настоящее время хорошо изучен в качестве сибирского гипостратотипа рифея [119]. Нижнему рифею соответствует учурская серия (1190 м), выстилающая огромную чашу впадины. Она сложена мелководными отложениями — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами, часто ритмично переслаивающимися. Эта серия по составу органических остатков и датировкам глауконитов сопоставляется с бурзянской серией стратотипического разреза [55, 119].

К раннему рифею относится и частичное заложение Юдомо-Майского авлакогена к востоку от Учурской впадины, точнее, его северного края в районе Горностахской гряды, за пределами которой нижний рифей не отмечается. Здесь учурская серия характеризуется более тонким составом терригенных пород и значительной мощностью (до 3,2 км). Первоначально этот бассейн не протягивался в южную часть Юдомо-Майского прогиба и имел северо-восточную ориентировку [119]. В конце раннего рифея в регионе

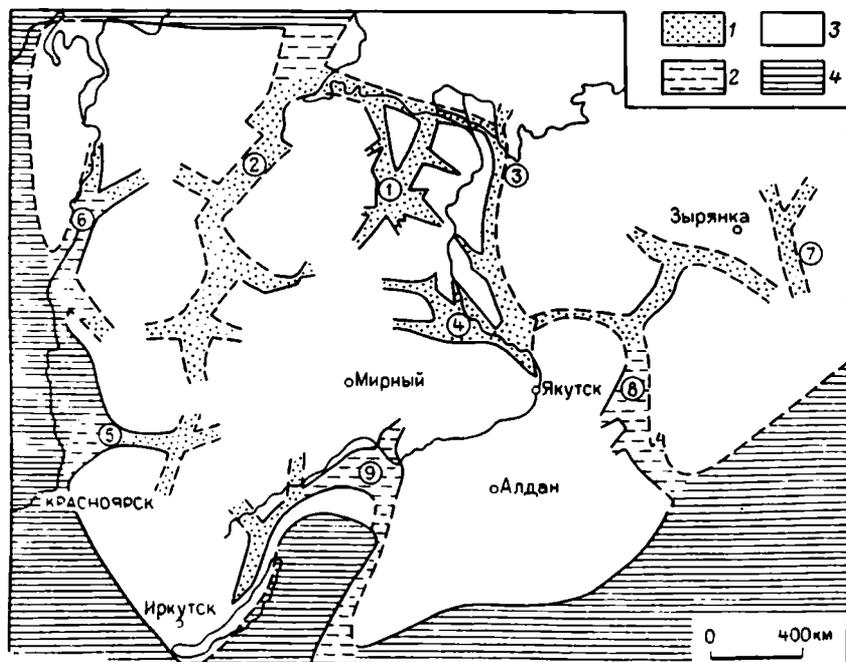


Рис. 45. Рифейские авлакогены Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области (по Б. Р. Шпунту).

1 — авлакогены; 2 — авлакогены со значительной мощностью отложений; 3 — распространение дорифейского фундамента; 4 — геосинклинальные области. Цифры в кружках соответствуют наименованиям авлакогенов: 1 — Билиро-Уджинский; 2 — Западно-Анабарский; 3 — Западно-Верхоянский; 4 — Линдинский; 5 — Иркинеевский; 6 — Туруханский; 7 — Приколымский; 8 — Юдомо-Майский; 9 — Лено-Патомский (Урикский)

произошла структурная перестройка, сопровождавшаяся складчатостью в прогибе и поднятиями в Учурской впадине.

На юге кратона произошло заложение Патомско-Вилуйской системы авлакогенов, связанной Уринским авлакогеном с Байкало-Патомской зоной.

**5.1.7.2. Северная часть кратона.** Проявление раннерифейского рифтогенеза отмечается на севере Сибирской платформы (см. рис. 45). Этот район детально изучен Б. Р. Шпунтом [133]. Им выделены крупные Верхоянская, Уджинская, и Майеро-Хетская палеорифтовые зоны общего северо-западного простирания и сопряженные с ними Западно- и Восточно-Анабарская, Оленекская и другие области распространения многочисленных грабенов северо-западного и северо-восточного простираний. В разрезах авлакогенов, окаймляющих Анабарский массив, в Уджинском и Оленекском поднятиях разрезы нижнего рифея (до 3 км) залегают с несогласием и перерывом на древнем фундаменте. В нижней части они представлены существенно терригенными песчано-глинистыми пестроцветными отложениями (мукунская, сагынахтакская свиты и др.), а в верхней — доломитами и известняками, со-

держашими строматолиты (улан-кургунская, хютингдинская свиты и их аналоги). Осадконакопление не ограничивалось территорией авлакогенов, а распространялось на соседние участки рамы, т. е. имело место «выплескивание» чехла. Характерной чертой рифейских отложений данного района, по данным Б. Р. Шпунта, является присутствие значительного количества вулканического материала, главным образом в виде туфов и туффигов, имеющих ярковыраженную калиевую специализацию (см. рис. 50).

На юго-востоке Анабарского поднятия широко распространены дайки основного состава, жерловые вулканические аппараты центрального и щелевого типов.

В разрезах среднесибирских авлакогенов нижний рифей не установлен, однако его присутствие нельзя исключить в глубоком Иркинеевском авлакогене и других структурах, скрытых под чехлом Тунгусской синеклизы.

### 5.1.8. Байкало-Витимская складчатая область

Анализ этого региона вызывает особые трудности ввиду острой дискуссионности многих коренных вопросов его докембрийской геологии. Противоречивость трактовок вызвана многими объективными причинами — труднодоступностью, неравномерной обнаженностью, значительной переработкой более молодыми процессами и прежде всего интенсивными процессами гранитизации Забайкалья в палеозое. К этому следует добавить недостаток надежных радиометрических датировок.

В настоящее время обозначились две крайние позиции в трактовке докембрийской эволюции рассматриваемой области. По мнению В. С. Федоровского и С. П. Кориковского, главные тектономагматические процессы здесь завершились в раннем протерозое и байкальский этап, по существу, не проявился. Большое число исследователей, особенно сибирских геологов (Г. Л. Митрофанов, А. Н. Булгатов, П. М. Хренов, А. П. Таскин, А. К. Башарин и др.), напротив, признают значительную роль рифейского тектогенеза в формировании Байкало-Витимской области. Выход из этой дискуссии связан с решением ряда конкретных вопросов геологии региона и отнюдь не сводится к выяснению возраста пурпольской свиты Патомского нагорья, вокруг которой ведется главная полемика. Важнейшее значение имеет проблема фундамента — выяснение возраста офиолитового муйского комплекса, положения в разрезе зональных метаморфических серий и ряд других. Отдавая себе отчет в неразрешенности многих сторон геологического строения региона, авторы в данной работе решили изложить обе трактовки. Исходной посылкой дальнейшего изложения является признание того, что в результате деструкции эпикарельского фундамента по аналогии с соседними районами Азии в пределах рассматриваемой территории в начале рифея возникла система трогов разделенных массивами древней раннедокембрийской коры. Наиболее крупными такими массивами, разделившими Байкальскую и

Монголо-Охотскую области, были Малханская зона Станового поднятия, а также Муйская, Горганская глыбы, сложенные высокометаморфизованными и неоднократно переработанными образованиями архея и нижнего протерозоя. Выделяемая на многих схемах в качестве выступа архейского основания Байкальская глыба сложена зонально-метаморфизованными породами ольхонской серии, составляющими единый комплекс с образованиями сарминской серии Приморского хребта [17], возраст которого не вполне ясен. По-видимому, древняя сиалическая кора широко распространена в Байкальской области, но скрыта полями гранитоидов Баргузинского комплекса, а также более молодыми образованиями. Расположенные между выступами основания складчатые зоны имеют интракратонный характер и по составу слагающих их формаций разделяются исследователями на «зоны с эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным режимом развития» [83] или «структуры эвгеосинклинального и миогеосинклинального типа» [20]. Такое разделение в целом правомерно, однако остается много неясного в стратиграфической корреляции и возрасте слагающих эти зоны пород.

Рассмотрим в начале внешнюю зону, расположенную на краю Сибирского кратона и протягивающуюся через Западное Прибайкалье и Патомское нагорье (включая Мама-Бодайбинский район). Древнейшие образования архея формируют в этой зоне Шарыжалгайские и Чуйские выступы фундамента кратона. По-видимому, непосредственно на фундаменте расположен комплекс молассоидов, кварцитов и субаэральных вулканитов домугдинской, малокосинской, хибеленской и чайской свит аkitканской серии, кварциты анайской серии. В западной части области эффузивы сопровождаются интрузиями гранитоидов типа рапакиви приморского комплекса с возрастом 1900 млн. лет. Распространение данной порфировой формации в северном направлении в настоящее время установлено бурением севернее под чехлом Сибирской платформы. Это обстоятельство совместно с характером состава пород свидетельствует о том, что данный комплекс представляет собой типичный пример вулканоплутонической ассоциации, свойственный эпохе «кратонизации» в конце раннего протерозоя — начале рифея. Вулканизм максимально проявился в Прибайкальской зоне. Имеющиеся цифры абсолютного возраста позволяют поместить эти образования в верхнюю часть нижнего протерозоя [109] или нижний рифей [8, 34]. Непосредственно на приморских гранитах и образованиях аkitканской серии расположен «трехчленный» байкальский комплекс (голоустенская, улунтуйская, качергатская свиты) среднерифейского возраста.

Не решен окончательно вопрос о возрасте тепторгинской серии Патомского нагорья, обычно относящейся к нижнему рифею [83] или коррелирующей с порфировой формацией аkitканской серии [109]. Здесь следует вспомнить доводы С. А. Гурулева [34] против такой корреляции, указывавшего на то, что эффузивы этой серии не претерпели регионального метаморфизма подобно теп-

торгинской и ее аналогов, и который помещал их ниже олоkitской и мамской серий. В. С. Федоровский [125] отнес тепторгинскую серию к нижнему протерозою.

Непосредственно к югу от рассмотренной полосы развития приморских и ирельских гранитов эффузивов акитканья и пород трехчленного комплекса расположена зона иного строения.

Указанная зона сложена зонально метаморфизованными (от верхов гранулитовой до зеленосланцевой фации) вулканогенно-осадочными образованиями, морфическими базальт-диабазами, базальт-кератофирами, спилито-кератофирами, переслаивающимися с туфами, граувакками, зелеными орто- и парасланцами, кварцитами, мраморами. С этими породами ассоциируют интрузии габбро-плагногранитной формации. Этот комплекс прослеживается от хр. Хамар-Дабан через Приольхонье до северо-западной части Прибайкалья. Взаимоотношение этих образований с рассмотренными выше порфирами, кварцитами и молассоидами акитканской серии не вполне ясно, хотя в литературе имеются многочисленные указания на перекрытие отложениями акитканья пород, относящихся к сарминской серии. К сожалению, при проверке такие указания обычно оказываются спорными или не подтверждаются. Более серьезным аргументом в пользу раннепротерозойского возраста этих серий являются соответствующие радиометрические датировки. Однако обоснованность их также вызывает сомнения у некоторых геологов. Эти образования объединяются В. С. Федоровским, А. А. Бухаровым и другими в Байкало-Витимский зеленокаменный пояс раннего протерозоя [21, 125]. С сарминской серией коррелируются тыйская и часть олоkitской серии Олоkitского прогиба, киянская, муйская серии Средневитимского района [21].

Для выяснения возраста этого метаморфического комплекса кроме получения надежных радиометрических датировок необходимо выяснение и некоторых геологических взаимоотношений. В центральной части Западного Прибайкалья Приморские граниты традиционно считаются более молодыми по отношению к породам Сарминской серии и ее аналогам. Это же относится и к осадочно-вулканогенным образованиям акитканской серии, рассматриваемой в качестве молассы. Вместе с тем вулканоплутоническая ассоциация Приморские граниты — Акитканий является типичной анорогенной ассоциацией, развитой на всех щитах в конце раннего протерозоя (см. гл. 4). Возможно, что в Прибайкалье она распространена на краю древнего Сибирского кратона, подвергшегося в рифее деструкции, и здесь тектонически сочленяются два разнородных элемента земной коры. В этом случае метавулканы и метаосадочные образования Сарминской серии и ее аналогов, сформированные в рифтогенной структуре, могут иметь рифейский возраст. Не вполне ясно взаимоотношение указанных метаморфических серий Прибайкалья с муйским офиолитовым комплексом, выделенного К. А. Клитиним и др. [59]. Этот комплекс представляет собой вертикальную последовательность габброидов, содержащих реликты ультраосновных пород и амфиболиты, амфиболиты,

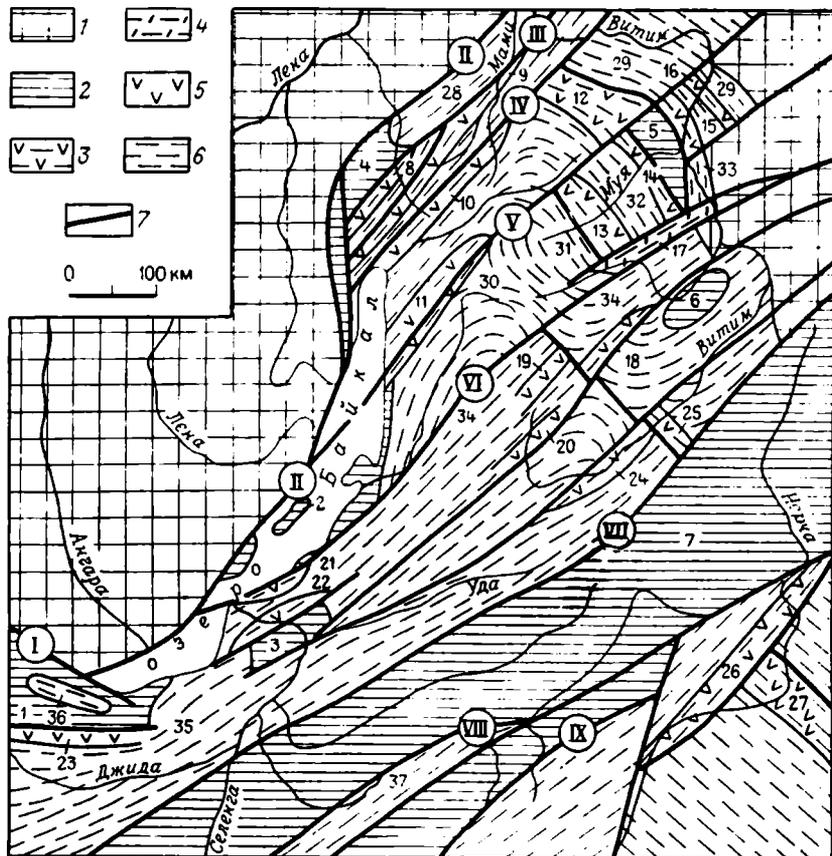


Рис. 46. Схема размещения байкалид в конце геосинклинального этапа развития (по А. Н. Булгатову).

1 — архей-раннепротерозойские структуры в обрамлении байкалид. Байкальская складчатая область: 2 — комплексы архей — нижнего протерозоя, слагающие глыбы и геантиклинальное поднятие; 3 — эвгеосинклинали с базальт-риолитовым гипербазитовым, габбровым и плагиигранитным комплексом (офиолитовые зоны); 4 — эвгеосинклинали с риолитовым и плагиигранитным комплексами; 5 — предполагаемые эвгеосинклинали; 6 — мнгогеосинклинали; 7 — разломы.

Цифровые обозначения на схеме. Глыбы и геантиклинальное поднятие: 1 — Хамар-Дабанская; 2 — Байкальская; 3 — Мандрюкская; 4 — Кутимская; 5 — Мульская; 6 — Амалятская; 7 — Станоее. Эвгеосинклинали: 8 — Абчалская; 9 — Тья-Мамская; 10 — Кичеро-Мамская; 11 — Томпуда-Светланская; 12 — Конкудеро-Мамаканская; 13 — Горбылоская; 14 — Киляно-Проклинская; 15 — Янгуда-Каменская; 16 — Каралонская; 17 — Цица-Бамбуяская; 18 — Багдарин-Усойская; 19 — Чина-Алакарская; 20 — Витим-Амалятская; 21 — Колокская; 22 — Бурлинская; 23 — Биту-Джидинская; 24 — Холой-Витимская; 25 — Юмурченская; 26 — Ага-Шилкинская; 27 — Ононская. Мнгогеосинклинали: 28 — Мамская; 29 — Делю-Уранская; 30 — Катерская; 31 — Уакитская; 32 — Бамбуяская; 33 — Шаманская; 34 — Икатская; 35 — Зунмурун-Темникская; 36 — Утуликская; 37 — Куналейская. Главнейшие разломы (римские цифры в кружках): I — Главный Саянский; II — Байкало-Вилуйский; III — Олоkitский; IV — Мамо-Конкудерский; V — Томпуда-Нерпинский; VI — Аргада-Бамбуяский; VII — Тунгуй-Кондинский; VIII — Чиков-Ивгодинский; IX — Чикоканский

товые сланцы, метаэффузивы. Последние часто объединяются в нюрндуканскую, муйскую, киянскую серии. Обычно контакт габбро-амфиболитовой части комплекса с метаэффузивной тектонический. К. А. Клитин указывает на несогласное залегание на амфиболитах нюрндуканской серии эвгеосинклинальной сланцевой толщи пород, именуемой в разных местах как тыйская, иликтинская, олоkitская и т. д. Эти образования залегают в верхней части зонально-метаморфизованных серий Прибайкалья. Имеются отдельные радиометрические определения возраста парасланцев Тья-Мамской зоны — 1,5 млрд. лет (U-Rb) и андезитовых порфиров Янгуда-Каменской зоны — 1448 млн. лет (Rb-Sr), свидетельствующие о раннерифейском возрасте муйского комплекса. Исходя из этих представлений, А. Н. Булгатов [20] выделяет 20 зон «эвгеосинклинального типа», сложенных базальтами, риолитами, туфами, переслаивающимися с граувакками, карбонатно-терригенно-кремнистыми и карбонатными породами (рис. 46). Осадочно-вулканогенный комплекс достигает в некоторых местах мощности 5 км и ассоциирует с указанными выше муйскими офиолитами. Н. Л. Добрецов [36], изучивший габбро-ультрабазитовую ассоциацию Муйской зоны, пришел к выводу об ее отличии от классических офиолитов и отнесении к метаморфизованным нижнерифейским аналогам офиолитов красноморского типа. Рассматриваемые зоны по нашей классификации [18] относятся к интракратонным энзиматическим геосинклиналям.

Зоны второго (многоэосинклинального, по А. Н. Булгатову, Г. Л. Митрофанову) типа также представляют собой линейные структуры, расположенные изолированно среди полей переработанного фундамента. Сложены они песчано-сланцевыми и терригенно-карбонатными толщами с резко подчиненным количеством вулканитов. Породы метаморфизованы от фации зеленых сланцев до амфиболитовой и прорваны многочисленными телами гранитоидов. А. Н. Булгатов выделяет в Забайкалье 10 структур подобного типа — Мамскую, Катерскую, Делюн-Уранскую и др. К ним Г. Л. Митрофанов относит и Байкало-Патомский (где в раннем рифее шло накопление терригенных отложений и вулканитов медвежьей свиты), Хамардабанский и Слюдянский прогибы. Синхронно на участках, не затронутых рифтогенезом, формировался плитный комплекс мелководных отложений (270—1000 м) анайской, чухчинской свит и др. [83].

### 5.1.9. Северо-Китайский кратон

В результате люлянской складчатости (2,0—1,9 млрд. лет) был консолидирован фундамент кратона. Уже в конце раннего протерозоя и особенно в раннем рифее закладываются авлакогены — Яньшань-Тайханский, Ксяонгхе, Куруктахский, Хесан-Ивонский, Амнокканский и др. [80] (см. рис. 36) и существует эпикратонное море Яньляо [137]. Наиболее изучен Яньшанский авлакоген в районе Джиксян, где находится опорный разрез верхнего докемб-

рия. В нем верхняя часть системы Чанчен соответствует бурзянню стратотипического разреза Урала. Она обособляется рядом геологов в самостоятельную систему Нанькоу [55], состоящую из двух верхних свит системы Чанчен: Дахуньюй (400 м), сложенной песчаниками и кислыми эффузивами, и Гаоюйчжуань (1600 м), представленной карбонатными породами. Нижний возрастной предел всей системы Чанчен определяется в 1,85 млрд. лет; верхнюю границу датируют обычно 1,4 млрд. лет. Для пород свиты Гаоюйчжуань имеются датировки 1622—1680 (K-Ar) и  $1434 \pm 50$  млн. лет (Pb) [55, 302].

В Куруктахе, на севере Таримского массива системе Чанчен соответствует группа Янджибулак, сложенная терригенными породами, а в Центральном Тянь-Шане — мощные флишоидные отложения группы Кавабулак. В Янинском, Цайдамском массивах распространены карбонатные платформенные отложения.

### 5.1.10. Южно-Китайский кратон и Индокитай

К югу от Северо-Китайского кратона, в пределах нынешнего Юго-Восточного Китая, СРВ и Лаоса в раннем рифее уже развивались плитно-тектонические процессы, приведшие к офиолитообразованию и формированию островодужных комплексов.

В период Нанькоу (1,7—1,4 млрд. лет назад) южнее 35° с. ш. места, приблизительно соответствующего краю Северо-Китайской платформы, располагался океан Циньлин, в пределах которого находилась цепочка микроконтинентов опоясанных островными дугами (см. рис. 48) [137]. По периферии этих древних массивов происходило наращивание континентальной коры типа образований группы Сибאו в Ювандашане. Основание этой группы представлено офиолитовым комплексом, содержащим классическую ассоциацию от гарцбургитов, дунитов и серпентинитов, оливниновых пироксенитов, габбро, габбро-диабазов, пиллоу-лав до перекрывающих их пирокластов, силлицитов и других пелагических осадков [302, 338]. Этот комплекс прорван гранодиоритами с возрастом 1422 млн. лет. Верхняя часть группы Сибאו сложена граувакковыми турбидитами. Ее эквивалентами являются на северо-востоке группа Фанджигшан (провинция Гуйчжоу), на северо-западе группа Шуанджиаошан (провинция Цзянси). В последнем районе Rb-Sr датировки из туффитов составляют 1401 млн. лет. События этого возраста получили название орогении Донган [338], во время которой океанская кора субдуцировала вдоль юго-восточной континентальной окраины в обстановке островодужной системы. Офиолитовый комплекс Яньпень устанавливается. На западном склоне Сикан-Юньнаньской гряды (поднятие Кандин) в ее центральном отрезке установлен офиолитовый комплекс Яньпень. Здесь описан разрез мощностью до 10 км, сложенный в низах спилитамми, пиллоу-лавами, зелеными сланцами, кремнистыми породами, вмещающими многочисленные тела серпентинитов и метагаббро,

а в верхах — турбидит флишевыми толщами. Время образования комплекса датируется следующими данными: прорывающие габбро имеют возраст 1315—1210 млн. лет и перекрываются верхнерифейскими молассаами. Этот комплекс маркирует зону сочленения древних плит — океанской с запада и континентальной Сычуаньской с востока.

На основании изучения тектоники Южно-Китайского и Индокитайского блоков и пространственных закономерностей распространения раннесреднерифейских офиолитов Ле Зуи Бать [70] пришел к выводу о новой фазе наступления Протопацифика на ранее консолидированные раннедокембрийские глыбы с вовлечением последних в геосинклинальное развитие в качестве микроконтинентов — Синобирманского, Контумского, Вьетбак и др.

Офиолитовый комплекс Хамдык ранне-среднерифейского возраста надвинут на северный край Контумского выступа и перекрыт позднерифейской молассой. Он представлен ассоциацией куммингтонитовых амфиболитов, гнейсов, мраморов, серпентинизированных гипербазитов и метагаббро.

Приведенные данные свидетельствуют о важных событиях имевших место в этом регионе Юго-Восточной Азии, находящейся между лавразийским и гондванским рядами древних кратонов. Они указывают на мощные процессы офиолитообразования, связанные с раздвигом древнего участка Панген и вторичным образованием океанской коры, последующим вовлечением этой коры в поддвижение, образованием активных окраин, т. е. с проявлением цикла Вильсона. Эти события свидетельствуют также о начале раскрытия восточного края Прототетиса, отмеченного формированием первых истинных офиолитовых ассоциаций.

### 5.1.11. Южно-Американский кратон

Условия «параплатформенного» режима, наступившие в конце раннего протерозоя после завершения трансамазонского цикла, продолжали существовать и в раннем рифее почти на всей территории Южной Америки. Сущность этого режима заключалась в чередовании периодов практически полной стабилизации тектонического «затишья» с импульсами («событиями», «эпизодами») своеобразной активизации, отмеченной образованием сравнительно неглубоких депрессий (грабенов), в которых происходило накопление молассондных, в основном континентальных терригенных, комплексов в ассоциации с кислыми и средними вулканитами. Кислый магматизм в смежных с депрессиями приподнятых участках выразился в виде вулканоплутонической ассоциации гранитоидов щелочного ряда, часто типа рапакиви и комагматичных риолитов, дацитов, андезитов. Имел место также базальтовый магматизм. В щелочных и основных магматических породах отмечается повышенное содержание калия (до 5,5%), что в сочетании со значительными стронциевыми отношениями (0,704—0,706) указывает на их

коровое происхождение. Тектонические импульсы сопровождалось локальными изменениями изотопных соотношений в породах под влиянием разогрева («омоложение»), а также формированием зон милонитизации в древнем фундаменте и деформациями вулканогенно-осадочного выполнения депрессий.

Широкое распространение указанные процессы получили в раннем рифее на территории Гайаны, Суринама, Венесуэлы и Северо-Западной Бразилии, т. е. в районе, примыкающем к нынешней Амазонской впадине.

Первый эпизод активизации (1,7—1,5 млн. лет) получил в Бразилии название паренсийского [130]. В это время происходило накопление молассоидных толщ (мощность до 1 км) — групп Бенефисенте, формаций Просперанса и Горотир в районе Тапажос, а также Дарданелос, Мутум-Парана, Палмеирал и Риу-Бранку. Эти отложения часто связаны постепенным переходом с кислыми и средними вулканами Ирири, Суруму, Уатума и др., относящимися по возрасту к концу раннего протерозоя. По-видимому, в раннем рифее продолжалось накопление песчаников, конгломератов и сланцев группы Рораима, также начавшееся в раннем протерозое. В целом, по сравнению с породами этого возраста, рассматриваемые раннерифейские образования содержат значительно меньше кислых вулканитов и имеют существенно осадочный характер.

Окончание Паренсийского эпизода связано с проявлением основного магматизма 1,55—1,5 млрд. лет назад, ассоциирующего с внедрением гранитов-рапакиви. В заключительных фазах эпизода плутонизм имел щелочной характер. Паренсийскому событию (Бразилия) соответствует Паргуасанский (Венесуэла и Суринам), отмеченный гранитоидами с возрастом 1,5 млрд. лет.

Паренсийская активизация отделена от следующего события Мадейра (1,4—1,25 млрд. лет) периодом тектонического затишья продолжительностью около 100 млн. лет. Указанные процессы шли, вероятно, и на севере современного Андийского пояса, о чем свидетельствуют цифры омоложения раннедокембрийского фундамента — 1,4 млрд. лет.

### 5.1.12. Геосинклинальные зоны Центральной Бразилии

К раннему рифею относится начало эволюции подвижных линейных зон уруасанского цикла, расположенных в Центральной Бразилии по обе стороны (к востоку и западу) от нынешнего кратона Сан-Франсиску, в пределах двух субмеридионально вытянутых полос. Первая (восточная) полоса отмечена развитием супергруппы Эспиньясу, сложенной метаосадочными (кварциты, конгломераты, филлиты), кислыми и основными метавулканическими породами. Она протягивается от Железорудного четырехугольника (на юге) до северной границы провинции Сан-Франсиску (на севере) в виде складчатой системы гор Эспиньясу. Ее отложения сла-

гают также впадину Диамантина в шт. Баия, отделенную от главной цепи выходом древних пород блока Парамирим. Восточная часть впадины имеет название бассейна Ленсуа. Наиболее напряженная складчатость отмечается в основной цепи гор Эспиньясу. Она значительно ослабевает в бассейне Ленсуа.

Начало формирования супергруппы Эспиньясу датируется возрастом циркона из кислых вулканитов района Минас-Жерайс, определенным U-Pb методом — 1,77 млрд. лет. Главным этапом осадконакопления бразильские геологи относят к интервалу 1,7—1,3 млрд. лет [129], основную фазу складчатости — к периоду 1,3—1,2 млрд. лет, посттектонический магматизм и накопление молассоидных толщ — до 1 млрд. лет. Таким образом, геотектоническая эволюция пояса охватывает интервал 1,7—1,0 млрд. лет.

Развитие зоны Эспиньясу происходило в рифтогенной структуре типа авлакогена, сопряженного на востоке с синеклизой Ленсуа.

С супергруппой Эспиньясу коррелируют группы Араша, Серра-да-Месса, Араи и Нативидад, распространенные в субмеридиональной полосе «арашид» к западу от кратона Сан-Франсиску в центральной и южной части провинции Токантинс. При этом группа Араша и Серра-да-Месса сложены относительно более глубоководными метаосадками флишоидного типа в виде кварцитов и сланцев с прослоями базальтов, а соответственно группы Араи и Канастра — мелководными субконтинентальными отложениями. Присутствие основных и ультраосновных пород, которые рассматриваются как офиолиты, предполагает развитие арашид в рифте, с корой океанского типа [245].

При этом отложения внешних зон (группа Араи) палеогеографически отвечают шельфовым фациям, а внутренних (Араша-Серра-да-Месса) — фациям континентального склона. Остается неясным вопрос о возрасте рассматриваемых групп и, следовательно, их корреляции с супергруппой Эспиньясу. Последние K-Ar датировки метаморфических и интрузивных пород группы Араша находятся в интервале  $1217 \pm 86$ — $582 \pm 20$  млн. лет. Вместе с тем имеются Rb-Sr датировки для серии Нативидад — между 1,4 и 1,5 млрд. лет и для гранитов Серра-да-Месса — 1,55 и 1,1 млрд. лет. Поэтому формирование выше указанных групп и их последующий метаморфизм допускается с некоторой долей условности в интервале 1,7—1,2 млрд. лет. Не вполне ясен также характер взаимоотношений группы Араша с развитой восточнее в шт. Сан-Франсиску группой Канастра; последнюю принято считать более молодой. О. Марини и другие исследователи рассматривают отложения этой группы как краевую мелководную фацию группы Араша, аналогично тому, как группа Араи относится к группе Серра-да-Месса. К уруасанскому циклу принадлежит эволюция супергруппы Байшо-Арагуайя в северной части провинции Токантинс, на продолжении Арашид. Эта супергруппа в составе нижней группы Эстронду и верхней Токантинс составляет складчатый пояс с вергенцией складок на восток протяженностью 1200 км. В ее со-

ставе, особенно среди образований группы Токантинс, находятся многочисленные тела ультрабазитов и габбро. В центральной части шт. Гояс среди образований Уруасанского цикла отмечается протяженная полоса выходов ультраосновных пород.

Итак, раннерифейская обстановка Южной Америки характеризуется на значительной площади существованием поднятия и параплатформенного режима (Амазонский кратон), а также заложением рифтогенных структур по обе стороны нынешнего кратона Сан-Франсиску, в которых происходило формирование толщ супергрупп Эспиньясу, Араша и их аналогов. Эти события отмечают первую половину Уруасанского цикла (1,7—1,0 млрд. лет).

### **5.1.13. Африканский кратон**

Основная территория Африки в течение раннего рифея представляла собой мегащит. На северо-западе, в районе Эглаба, а также в Западном Хоггаре унаследованно с конца раннего протерозоя шло формирование субаэральных кислых вулканитов, конгломератов аркозов (серия Эглаб и Гельб-эль-Хадид, комплекс Тидериджаун).

Платформенные чехлы формировались в небольших по размеру впадинах на Замбийском и Танзанийском массивах в виде терригенных отложений серий Верхнего Плато и Кингонголеро.

### **5.1.14. Внутрикратонные подвижные зоны Африки**

Примечательными событиями этого времени явились заложение и развитие внутриконтинентальных геосинклинальных систем в Центральной (рис. 47) и, вероятно, Западной Африке.

Кибаро-Анколийская складчатая система северо-северо-восточного простирания протягивается на 1500 км от верховьев р. Замбези (Ангола) через провинцию Шаба (Заир) до северо-восточного края оз. Виктория (Уганда) при ширине от 15 до 150 км. Она сложена кварцито-филлитовыми толщами с пачками основных и кислых вулканитов эквивалентных групп Кибара, Бурунди и Карагве-Анколе мощностью до 12 км и более. Субпараллельно Кибаро-Анколийской системе в пределах Замбии и Малави протягивается Ирумидская система северо-восточного простирания, сложенная кварцито-сланцевыми сериями Калонго, Мафинги и Консе, сопоставляемых с Кибарием. На юго-западном продолжении Ирумид вдоль северо-западной окраины кратона Калахари расположена Рехоболтская зона, выполненная мощным комплексом андезито-базальтов, риолитов и вулканогенно-осадочных образований, Ирумидская и Рехоболтская системы, по-видимому, представляют собой части единой подвижной зоны, которая простирается от восточного до юго-западного побережья Африки.

Кибаро-Анколийская и Ирумидо-Рехоболтская системы соединялись цепочкой узких прогибов северо-северо-восточного направления, расположенных в настоящее время вдоль восточного побе-

режья оз. Танганьика. В этих прогибах (Кигома, Итиасо, Укинга) накапливались кварцито-сланцевые серии мощностью более 3 км.

Таким образом, раннерифейская палеотектоническая обстановка в этой части Африки характеризовалась сложноразветвленной сетью трогов, заполнявшихся преимущественно песчано-глинистыми осадками с различным содержанием основных и кислых вулканитов, с обособлением небольших кратонов (массивов) — Замбийского и Танзанийского (Додома). Эти трогги являлись существенно энциалическими. Древний сиалический фундамент установлен в их пределах повсеместно. Рассматриваемые структуры были рифтогенными по своей тектонической природе. На это указывает их своеобразный структурный план — узкие разветвленные трогги, слепо заканчивающиеся в теле кратона, обособливающие подобно современным континентальным рифтовым системам блоки фундамента: характер выполнения — очень мощные терригенные, часто молассоидные комплексы с бимодальными вулканитами в основном щелочного типа.

В конце раннего рифея указанные трогги были вовлечены в диастрофизм, включавший складчатые деформации, внедрение гранитоидов и метаморфизм зеленосланцевой фации. Об этом мы можем судить по Rb-Sr датировкам синтетектонических ( $1250 \pm 70$  млн. лет) и раннетектонических ( $1300 \pm 40$  млн. лет) гранитоидов в Кибарской системе [174]; коагматичных вулканитов гранитоидов Рехоболтской зоны — 1365 млн. лет; синтетектонических гранитов Чимала в системе Укинга — 1350—1300 млн. лет.

Узкий прогиб аналогичной природы существовал на северо-востоке Мадагаскара, в котором шло накопление вулканогенно-осадочных образований серий Дараина, Миланоа, Вохемар, Амбохипато. Здесь же достоверно фиксируется проявление раннерифейской негеосинклинальной ТТФ фундамента [232].

По-видимому, к раннему рифею относится заложение трогов Маюмбе на западе Центральной Африки, где на древнем фундаменте накапливались вулканогенно-осадочные толщи формаций

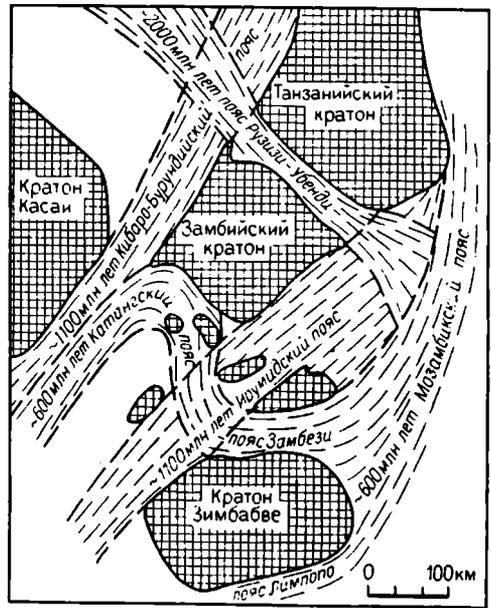


Рис. 47. Пересекающиеся взаимоотношения протерозойских подвижных поясов на востоке Центральной Африки (по А. Крёнеру)

Монт-Каромазо и Монт-Лунчу системы Маюмбе. То же можно предположить и в отношении Мавритано-Сенегальской системы Западной Африки. Древнейшие образования здесь представлены группой Гадель (базальты, силициты, известняки, кварциты в тесной ассоциации с серпентинитами и габбро), в отношении возраста которой достоверно известно лишь, что она вместе с перекрывающей ее серией Эль-Ауджа моложе 1,8 млрд. лет и древнее 1,0 млрд. лет. Ю. Шуберт [123] считает, что образования серии Гадель («дофалемиды I») испытали диастрофизм на уровне 1,65 млрд. лет, а группы Ауджа («дофалемиды II») — на уровне 1,3—1,0 млрд. лет. О спорности такой интерпретации будет сказано в следующем разделе. Отметим лишь, что не исключена возможность заложения в раннем рифее рассматриваемой системы Западной Африки.

О существовании раннерифейской подвижной области на северо-востоке континента в пределах территории Египта, Судана, Эфиопии приходится говорить предположительно. Распространенные здесь долеритовые дайки с возрастом 1,4 млрд. лет, по мнению В. Г. Казьмина [245], могут указывать на начало раскрытия Протокрасноморского океанского бассейна. Существование последнего отчетливо устанавливается со среднего рифея.

#### 5.1.15. Индостанский кратон

Палеотектоническая обстановка раннего рифея Индостана характеризуется преобладанием условий кратона, в обширных впадинах которого шло формирование осадочного платформенного чехла. На основании идентичности комплексов строматолитов (М. Е. Раабен, устное сообщение) можно предполагать существование в центральной части п-ва Индостан крупной синеклизы, впоследствии разобщенной эрозией на отдельные впадины — Куддапахскую, Виндийскую, Каладги, Годавари. Разрезы этих впадин имеют значительное сходство. Они выполнены кварцитами, глинистыми сланцами, известняками, среди которых залегают пластовые интрузии основных пород. Мощность отложений Куддапахского комплекса — 5,7 км. Помимо определений строматолитов, в пользу раннерифейского возраста рассматриваемых отложений свидетельствуют датировки глауконитов из серии Папагни, Гейяр, Налламалай Куддапахской впадины ( $1470 \pm 60$  млн. лет), серии Каладги одноименной впадины ( $1330 \pm 63$  млн. лет), группы Семри Виндийской впадины ( $1400 \pm 70$  млн. лет), серии Покхал впадины Годавари ( $1330 \pm 63$  млн. лет), а также лав из нижней части системы Куддапа —  $1370 \pm 60$  млн. лет. [87].

На платформе Сингбум в начале раннего рифея шло формирование пород серии Ноамунди, представленной сланцами, основными эффузивами, туфами, кремнистыми породами с прослоями гематитовых руд и залегающей несогласно на лавах Джанери (1,6 млрд. лет). Породы серии Ноамунди имеют датировки 1562 млн. лет. К северу отложения «платформы» переходят в ин-

тракратонный трог, выполненный серией Сингбум (1550—850 млн. лет). Ее нижняя часть (группа Порат) имеет существенно терригенный состав [156].

Ранний рифей отмечен на п-ове Индостан интенсивной ТТП фундамента в Восточно-Гатском чарнокитовом поясе, выразившейся в формировании гранитоидов, пегматитовых полей, «изотопным омоложением», возникновением зон расслаивания. С движениями, вызванными тектонической активизацией в пределах Восточно-Гатского пояса, связана деформация пограничных с ним частей Куддапахской впадины и образованием пограничного надвига. На северо-западе Индостана аналогичные события развивались в Раджастханской зоне переработки фундамента, где кроме гранитов вдоль глубинных разломов северо-восточного простирания происходило становление гипербазитовых тел.

### 5.1.16. Австралийский кратон

К началу раннего рифея основная площадь континента представляла собой кратон, отдельные части которого характеризовались различной степенью консолидации.

Формирование платформенного чехла отмечается в основном на севере и северо-западе кратона и на плато Стёрт, на южных склонах щитов Пилбара и Йилгарн и в бассейне Мак-Артур.

Наиболее полно нижний рифей представлен в западной части плато Стёрт низами комплекса Осмонд-Рейндж в составе песчаников Маунт-Паркер (300 м), доломитов Бангл-Бангл (1 км), содержащих нижнерифейские строматолиты [112]. Доломиты перекрыты с угловым несогласием сланцами с возрастом  $1128 \pm 110$  млн. лет [213]. В центральной части региона с песчаниками Маунт-Паркер и доломитами Бангл-Бангл сопоставляется близкий по характеру разрез группы Лимбунья (1475 м): в районе Бирриндуду-Танами — группа Бирриндуду (6 км). Изотопные определения возраста глауконитовых песчаников из этой группы находятся в интервале 1,6—1,4 млрд. лет.

В Западной Австралии к нижнему рифею относятся существенно терригенные группы Бреснахен (4,9 км) и Маунт-Минни (780 м), выполнявшие одноименные впадины на южном склоне щита Пилбара, а также аналогичного состава серии Стирлинг-Баррен и Вудлайн на юге щита Йилгарн.

Наиболее достоверно нижний рифей установлен во впадине Мак-Артур, расположенной к югу от залива Карпентария и протягивавшейся на 1300 км в субширотном направлении. Как и на плато Стёрт, вначале шло формирование мощных кварцевых песков (группы Тауалла и Катарин-Ривер), сменившееся глинисто-карбонатным осадконакоплением (группы Мак-Артур и Маунт-Ригг), а затем образованием красноцветов группы Ропер. Разрез достигает необычной для платформенных чехлов мощности 9—12 км. Нижнерифейский возраст отложений доказан однозначно биостратиграфически определениями строматолитов [112], а так-

же изотопными датировками в интервале 1,8—1,4 млрд. лет. М. Кралли при этом определяет возраст седиментации группы Мак-Артур в  $1537 \pm 52$ , а группы Ропер —  $1429 \pm 31$  млн. лет [97].

На плато Гоулер (Южная Австралия) к нижнему рифею относятся конгломераты, кварциты, доломиты, серни Коранна (700 м), перекрытые риолитами Гоулер-Рейндж. Последние датированы в  $1525 \pm 14$  и  $1529 \pm 33$  млн. лет [97], а возраст цемента конгломератов Коранны — 1560 млн. лет.

Подвижные зоны Австралии в раннем рифее представлены авлакогенами, интракратонной геосинклиналью Маунт-Айза, зонами ТТП фундамента.

Авлакогены развиты в бассейне Мак-Артур на месте грабенообразных опусканий фундамента. Устанавливается довольно сложная сеть авлакогенов различной величины. Самый крупный авлакоген Баттен выполнен в основном отложениями группы Мак-Артур (мощность 3,6 км).

Восточнее впадины Мак-Артур и непосредственно примыкает к ней интракратонная геосинклиналь Маунт-Айза. Ее развитие происходило главным образом в раннем протерозое. К рассматриваемому периоду относится замыкание этой структуры со «сквозной» эволюцией, необычайной для раннепротерозойских геосинклиналей. Геосинклиналь Маунт-Айза разделялась выступом древнего архейского блока на два прогиба. В интервале 1,67—1,62 млрд. лет после образования вулканитов Пайн-Крик и Файн-Крик произошли складчатые деформации и метаморфизм. В Западном прогибе после внедрения гранитов Сибелла (1620—1544 млн. лет) на их размытой поверхности сформировались терригенные группы Макнамара и Маунт-Айза (мощность до 5 км), разделенные сбросом Маунт-Айза. В Восточном прогибе происходило образование эквивалентной группы Маунт-Альберт. Осадконакопление в геосинклинали закончилось складчатостью и метаморфизмом около 1490 млн. лет назад и плутонизмом около 1425 млн. лет назад\*.

Восточный прогиб испытал более значительные деформации и метаморфизм по сравнению с Западным. Распределение мощностей и фаций контролировалось разрывными нарушениями, часть которых была ориентирована под большим углом к простиранию геосинклинали. Так возник узкий (15—30 км) авлакоген Парадайз, входящий в прогиб Маунт-Айза с запада. На северо-западе геосинклинальный прогиб Маунт-Айза смыкался с впадиной Мак-Артур посредством платформы Лаун-Хилл. Восточной рамой прогиба, прослеживающегося по гравиметрическим данным на север, являются выступы фундамента Джорджтаун и Коэн и их северные и южные продолжения.

Значительные области континента были охвачены в раннем рифее ТТП. Поднятие Джорджтаун, сложенное древними образова-

---

\* Имеются данные о более древнем возрасте гранитов Сибелла (1,67 млрд. лет), региональном метаморфизме и складчатости (1,62—1,5 млрд. лет), посттектонических гранитов (1,5 млрд. лет) [97].

ниями (2,49 млрд. лет), подверглось дискретным тектонотермальным событиям, характеризовавшимся метаморфизмом от амфиболитовой до гранулитовой фации и возникновением сжатых изоклинальных складок. В раннем рифее Rb-Sr датировками валовых проб пород зафиксированы этапы переработки —  $1570 \pm 20$  и  $1470 \pm 20$  млн. лет [97]. Эти события предшествовали формированию вулканитов Кройдон и гранитов Эсмеральда с возрастом около 1400 млн. лет. Три этапа переработки древней коры в виде деформации и метаморфизма в интервале  $1660 \pm 20$ — $1490 \pm 40$  млн. лет зафиксированы в блоке Брокен-Хилл. В конце раннего рифея (1,36 млрд. лет назад) проявился наложенный метаморфизм гранулитовой фации в блоке Масгрейв (Центральная Австралия). Кратонизация завершилась в самом начале рифея — 1,6—1,55 млрд. лет назад [97]. Близкий по возрасту гранулитовый метаморфизм ( $1300 \pm 12$  млн. лет) испытал древний фундамент провинции Албани-Фрейзер. Реактивизация фундамента в виде деформации и метаморфизма низкой ступени (событие Анматьира) фиксируется на уровне 1,4 млрд. лет в блоке Аранта.

### 5.1.17. Антарктический кратон

Территория Антарктиды, за исключением Антарктического полуострова, в раннем рифее представляла собой кратон, консолидировавшийся еще в раннем докембрии, главным образом в архее. Широкое распространение имела ТТП древней коры. Она зафиксирована в многочисленных «омоложенных» радиометрических датировках, полученных разными методами и хорошо установленными практически во всех выходах архейских образований вдоль восточного края современной Восточно-Антарктической платформы от Земли Эндерби до Земли Адели.

Геологи разделяют Восточно-Антарктический кратон на три сектора [33а]. Центральный сектор, имеющий форму равнобедренного треугольника с основанием-отрезком побережья между  $0$  и  $70^\circ$  в. д. и вершиной в верховьях ледника Нимрода, развивался как гигантский щит, где протерозой накапливался лишь локально в изолированных авлакогенах. Это же относится к протерозойской эволюции Восточного сектора, расположенного между Западным склоном Антарктических гор и ледником Ламберта. В Западном секторе между  $0$  и  $40^\circ$  з. д. распространены рифейско-вендские комплексы чехла. Активные геосинклинальные процессы в позднем рифее-венде развивались в горах Пенсакола, Трансантарктических горах и некоторых районах Земли Мэри Бэрд.

## 5.2. ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Структуры раннего рифея развивались на фоне огромной сиалической массы Пангеи. Реконструкция Пангеи I представляет собой трудновыполнимую задачу, как будет сказано ниже, авторы допускают существование относительно устойчивого глобального

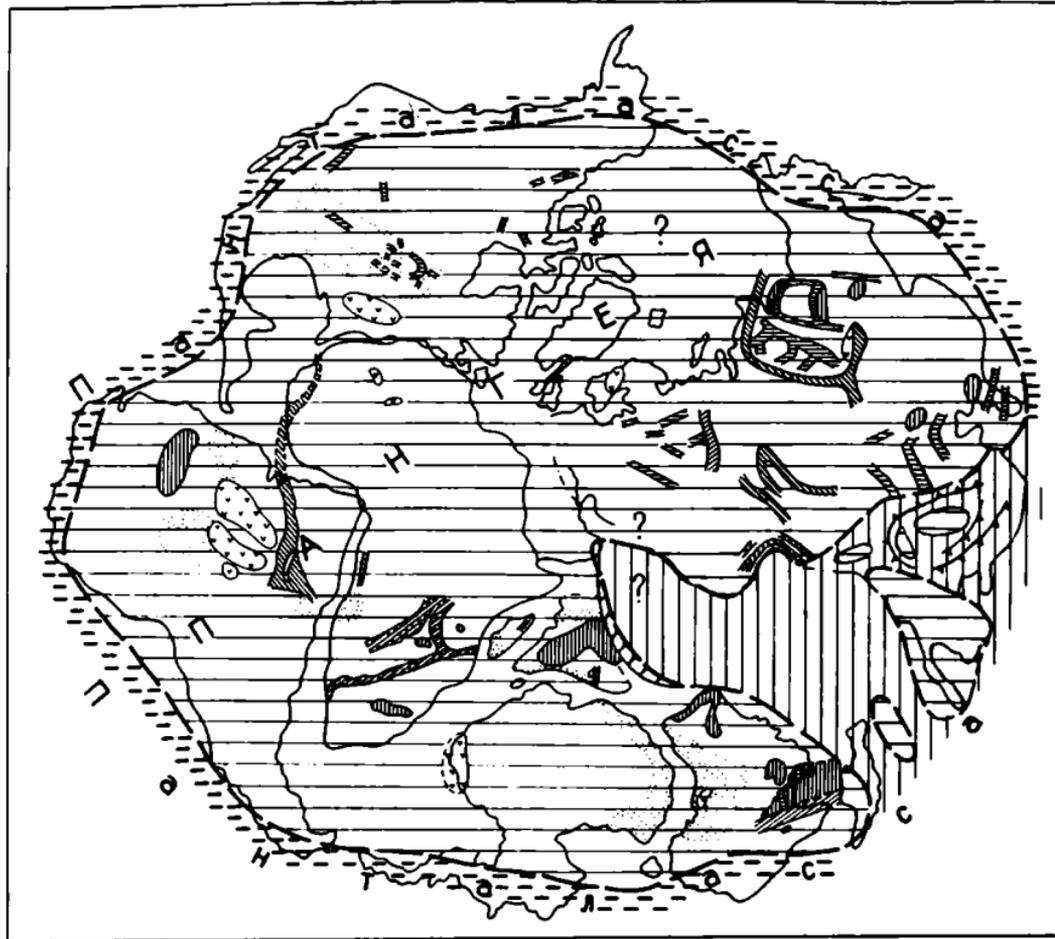
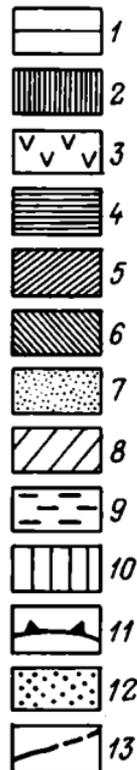


Рис. 48. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция. Ранний рифей (по Н. А. Божко).

1 — континентальная раннедокембрийская кора; 2 — платформенный чехол; 3 — кислые вулканоплутонические ассоциации; 4 — авлакогены; 5 — энсиалические интракратонные геосинклинали; 6 — энсиматические интракратонные геосинклинали; 7 — зоны негеосинклиальной ТТП фундамента; 8 — пассивные окраины; 9 — раннеобразованная океанская кора; 10 — новообразованная океанская кора; 11 — зоны субдукции; 12 — кибарская складчатость; 13 — граница континентальной коры



структурного плана в эволюции Земли, исключая беспорядочные движения континентов от эпохи к эпохе. Это предполагает общее сходство конфигураций суперконтинентов различного возраста, что нашло отражение на приводимых глобальных палеотектонических схемах для позднего докембрия, где гипотетическая Пангея I находит палеозойскую Пангею II (см. рис. 48). Основная площадь Пангеи I, по-видимому, была приподнята и в палеотектоническом плане была близка по характеру щита (рис. 48). Эти щиты или мегащиты имели гетерогенное строение и были сложены корой, стабилизированной в конце раннего протерозоя. Стабильность коры отличалась формированием в ряде мест небольших по площади платформенных чехлов. Одновременно с ними в раннем рифее происходило новообразование подвижных зон.

### 5.2.1. Платформенные впадины (синеклизы)

Сравнительно небольшие по размеру участки кратонов, перекрытые платформенным чехлом, являлись единственными в докембрии отрицательными структурами платформенного ряда. Выделяемые в фанерозойских чехлах антеклизы отсутствовали. Сравнительно крупные по размеру впадины располагались на севере Австралии (Мак-Артур) и в Индостане (Куддапах, Виндийская). Они заполнились в течение раннего рифея мощными терригенно-карбонатными толщами (до 6 км), залегающими непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте. Впадины Северной Америки, Африки, Сибири значительно меньше по размеру и выполнены менее мощными осадками. Платформенные впадины в ряде мест сопрягались с авлакогенами и другими линейными структурами, как это имело место в Австралии, где впадина Мак-Артур сопрягалась с синхронно развивавшимися авлакогеном Баттен и интрагеосинклиналью Маунт-Айза.

### 5.2.2. Области формирования эпикратонных вулканоплутонических ассоциаций

Эти геоструктурные области развивались в основном унаследованно с конца раннего протерозоя Гвианский и Регибатский щиты. Особенностью раннерифейских комплексов здесь является увеличение роли терригенных, грубообломочных молассоидных формаций, довлеющих над вулканитами, которые могут вообще отсутствовать. Осадочно-вулканогенные толщи накапливались в мелких грабенах, часто разветвляющихся и сливающихся с образованием неглубоких депрессий. Основные и щелочные гипабиссальные интрузии внедрялись как в осадочную толщу, так и в соседние щитовые участки. Породы деформированы неравномерно с преобладанием брахиморфных складок и разломов типа сбросов. В составе магматических продуктов рассматриваемых областей имеются эффузивы, туфы и игнимбриты риолитового дацитового (реже андезитового) состава и комагматичные им интрузии.

Чаще всего устанавливается явное интракратонное положение данных областей (Рондония, Эглаб, Гоулер). В этом случае разобщенные грабены, вулканические постройки, интрузивные тела образуют в целом довольно изометричные в плане структурные области на фоне обширного стабилизированного кратона. Здесь трудно говорить о протяженных вулканических поясах, даже если учесть роль последующей эрозии, обусловившей некоторую разобщенность в распространении молассоидных толщ и вулканоплутонических образований. Эти области выглядят как крупные вкрапления на фоне гигантской площади кратона. Другие области характеризуются более линейным структурным планом. К ним относится полоса кислых эффузивов и интрузий на юго-востоке Северо-Американского кратона, протягивающаяся на 1700 км от шт. Техас (США) до пров. Онтарио (Канада). Области первого типа (изометричные) отмирая, не наследуются другими подвижными структурами, тогда как второй тип обычно переходит в более молодые рифейские интракратонные геосинклинали или зоны переработки.

### 5.2.3. Авлакогены (палеорифты)

Эти структуры довольно широко развиты в раннем рифее, особенно на материках северного ряда. По строению они принципиально не отличаются от своих более молодых и древних аналогов. Вместе с тем по некоторым параметрам намечается их различие между собой в разных частях Пангеи.

Авлакогенам Северной Америки и Австралии свойственны обычно большие мощности отложений (до 12 км), их терригенно-карбонатный состав. Нижнерифейские части разрезов авлакогенов Восточно-Европейского кратона менее мощные и характеризуются существенно терригенным составом, с широким развитием красноцветов. Раннерифейское осадконакопление авлакогенов Сибири отличается трансгрессивным характером. Толща пестроцветных осадков сменяется вверх терригенными прибрежно-морскими, а те в свою очередь — кремнисто-карбонатными.

Во многих авлакогенах магматическая деятельность выразилась в образовании даек и силлов диабазов. На Сибирской платформе, где магматизм авлакогенов тщательно изучен Б. Р. Шпунтом, в раннем рифее формировался сложный дифференцированный комплекс щелочных ультрабазитов-карбонатитов-сиенитов-трахиллипаритов и базальтов.

Для авлакогенов Сибири, Австралии и некоторых авлакогенов Северной Америки характерна сопряженность с отложениями платформенного чехла, синхронно накапливавшихся на периферии палеорифтов. Другие авлакогены (Восточно-Европейский кратон) представляли собой изолированные структуры.

Ранний рифей явился эпохой заложения большинства авлакогенов, развитие которых растянулось почти на весь поздний докембрий.

## 5.2.4. Интракратонные геосинклинали

К раннему рифею относится заложение новой генерации другого типа структур — интракратонных геосинклинальных систем: Кибарской, Уруасанской, Мавритано-Сенегальской, Енисейской. Это отчетливо линейные сравнительно узкие зоны, занимающие внутрикратонное положение. По характеру выполняющих формаций и развитию эти структуры разделяются на существенно энциалические (т. е. полностью сохраняющие когерентность сиалического фундамента) и структуры энсиматические, в которых когерентность фундамента в той или иной степени нарушена и в строении принимает участие мантийный материал.

**5.2.4.1. Энциалические интракратонные геосинклинали** закладывались в виде узких вытянутых прогибов дискордантно по отношению к структурам фундамента (см. рис. 48). Почти повсеместно отмечается резко несогласное залегание толщ, выполняющих рассматриваемые зоны на архейских или нижнепротерозойских комплексах. Наложение позднедокембрийских зон на структуры древнего фундамента хорошо наблюдается, например, в месте пересечения северной части Кибаро-Анколийской системы с раннепротерозойским поясом Рузизи-Убенди. Выступ последнего по всей ширине зоны Кибарид как бы разделяет ее на два сегмента — северный и южный. Более редки случаи унаследованности раннедокембрийского структурного плана (например, зоны Маюмбе).

Рассматриваемые системы имеют своеобразный рисунок в плане с разломными параллельными границами, с резким «слепым» затуханием обоих концов систем в теле кратона. Такая особенность структурного рисунка свойственна и современным континентальным рифтовым зонам. Это сравнение становится еще более очевидным, когда рассматриваемые подвижные зоны группируются в разветвленные системы, как это имеет место в центральной Африке, где субпараллельные Кибаро-Анколийский и Ирумидский пояса соединяются цепочкой узких зон Укинга-Итиасо. В данном случае происходит обособление отдельных блоков фундамента (Замбийский массив), и картина в целом весьма напоминает современную Восточно-Африканскую рифтовую систему с ее Западным и Восточным сегментами, обособлением Додомского блока и т. д.

Энциалические трогии заполнялись существенно карбонатно-терригенными осадками большой мощности при подчиненной роли вулканитов бимодального состава. Это хорошо видно на примере разреза Кибарид (общая мощность до 14 км), сложенного в основном кварцитами и филлитами с пачками базальтов и лишь в верхней части содержащего графитовые сланцы, известняки и доломиты. В других системах (Маунт-Айза) роль вулканитов более значительна. Поперечная структурно-формационная зональность в раннерифейских энциалических интракратонных геосинклиналях практически отсутствует, и вся система в поперечном сечении однородна, если не учитывать выступ сиалического фундамента в

системе Маунт-Айза, разделившего геосинклиналь на два изолированных прогиба. Данная система развивалась унаследованно, и является единственной геосинклиналью, испытавшей метаморфизм, складчатость, гранитизацию и полное замыкание в раннем рифе — 1490—1425 млн. лет назад. Другие энсиалические интракратонные геосинклинали данной генерации испытали соответствующий диастрофизм в начале среднего рифея, поэтому удобнее рассматривать эти процессы и обусловленные ими структуры в следующей главе.

**5.2.4.2. Энциматические интракратонные геосинклинали.** По-видимому, к раннему рифею относится заложение нового вида интракратонных трогов — энсиматических интрагеосинклиналей. Это можно утверждать лишь предположительно, с оговоркой относительно Центрально-Бразильской и Мавритано-Сенегальской зон из-за отсутствия надежных возрастных данных и несколько более уверенно относительно Енисейского кряжа, трогов Казахстана, Алтае-Саянской и Байкало-Витимской областей. Складчатые системы, возникшие на месте этих трогов, отличаются от внутриконтинентальных присутствием в той или иной степени сходных с альпинотипными ультрабазитами или породами расчлененной и обычно неполной офиолитовой ассоциации. Эти системы более протяженные по сравнению с энсиалическими и характеризуются отчетливой поперечной зональностью с развитием эвгеосинклинальных и миеосинклинальных зон. Степень энсиматичности перечисленных трогов различна — от присутствия отдельных тел гипербазитов до фрагментов офиолитовой ассоциации. Примером последней может являться муйский офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области. Наиболее глубокие части разреза представлены полосчатыми и пятнистыми габброидами с реликтами ультраосновных пород. Габброиды трактуются как метасоматические, развивающиеся по ультраосновным породам. Верхняя часть комплекса представлена амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. В них можно наблюдать местами реликтовую порфиоровую структуру, особенно в верхах разреза, что позволяет сделать вывод о их первичной вулканогенной природе. Среди указанных пород, выделяемых в Северном Прибайкалье в нюрндуканскую свиту, а в Муйских хребтах в муйскую, распространены плагиограниты муйского плутонического комплекса.

Аналоги габбро-амфиболитового комплекса устанавливаются в Южно- и Северо-Муйском хребтах. Здесь и в других местах области они слагают ветви, ограничивающие или разделяющие глыбы дорифейского фундамента. Рассматриваемый комплекс отделен от окружающих толщ разломами.

К. А. Клитин [59] указывает на трансгрессивное перекрытие офиолитового комплекса геосинклинальными образованиями. Последние, выделяемые в разных местах под различными наименованиями (тыйская, киянская и др.), сложены метаморфизованными вулканогенными породами базальтового состава, которым подчинены кислые эффузивы, и перекрыты карбонатно-терригенными по-

родами. Эти серии слагают узкие контролирующиеся разломами зоны «эвгеосинклинального типа» [20], расположенные между фрагментами древнего фундамента подобно Муйской глыбе, обуславливая вместе с ними мозаично-блоковый характер строения докембрийского структурного плана региона. Офиолитовый комплекс Байкальской области, как видно из сказанного, еще слабо изучен, но уже имеющиеся данные позволяют исключить его прямое сопоставление с классическими разрезами офиолитовой ассоциации. Требуется дальнейшего доказательства предположение об апогипербазитовой природе габброидов. Вполне правомочно и предположение о том, что подчиненные тела гипербазитов в составе муйского комплекса наравне с отсутствием серии параллельных даек отражают его специфику, связанную с ограниченным раскрытием континентальной коры. Петрохимические исследования Н. Л. Добрецова офиолитов данного комплекса позволили выявить отличия его состава по ряду геохимических параметров от типичных офиолитов. Состав указывает на рифтогенную природу зоны распространения комплекса, точнее, на аналогию ее с рифтом красноморского типа. Этот вывод вполне справедлив. Он согласуется с геологическими данными — внутрикратонной позицией муйских известково-щелочных серий.

Развитие таких редуцированных «офиолитов», которые можно назвать параофиолитами (ненастоящими офиолитами), свойственно многим интракратонным геосинклинальным системам позднего докембрия и, в частности упомянутой выше, возможно, также частично нижнерифейской, Мавритано-Сенгальской системе Западной Африки.

Много неясного и в вопросе о времени\* и механизме становления муйского комплекса. К. А. Клитин [59], сравнивая комплекс с базальтовым слоем земной коры, помещает его в основание протерозойской геосинклинали. Г. Л. Митрофанов и др. [83], А. Н. Булгатов и др. [20] габбро и гипербазиты относят к интрузиям в рассматриваемых выше вулканогенных и кремнисто-вулканогенных породах типа муйской серии.

Л. Ф. Добержинецкая и другие [37] в доказательство мантийной природы гипербазитов Байкало-Витимского пояса считают, что начальная стадия развития этого пояса знаменуется накоплением терригенно-вулканогенных толщ и внедрением в них габброидных интрузий. Стадия закрытия сопровождается протрузивным выведением полностью закристаллизовавшихся, но еще «горячих» твердопластичных тел ультрабазитов в условиях сдвига-взбросовых движений.

В свете существующих пробелов в изучении стратиграфии региона данная проблема не может быть решена с достаточной

---

\* Здесь речь идет лишь о становлении комплекса относительно времени формирования вмещающих его вулканогенных-осадочных толщ без затрагивания весьма спорных вопросов стратиграфии и датировки образований региона, о которых говорилось выше.

определенностью. Так, зональные метаморфические серии Прибайкалья и их аналоги в других частях региона могут являться более древними по отношению к муйскому комплексу. Как бы то ни было, следует исходить из вторичной рифтовой природы муйских «параофиолитов» и из предположения о возникновении вмещающих их трогов за счет дробления, растяжения, деструкции древнего субстрата, в настоящее время разрозненного в виде глыб внутри Байкало-Витимского пояса. Эта деструкция уже на начальной стадии могла обусловить ограниченное раскрытие «красноморского типа» и в этом случае муйские параофиолиты действительно окажутся в основании разреза как новообразованная кора океанского типа. Если же раскрытие происходило постепенно, в течение некоторого времени, то в разрезе должны сохраниться свидетельства стадии континентального рифта. По-видимому, в такой же последовательности происходило формирование интракратонной геосинклинали Енисейского кряжа, в котором становление ультраабазитов исаковского комплекса предшествовало возникновению сланцевых толщ сухопитской серии. Рифтогенная природа позднедокембрийской геосинклинали Енисейского кряжа доказывается становлением в условиях растяжения даек и силлов индыглинского комплекса повышенной щелочности в низах кординской свиты, содержащей бимодальные вулканиты в полосе длиной 110 км и шириной 5—8 км [100].

### 5.2.5. Пояса тектоно-термальной переработки (ТПП)

Они соответствуют участкам дорифейской Панген, охваченным повторным метаморфизмом, магматизмом, изотопным омоложением, наложенными деформациями без существенного участия рифейской супраструктуры. В раннем рифее существовало несколько таких зон в Северной и Южной Америке, Европе, Индостане, Австралии, Антарктиде. Все они имеют линейную форму и достаточно большую протяженность до нескольких тысяч километров. Субстрат их сложен глубокометаморфизованными образованиями нижнего докембрия. Рифейские же толщи, соответствующие этапу переработки, практически отсутствуют, выделяясь в виде небольших пятен вулканитов (провинция Нейн, Канада) или терригенных пород (Албани-Фрейзер, Австралия). Типичной для ТПП раннего рифея является Эльсонская, или Мазатцальская, зона переработки, охватившая огромные пространства юга Северо-Американского континента. В типовом районе — на западе провинции Нейн она выразилась во внедрении анорогенных интрузий на уровне около 1,4 млрд. лет. Этому предшествовало накопление метавулканитов группы Петсаписку с возрастом  $1525 \pm 60$  млн. лет (Rb-Sr), испытавших складчатость и метаморфизм на уровне 1490 млн. лет [306]. По-видимому, началом внедрения собственно анорогенных неметаморфизованных интрузий следует считать внедрение в группу Петсаписку адамеллитов Мичикамау — 1462 млн. лет назад (U-Pb). Последовавшая вспышка анорогенного плутонизма выра-

зилась в становлении анортозитового комплекса —  $1388 \pm 25$  млн. лет назад (Rb-Sr) и связанных с ним гранитов типа Снегашук — 1426 млн. лет (Pb) и др. [306].

За пределами провинции Нейн в области эльсонской переработки, по существу, неизвестно супракрустальных эффузивно-осадочных толщ нижнего рифея. Повсеместно наблюдается внедрение дискордантных интрузий в древний фундамент, консолидированный в архее и раннем протерозое. Так, в Южной провинции Канады, к югу от оз. Верхнее расположен батолит Вольф-Ривер, датированный  $1485 \pm 15$  (U-Pb) и  $1437 \pm 34$  млн. лет (Rb-Sr), интрузивный комплекс Кронер-Айленд — 1464 млн. лет (Rb-Sr) и сиенит Вусау такого же возраста. Формирование анорогенных гранитов и анортозитов в интервале 1,5—1,4 млрд. лет достигло в Северной Америке беспрецедентных масштабов, охватив южную и центральную части Скалистых гор, смежную часть Мидконтинента, южную часть Канадского щита. Здесь в полосе длиной около 6000 км и шириной 1000 км внедрены сотни, а возможно, и тысячи плутонов анортозитов, гранитов, гранит-порфиоров, сиенитов, габбро с размерами поверхностных выходов до 100 км. Внедрение этих тел сопровождалось региональными процессами омоложения K-Ag и Rb-Sr систем слюд, но в целом метаморфизм проявился слабо. Широким распространением в зоне эльсонской переработки пользуются разломы и рифтоподобные структуры. Для всего пояса предлагается рифтогенная природа [266].

Примечательно, что рассматриваемая зона плутонизма пространственно связана с уже упоминавшейся областью формирования вулканоплутонической ассоциации, протянувшейся широкой полосой на 1700 км от шт. Техас (США) до пров. Онтарио (Канада).

На Балтийском щите эльсонской переработке соответствует готская, выразившаяся в образовании дугообразных зон разломов, внедрении в них гранитоидов, повторном метаморфизме с возрастом 1,45—1,4 млрд. лет.

В Южной Америке изотопное омоложение фундамента паренсийского, паргауанского эпизодов находится в тесной связи с формированием кислых вулканоплутонических комплексов.

Процессы ТТП в Южной и Центральной Австралии выразились в интенсивном (до гранулитовой фации) метаморфизме, а также во внедрении гранитоидов, мигматизации, главным образом вдоль зон северо-восточного простираения — от провинции Албани-Фрейзер через блок Масгрейв до южной части блока Аранта, затухая постепенно к востоку в блоках Гоулер и Вилльяма к области развития вулканоплутонических ассоциаций.

Отличительными особенностями переработки Восточно-Гатского пояса Индостана служат широкое развитие пегматитов и надвигообразование в сторону Куддалахской впадины.

Таким образом, раннерифейские зоны ТТП характеризуются разнообразием и неравномерным проявлением их составных частей. В одних зонах главным фактором переработки служит плуто-

низм (юг Канадского щита), в других — изотопное омоложение (Южная Америка). Тектонические деформации как будто менее выражены и проходят в начальную фазу в обстановке растяжения, а в конечную — сжатия. Характер метаморфизма и магматизма в разных зонах также изменчив. В одних случаях наблюдается гранулитовый метаморфизм, мигматизация и становление гнейсогранитов (Австралия), в других — внедрение анортозитов и рапакивиобразных гранитоидов (Северная Америка) при слабом проявлении повторного метаморфизма.

#### 5.2.6. Краинно-кратонные (краинно-континентальные) геосинклинали

Как указывалось выше, эти структуры установлены на основании развития офиолитовых поясов и островодужных комплексов в пределах Юго-Восточной Азии. О них стало известно совсем недавно, главным образом из работ Р. Чанга и др. [338], Ван Ямжена и др., Ле Зуи Батя [70]. Большую часть разреза эвгеосинклинальных серий Индосинийского и Южно-Китайского блоков составляют офиолитовые комплексы ранне-среднерифейского возраста — Хамдык, Яньпен и Сibaо. Первый комплекс представлен ассоциацией куммингтонитовых амфиболитов, гнейсов и мраморов и серпентинизированных гипербазитов и метагаббро. По надвигам этот комплекс обдущирован на северный край Контумского выступа. Его несогласно перекрывает моласса и прорывают гранитоиды позднерифейского возраста.

Офиолитовый комплекс Яньпен устанавливается на западном склоне Сикан-Юньнанской гряды (или поднятия Кандии) в ее центральном отрезке, где описан разрез мощностью до 10 км, сложенный в низах спилитами, пиллоу-лавами, зелеными сланцами, кремнистыми породами, вмещающими многочисленные тела серпентинитов и метагаббро, а в верхах — турбидит-флишевыми толщами. Прорывающие габбро имеют возраст 1315—1210 млн. лет и перекрываются верхнерифейскими молассами.

Третий нижнерифейский офиолитовый комплекс обнаружен в пределах Цзяннанского поднятия в разрезе групп Сibaо [338], Фанджигшан и представлен гипербазитами и габброидами, перемежающимися с основными вулканитами, которые перекрываются флишем и вмещают тоналиты с возрастом 1422 млн. лет.

К мезогеосинклинальным сериям относятся комплексы Буханг, Куньян, Хойли, Баньи. Все они формировались в краинных зонах докембрийских блоков. По формационному составу и строению разрезов комплекс Буханг близок к сериям внешней невулканической островной дуги с нижней терригенной и верхней вулканогенно-терригенной формациями. Комплексы Куньян и Хойли формировались в тыловых прогибах Сикан-Юньнанской гряды, возникших при растяжении западной окраины Сычуанского блока. Их возраст несколько моложе комплекса Яньпен.

Итак, в раннем рифее на юго-востоке Азии возникли зоны с вторичной океанской корой, что привело к обособлению микроконтинентов. Уже в раннем рифее в пределах южно-китайского блока возникли островные дуги и шло формирование островодужных серий.

### 5.3. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Раннерифейская эпоха характеризуется наличием довольно разнообразных тектонических элементов, развивавшихся в пределах огромного синалического мегаблока — Пангеи. Существование Пангеи, как и в раннем протерозое, доказывается по палеомагнитным данным (сходство кривых блуждания полюсов) и переходным палеоструктурам (рис. 49; см. рис. 51, 64). Вместе с тем в раннем рифее фиксируются первые процессы ее распада в области Юго-Восточной Азии, новообразование океанских бассейнов и возникновение роя микроконтинентов, на окраинах которых в обстановке субдукции началось формирование известково-щелочных комплексов и становление офиолитовых поясов. По существу, это первое надежное проявление окраинно-плитных тектонических процессов в истории Земли. Общая палеотектоническая обстановка во внутренних частях Пангеи характеризуется развитием деструктивных процессов в древней, в общем стабилизированной коре. Сегменты коры Пангеи различались между собой по степени древности. На наиболее стабилизированных из них (Австралийский, Индостанский, Китайско-Корейский кратоны) шло формирование плитных платформенных чехлов в эпиконтинентальных морях. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что первые плитные движения начали развиваться в юго-восточном Азиатско-Австралийском сегменте Пангеи, где была к этому времени сформирована наиболее зрелая кора.

Тектонический режим формирования первых позднедокембрийских платформенных чехлов отличался все еще относительно большой контрастностью вертикальных движений. На это указывают значительные мощности отложений. Так, во впадине Мак-Артур только в течение раннего рифея было накоплено 6 км осадков. В составе отложений, выполняющих сравнительно небольшие бассейны осадконакопления, преобладают песчаники, кварциты, аргиллиты, алевролиты, содержащие пачки известняков и доломитов. Характерно развитие трапловой формации и кислых вулканитов. Раннерифейский плитный комплекс накапливался непосредственно на древнем фундаменте, минуя «авлакогенную стадию».

Тектонический режим областей накопления вулканоплутонических ассоциаций и молассоидных комплексов «акитканского» типа трактуется различно — как орогенный, кратонизации, активизации, окраинно-континентальный. Рассматривая тектоническое положение этих нижнерифейских комплексов, в большинстве случаев можно сделать вывод об их анорогенной природе. Магматизм данных областей вызван коровыми процессами, о чем свидетельст-

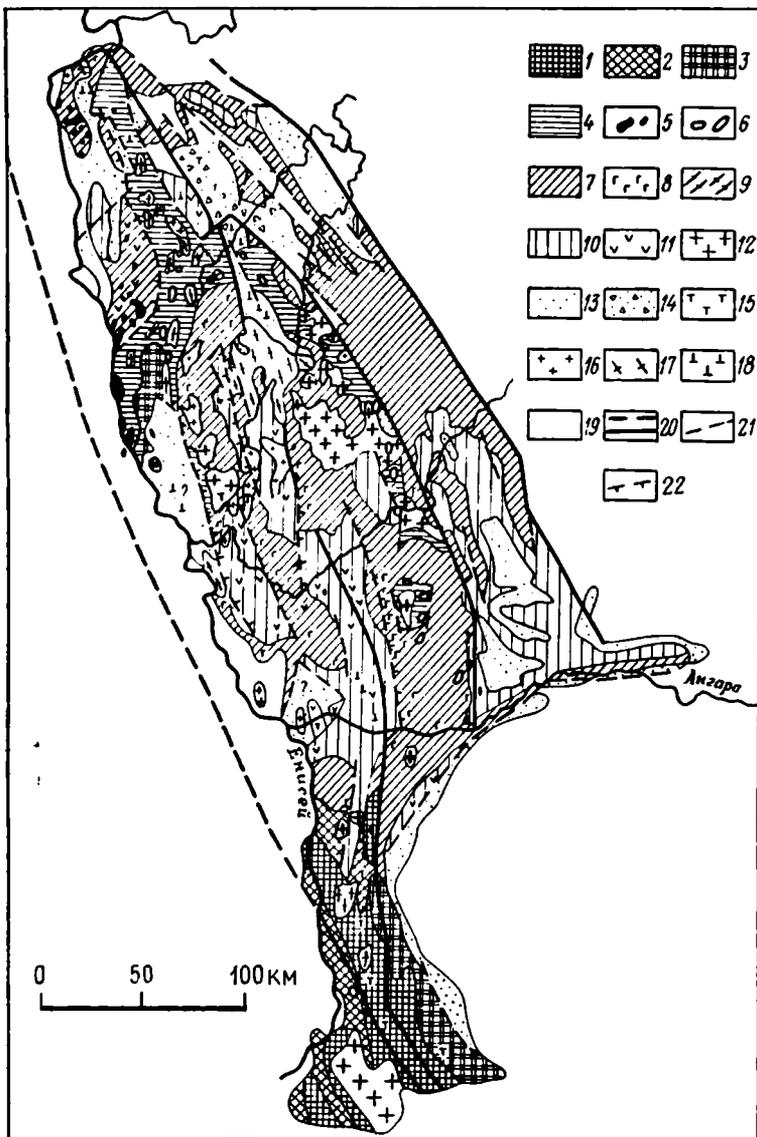


Рис. 49. Тектоническая схема Енисейского кряжа (по Е. С. Постельникову).

Фундамент рифейской геосинклинали. Выходы дорифейской сланической коры: 1 — канская серия, гранитогнейсы богуняевского комплекса (AR); 2 — енисейская серия (PR); 3 — таракский ( $1800 \pm 100$  млн. лет) и гиревский комплексы гнейсогранитов; 4 — тейская и абалаковская серии ( $PR_1^?$ — $PR_1^?$ ), возможно и более древние образования на северо-западе; протрузии (?) меланократового фундамента; 5 — ультрабазиты (суржихинский комплекс), габброиды и ультрабазиты (борисихинский комплекс). Рифейские геосинклиналильные образования. Породы раннегеосинклиналильной стадии (сухопитской цикломы —  $PR_{1-2}$ ); 6 — ортоамфиболиты (индыглинский комплекс), 7 — осадочные, 8 — вулканиты основного состава, 9 — гранитогнейсовая формация (тейский комплекс) — 1 млрд. лет. Породы позднегеосинклиналильной стадии (тунгусской цикломы —  $PR_{2-3}$ ): 10 — осадочные; 11 — вулканиты и субвулканические тела

вуют определения стронциевых отношений гранитоидов, эффузивов и других пород. По-видимому, формирование кислых со щелочным уклоном вулканоплутонических комплексов и накопление континентальных молассоидных толщ в ассоциации с субаэральными вулканитами происходило на коре, менее стабилизированной, чем в областях развития плитных чехлов. Характерно, что уже в раннерифейских комплексах данного типа наблюдается исчезновение вулканитов и преобладание терригенных, часто кварцево-песчаных пород, накапливавшихся в грабенообразных депрессиях. Эта тенденция, вероятно, отражает увеличение степени зрелости коры, приближения ее к условиям, благоприятным для формирования типичных платформенных чехлов.

Обратная картина намечается в это время в развитии другого своеобразного тектонического режима докембрия — негеосинклинальный ТТП субстрата.

Многое неясно в понимании хода и природы этого процесса, хотя, начиная с исследований А. Холмса (1951 г.), вопросы строения зон ТТП специально рассматривались советскими и зарубежными авторами. В нашей стране эта проблема нашла отражение в трудах С. Е. Колотухиной, Е. В. Павловского, В. Е. Хаина, Ч. Б. Борукаева, М. А. Семихатова, Н. А. Божко и др. В данной работе вопрос о тектонической природе зон ТТП излагается последовательно на фоне рассмотрения всего позднедокембрийского материала.

Ранний рифей — эпоха сосуществования двух тектонических режимов — негеосинклинальный ТТП и формирования вулканоплутонических ассоциаций, начало расцвета первого и отмирание второго. По существу, только в это время отмечается развитие «гибридных» зон типа южной части Северо-Американского кратона, где наблюдается конвергенция признаков этих двух режимов.

По-видимому, по тектонической природе и режиму эти явления в чем-то близки и в этом смысле термин «протоактивизация», предложенный А. А. Бухаровым (1984 г.), более точно отражает суть Актинания, чем «кратонизация» А. А. Богданова. Оба процесса регенерируют консолидированный сialический фундамент в негеосинклинальной обстановке. Вместе с тем выступают явные черты различия в характере этого преобразования. Зонам ТТП нетипичен, за редким исключением, вулканизм. Если же вулканиты участвуют в формировании супраструктуры, то они имеют основной состав. Им несвойственны накопление молассоидных толщ в мелких грабенах и депрессиях, широкое развитие щелочных гранитоидов и гранитов-рапакиви. Здесь развиваются нормальные и извест-

---

разного состава (токминский комплекс и др.); 12 — формация гранитных батолитов (татарский комплекс — 850 ± 50 млн. лет). Породы орогенной стадии (чингасанского и чапского циклов — PR<sub>3-4</sub>); 13 — осадочные без подразделения, 14 — олистостромы; 15 — трахибазальтовая формация (включая диабазы ведугинского комплекса); 16 — гранит-лейкогранитовая формация (глушинский комплекс); 17 — гранит-граносиенитовая формация (нойбинский комплекс); 18 — щелочно-базальтоидная и щелочно-сиенитовая формации (среднетатарский комплекс и др.). 19 — породы платформенного чехла (фанерозойские). Тектонические структуры: 20 — тектонические швы; 21 — разломы, 22 — надвиги

ково-щелочные граниты, адамеллиты, анортозиты. С другой стороны, областям формирования кислых вулканоплутонических ассоциаций присущи метаморфизм и тем более ультраметаморфизм, возникновение мощных зон диафторитов, надвигообразование, свойственные зонам ТТП. Процессы магматизма имеют здесь исключительно коровый характер, тогда как в зонах ТТП проявляется явно более глубокий магматизм, местами даже отмечается внедрение ультрабазитов. Что же обуславливает различие этих процессов, где находятся источники энергии и материала для образования данных областей? Возможно, главная причина заключается в мантийной неоднородности, точнее, в разной степени ее истощения теплотворными радиоактивными элементами под различными сегментами коры. В этом смысле кратон можно представить как ареалы ранней консолидации коры, ее насыщения гранитным материалом с полным истощением мантии под ними.

Области формирования кислых вулканоплутонических ассоциаций можно рассматривать как участки истощенной мантии, но еще достаточно теплотворной, чтобы вызвать появление в коре очагов плавления с образованием субаэральных вулканитов и комагматических интрузий; зоны ТТП — области раннеобразованной, но не окончательно стабилизированной континентальной коры, где процесс истощения мантии был растянут во времени, вследствие чего в условиях ее импульсного возбуждения поддерживался режим ТТП. Характерно, что последний просуществовал на 50 млн. лет дольше в истории Земли по сравнению с указанным вулканоплутоническим режимом.

Возможно и другое объяснение. Влияние мантии может осуществляться не за счет ее остаточных активных источников, а за счет воздействия горячих точек или конвективных потоков. Рассматривая геодинамическую обстановку проявления двух указанных режимов, следует отметить роль растяжения на первых этапах их существования, что обуславливает формирование мелких грабенов и рифтов (в зонах ТТП). По-видимому, в заключительных этапах оно сменяется сжатием, о чем свидетельствуют деформации супракрустальных толщ.

Еще определеннее это можно сказать применительно к интракратонным геосинклиналям, испытавшим в раннем рифее рифтовую стадию заложения. Рифтогенная природа этих структур подчеркивается их рисунком в плане, характером «грабенового» выполнения, бимодальным вулканизмом, зонами даек, предшествующих заложению трогов. Становление гипербазитов, формирование неполных офиолитовых ассоциаций в энсиматических интракратонных геосинклиналях указывают на значительную интенсивность раннерифейского рифтогенеза, его переход к спредингу.

Возникнув как внутриконтинентальные рифты, раннерифейские трогов были вовлечены в режим интракратонной геосинклинали, растяжение сменилось прогибанием. В течение геосинклинальной стадии в энсиматических трогах был сформирован мощный (10—15 км) осадочный вулканогенный, а в энсиматических трогах — тер-

ригенно-карбонатный комплекс. В раннем рифее кульминацию интракратонного геосинклинального режима полностью испытала лишь геосинклиналь Маунт-Айза (Австралия).

Итак, раннерифейская глобальная обстановка характеризуется существованием когерентной Пангеи, которой лишь слегка коснулся процесс расчленения. Вместе с тем в ряде мест активно проявляются процессы деструкции и преобразования континентальной коры Пангеи. Главная роль среди них принадлежит рифтогенезу, который обусловил возникновение авлакогенов, интракратонных геосинклиналей, грабенов. По-видимому, этот процесс участвует и в начале становления зон ТТП. Таким образом, геодинамический режим растяжения имел большое значение, накладываясь на стабилизированные в различной степени сегменты коры и вызывая развитие в них разнотипных структур. В конце этапа некоторые из них испытывают сжатие.

В раннем рифее, по существу, развивались все типы тектонических структур, свойственных позднему докембрию, — щиты и платформенные впадины, области формирования вулканоплутонов, зоны ТТП субстрата, авлакогены, все типы интракратонных геосинклиналей, окраинно-континентальные геосинклинали. Однако пространство их было неравномерно.

Основная территория Пангеи представляла собой огромный мегащит. Очень небольшие площади занимали платформенные и субплатформенные чехлы, еще единичны были интракратонные геосинклинали. Наибольшее распространение имели авлакогены. Окраинно-континентальные процессы развивались лишь в одном краевом участке Пангеи. Вместе с тем появившиеся впервые в истории Земли единичные энзиматические интрагеосинклинали и бассейны с вторичной океанской корой и активные окраины свидетельствуют о наступлении нового стиля тектогенеза.

В целом данная эпоха характеризуется впервые в эволюции Земли сочетанием внутриплитных и окраинно-плитных тектонических процессов при подавляющем преобладании первых.

## Глава 6

# СРЕДНИЙ РИФЕЙ: ПРОДОЛЖЕНИЕ ДЕСТРУКЦИИ И РАСЧЛЕНЕНИЯ ПАНГЕИ, РАЗВИТИЕ ТЕКТониКИ ПЛИТ

## 6.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

### 6.1.1. Северо-Американский кратон

6.1.1.1. Канадский щит. В среднем рифее преимущественно сохранилась обстановка предыдущего этапа — существование обширной кратонизированной области, на базе которой развивались авлакогены и зоны переработки фундамента (см. рис. 41).

Продолжалось платформенное осадконакопление на северо-западе кратона. Нижнерифейская группа Хорнби-Бей перекрывается аналогичной по составу группой Дисмал-Лейк, выше которой следуют основные вулканиты и песчаники группы Коппермайн-Ривер. Для эффузивов этой группы Rb-Sr датировка — 1,2 млрд. лет.

К платформенному чехлу относятся, по мнению Д. Стюарта [303], отложения группы Апачи и кварциты Трой в южной части Скалистых гор. Группа Апачи сложена алевролитами, песчаниками, конгломератами, доломитами, основными эффузивами, а вышележащая формация Трой — кварцитовидными песчаниками. Группа Апачи залегает на кварцевых монцонитах, имеющих возраст 1,42 млрд. лет, а все указанные выше отложения рвутся диабазами с возрастом 1,15 (U-Pb метод по циркону) млрд. лет. Кроме того, среднерифейский возраст серии Апачи подтверждается находками строматолитов [112].

В авлакогене Вернек-Маккензи с группой Дисмал-Лейк и Коппермайн-Ривер коррелируются верхние части разреза супергруппы Верник и низы супергруппы гор Маккензи. Эти отложения были смяты в складки в период «ракланской орогении» (1,2 млрд. лет назад), сопоставленной с гренвильским диастрофизмом [334].

В авлакогене Белт-Перселл этому событию соответствует поднятие и эрозия, предшествовавшие накоплению серии Перселл. К среднему рифею относится заложение авлакогена Гранд-Каньон в Северной Аризоне. Развитая здесь супергруппа Гранд-Каньон залегает на фундаменте с возрастом 1,7 млрд. лет и содержит в основании группу Ункар, представленную сланцами, кварцитами, известняками, песчаниками, лавами Карденас. Начало седиментации этой группы относится к 1,25—1,2 млрд. лет. Датировка лав Карденас — 1,07 млрд. лет [202].

В районе нынешнего оз. Верхнего развивался дугообразный авлакоген Кивино. Он сложен одноименной супергруппой (до 15 км), состоящей более чем на половину из основных вулканитов. Осадочные породы распространены в нижней и верхней частях разреза и представлены мелководными красноцветными песчаниками, конгломератами, аргиллитами. К среднему рифею относится образование нижнего и среднего Кивино, датированные соответственно 1200 (U-Pb) и 1145—1115 ± 15 млн. лет [202].

Область распространения вулканитов Кивино является частью обширной трапповой провинции, которая протягивается под фанерозойским чехлом в виде полосы на юг от оз. Верхнее до шт. Канзас [289]. С ней ассоциируют дифференцированные габброиды — массив Дулут у западного края оз. Верхнее (1,1—1,05 млрд. лет). С однообразными траппами Северо-Западных территорий Канады связана расслоенная интрузия Маскока. Таким образом, эпоха траппового магматизма Северной Америки четко проявляется в интервале 1,3—1,05 млрд. лет. Эта же среднерифейская эпоха отмечена становлением знаменитого «роя Маккензи» — комплекса даек долеритов и базальтов, внедрившихся в интервале 1,3—1,0 млрд. лет и пересекающих Канадский щит с

северо-запада на юго-восток в полосе длиной 2500 и шириной 400 км [289, 303].

**6.1.1.2. Гренвильский пояс.** К концу среднего рифея относится важнейшее событие докембрийской эволюции Северо-Американского континента — становление Гренвильского подвижного пояса. Этот пояс протягивается на расстояние до 3500 км, его ширина в среднем составляет 400 км. На юго-востоке он граничит вдоль линии Логана с Аппалачской системой, следующей параллельно Гренвильскому поясу от о. Ньюфаундленд и почти до Мексиканского залива. Возможным продолжением Гренвильского пояса на востоке Мексики является Оакаханский складчатый пояс, сформированный около 900 млн. лет назад. На западе рассматриваемый пояс ограничен Гренвильским фронтом (разломной границей распространения высокометаморфизованных пород) и зоной сложных дислокаций, в том числе надвигов. Гренвильскому поясу свойственны высокая степень метаморфизма пород (до гранулитовой фации), магматизация, распространение анортозитов и гранитов, нефелиновых сиенитов. Массовые Rb-Sr и K-Ar датировки находятся в пределах 1150—850 млн. лет. Вероятно, пик метаморфизма имел место около 1 млрд. лет назад. Важной, но до конца нерешенной проблемой в понимании природы пояса остается вопрос о наличии супракрустальных пород, отложившихся во время ранней стадии гренвильского цикла. Развитие метаосадочных пород в пределах пояса установлено достоверно в горах Адирондак (США), на юге провинции Квебек (Канада) и т. д. Они слагают Центральный метаосадочный пояс Гренвильской провинции. Указанные метаосадочные породы объединяются в серию (супергруппу) Гренвилл и представлены кварцитами, мраморами, парагнейсами, конгломератами, амфиболитами.

Многие исследователи полагают, что серия Гренвилл представлена древними, раннедокембрийскими породами гудзонского цикла, подвергшимся мигматизации и метаморфизму в период гренвильского диастрофизма. В пользу этой точки зрения свидетельствуют прослеживание на десятки километров в пределы Гренвильского пояса толщ, отложившихся до гудзонской орогении, в частности пород Гурона, Каниписко. Такая интерпретация оставляет мало данных для того, чтобы считать, что на территории Гренвильского мобильного пояса когда-либо имело место осадконакопление в условиях геосинклинального бассейна [289]. Вместе с тем: исследования последних лет и, в частности, получение изотопных датировок по породам серии Гренвилл показывают, что кора центрального Метаосадочного пояса образовалась в интервале 1,3—1,0 млрд. лет [208]. На основании расчленения метаосадочного комплекса Восточного Онтарио и анализа радиометрических датировок Д. Мур и Р. Томсон предложили следующую схему тектонической эволюции Гренвильского пояса:

1) консолидация нижнепротерозойского кристаллического фундамента;

2) образование осадочно-вулканогенной толщи супергруппы Гренвилл в интервале 1300—1225 млн. лет;

3) главный плутонизм, деформация, метаморфизм; стабилизация — 1225—1100 млн. лет;

4) поднятие и эрозия; накопление обломочных и карбонатных пород групп Флинтон, вероятно, в условиях растяжения (1080—1050 млн. лет назад);

5) полифазная деформация и региональный метаморфизм (1050—1000 млн. лет назад).

Таким образом, последние события проявились по всему поясу и привели к переработке раннедокембрийского фундамента, выразившейся в наложенном метаморфизме, магматизме, сложных деформациях, изотопном «омоложении» пород. Очевидно, внутри этой обширной области негеосинклинальной переработки существовали отдельные трюги, в которых происходило накопление отложений супергруппы Гренвилл, впоследствии испытавших диастрофизм в заключительные стадии гренвильского цикла. Аналогичная картина наблюдается в поясе Рибейра Южной Америки, Ливийско-Нигерийском поясе Африки и т. д.

Многие авторы [193] в настоящее время придерживаются иной интерпретации тектонической природы Гренвильского пояса. Они связывают его возникновение с коллизией континентальных плит, с захлопыванием океанского бассейна, раскрытие которого произошло 1,2 млрд. лет назад. Однако в настоящее время нет твердых доказательств былого существования океанов вокруг Северо-Американского континента до 850 млн. лет [303].

Грабен-синклиналь Сил-Лейк (Наскаупи), протягивающаяся вдоль «Гренвильского фронта» и выполненная терригенными отложениями и базальтами (10—12 км), рассматривается Е. Е. Милановским [80] как фрагмент среднерифейского грабенообразного прогиба срезанного надвигом со стороны Гренвильского пояса.

### 6.1.2. Гренландский щит

К среднему рифею относится заложение и развитие Гардарской палеорифтовой зоны Южной Гренландии, в формировании которой выделяют три «эпизода» от 1,33 до 1,16 млрд. лет [318]. В этом интервале произошло образование гардарского терригенно-базальтового комплекса, становление даек и массивов щелочных габброидов, долеритов, гранитов, сиенитов и карбонатитов.

Е. Е. Милановский [80] предполагает существование в рифее на месте нынешних Лабрадорского и Баффинова морей крупной грабенообразной впадины типа Кивино либо целой палеорифтовой системы, состоящей из нескольких продольных грабенов с рядом поперечных и диагональных ответвлений, вдававшихся в пределы Гренландского и Канадского щитов. Несколько грабенов, выполненных рифейскими вулканогенно-терригенными образованиями (серия Туле и др.), известны на северо-западе Гренландии, в северной части Баффиновой Земли и в проливе Ланкастер.

### 6.1.3. Гренвиллиды Шотландии, Западной Ирландии, Северо-Западной Франции, Южной Скандинавии

В Северо-Атлантическом регионе средний рифей отмечен проявлением гренвильского тектоно-магматического цикла. Продолжение Гренвильского пояса Канады прослеживается в Шотландии, Западной Ирландии, Южной Скандинавии. Начальная седиментация рассматриваемого цикла выразилась в накоплении гленфиннского отдела комплекса Мойн Северо-Западной Шотландии, что предшествовало становлению гранитогнейсов Ардур с Rb-Sr возрастом  $1020 \pm 50$  млн. лет [168], а также в образовании гнейсов Аннаг Западной Ирландии, прорванных синтетектоническими гранитами ( $1070 \pm 30$  млн. лет) и посттектоническими ( $1000 \pm 30$  млн. лет, по U-Pb).

Тектоно-термальная активность Северо-Западной Великобритании была синхронной аналогичным событиям в Южной Скандинавии, что выразилось в образовании Свеконорвежского пояса, являющегося продолжением Гренвиллид Северной Америки. В Армориканском массиве (Франция) кристаллический фундамент (пентеврий) также испытал тектоно-магматическую переработку на уровне 1100—900 млн. лет, соответствующую гренвильским событиям.

Все это указывает на существование 1 млрд. лет назад единой континентальной плиты, объединявшей Северную Америку, Гренландию, Северную Великобританию, Ирландию, Скандинавию и Северо-Западную Францию, и протяженной линейной зоны, охваченной гренвильским диастрофизмом [146, 264, 335]. Последняя выражалась как в метаморфизме, деформациях и гранитизации супракрустальных толщ, образованных в течение рассматриваемого цикла, так и в негеосинклиналиной переработке и «омоложении» древнего субстрата.

В юго-западной части Швеции такая переработка проявилась особенно ярко. Здесь она привела к образованию Дальсландской или Свеконорвежской области переработки. Супракрустальные образования представлены карбонатно-терригенной формацией Даль (2 км), прорванной гранитами Бохус-Эстфолд с возрастом 1000—900 млн. лет. Одновременно дальсландской деформацией, метаморфизмом, мигматизацией, пегматитообразованием, милонитизацией были охвачены окружающие комплексы готид, свекофенно-карелид и более древних добайкальских комплексов [31]. Дальсландскими событиями были затронуты докембрийские образования Южной Норвегии. Возраст дальсландской переработки здесь 1100—950 млн. лет.

### 6.1.4. Восточно-Европейский кратон

6.1.4.1. Балтийский щит. К концу раннего-началу среднего рифея относится формирование древнейшего платформенного чехла Балтийского щита, представленного ютнийскими осадочными по-

родами с возрастом 1,4—1,1 млрд. лет синхронными формации Даль на юго-западе Швеции. В Финляндии красные аркозовые песчаники и алевролиты иотния накапливались в опущенных блоках складчатого докембрийского комплекса, достигая мощности 1 км. Иотнийские породы (песчаник Трюсиль) распространены на крайнем востоке Норвегии. В восточной части Балтийского щита иотнию соответствуют осадочный комплекс Терского берега Белого моря.

В среднем рифее завершилось формирование готского комплекса анорогенных вулканических и интрузивных пород, а также ассоциирующих грубообломочных отложений субиотния Швеции и Норвегии.

**6.1.4.2. Русская плита.** В среднем рифее закладываются авлакогены центральной части Восточно-Европейской платформы — Пачелмский, Солигаличско-Яринский, Лешуконско-Сафоновский, Беломорский, Ладожский, Крестцовский и др. Они заполняются красноцветными терригенными или вулканогенно-терригенными отложениями. Среднерифейский возраст авлакогенов, примыкающих к Тиману, устанавливается по сходству их выполнения с аспидной формацией четлаской доверхнерифейской серии среднего Тимана. На Северном Тимане ей соответствует барминская серия. Средний рифей отсутствует в Камско-Бельском и Сергиево-Абдулинском авлакогенах.

В Пачелмском авлакогене к среднему рифею относится ртищевская свита красноцветных песчаников (700 м); в Павлово-Посадском — логиновская серия аргиллитов и алевролитов с пачками песчаников (215 м); в Оршанском — руднянская свита (300 м); в Крастцеком — коломенская свита аргиллитов (85 м) и токаревская свита белых песчаников (95 м); в Солигаличском — чухломская и костромская свиты красноцветов (>1500 м). В Онежском прогибе — солозерская и ненонская свиты красноцветов и базальтов (400 м), в Канине — тархановская песчано-сланцевая серия (5000 м). В Ладожском грабене средний рифей представлен лишь низами — кондратьевская свита кварц-полевошпатовых песчаников с пачкой эффузивов (245 м). В Рослягинском и Велико-Устюгском авлакогенах — вологодская серия аргиллитов, песчаников, алевролитов (2513 м), датированная в 1270 млн. лет (К-Аг метод). В фундаменте Печорской впадины к среднему рифею отнесены сланцы, вскрытые скважинами Седуяха-58, Малиновка-1 и др. (Верхний докембрий Европейского Севера СССР, 1986).

### 6.1.5. Фундамент варисцид Европы

Эволюция докембрийской коры варисцид остается невыясненной до конца. В кристаллическом фундаменте выделяются два комплекса — Бривер и Молданубикум. Если позднерифейский возраст первого комплекса в настоящее время можно считать доказанным, то относительно Молданубикума представляются два возможных варианта его стратиграфического положения. Согласно

одному варианту, породы Молданубикума принадлежат к гренвильскому циклу, т. е. являются ниже(?) -среднерифейскими [343]. Другой вариант основан на предположении о фациальном переходе Молданубикума в Бривер и, следовательно, предполагает их одновозрастность. Как бы то ни было, раннепротерозойский возраст Молданубикума исключается установлением возраста кластического циркона 2,0—1,8 млрд. лет из молданубикумских парагнейсов.

Образования Молданубикума выходят в так называемой Молданубикумской зоне Космата длиной 750 км и шириной 200 км, следующей от юго-западной части Богемского массива через Шварцвальд, Вогезы, Французский Центральный массив к Армориканскому массиву. Стратиграфическая схема молданубикумской супергруппы [342] включает нижнюю и верхнюю группы. Нижний Молданубикум (6 км) образует формацию метапелитов и метаграувакк, лептинитовую формацию кислых и основных вулканитов и формацию карбонатных пород.

Породы метаморфизованы в альмандин-амфиболитовой фации, местами переходящей в фацию роговообманковых гранулитов, и содержат многочисленные силлы основных пород и пластовые тела ультрабазитов.

Верхний Молданубикум (2 км) представлен в основном кварцитами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации.

Возвращаясь к вопросу о возрасте Молданубикума, следует указать, что отсутствие в нем «докадомских» геохронологических датировок можно объяснить значительной переработкой пород байкальским и варисским тектогенезом. Следует также иметь в виду резкие различия в структуре и метаморфизме Бриверера и Молданубикума. Есть основания для выделения гренвильского (дальсландского) диастрофизма в эволюции фундамента варисцид [342]. При этом предусматривается, что Молданубикумская зона унаследовала древнюю структуру коры. Она отделена от северного края Бриверского кадомского пояса «Перимолданубикумским» разломом древнего заложения. Аналогичные тектонические границы известны на юге зоны («Перипенинский» разлом) и на востоке (Моравская зона).

## **6.1.6. Средиземноморский пояс**

**6.1.6.1. Карпато-Балканский регион.** Несмотря на трудности в идентификации и корреляции докембрийских пород в молодых складчатых поясах, в рассматриваемом регионе удается выделить проявления тектонического цикла, закончившегося около 850 млн. лет назад, близкого к гренвильскому (дальсландскому) циклу. Это фиксируется несколькими Rb-Sr датировками из гнейсов и гранитоидов Карпат и основания Паннонской впадины от 1180 до 742 млн. лет [105]. Возникает вопрос: отражают ли эти цифры повсеместно прогрессивный метаморфизм пород или «омоложенные» еще более древних комплексов?. В Румынских Карпатах к

гренвильскому (дальсландскому) циклу относят образования карпийской супергруппы [247], метаморфизованные в амфиболитовой фации и несогласно перекрытые зеленосланцевой марсийской супергруппой. Общая ее мощность — 18 км. Она включает различные группы Алюта и другие, корреляция которых между собой приводит к выделению шести формаций (снизу вверх): гнейсово-амфиболитовой, гнейсовой, лептито-амфиболитовой, гнейсово-слюдисто-сланцевой, карбонатной, кварцево-слюдисто-сланцевой. Анализ радиометрических датировок указывает на первое проявление метаморфизма около 850 млн. лет.

Образования рассматриваемого доверхнерифейского комплекса (предположительно среднерифейского) распространены по всему региону, хотя остается много неясного в вопросах стратиграфии докембрия отдельных зон.

В Родопском массиве протерозойские породы объединены в родопскую супергруппу [62]. Асеноградская группа, рассмотренная в верхней части супергруппы, по определениям микрофоссилий относится к нижнему-среднему рифею. Она согласно, но по резкой границе залегает на нижележащих образованиях ситовской группы нижнего докембрия и представлена мраморами, известковистыми и слюдяными сланцами, амфиболитами, гнейсами мощностью около 4000 км.

Вместе с тем некоторые болгарские геологи [53] скептически относятся к указанным определениям возраста по микрофоссилиям. По их мнению, центрально-родопская группа (эквивалентная в целом родопской супергруппе Кожухарова) может иметь как докембрийский, так и более молодой палеозойский возраст. Существенным отличием схемы Ж. Иванова и соавторов от схемы Д. Кожухарова является отрицание наличия двух комплексов архейского и протерозойского в пределах Родопского массива.

Палеотектоническая обстановка в регионе перед поздним рифеем может быть установлена лишь условно. По-видимому, все же следует предположить, что гренвильские события происходили на консолидированном дорифейском основании. К его реликтам относятся фрагменты основания Паннонской впадины, центральной части Родопского массива, возможно, Сербско-Македонского массива. О размыве этого основания свидетельствуют обломочные цирконы, выявленные в гнейсово-сланцевом комплексе. Можно предположить, что формирование этого комплекса шло в отдельных безофиолитовых прогибах, разделенных выступами древнего фундамента. Диастрофизм на уровне 850 млн. лет привел как к прогрессивному метаморфизму и складчатости толщ, выполняющих эти прогибы, так и к ТТП древнего основания.

**6.1.6.2. Причерноморье.** Верхнепротерозойские образования Причерноморья также характеризуются двучленным строением. Нижний комплекс пород метаморфизован в амфиболитовой фации и представлен кристаллосланцами, плагиогнейсами, амфиболитами, слюдяными сланцами мощностью до 8—11 км [121]. Они распространены в Дзирульском, Локском, Храмском массивах, в До-

брудже и могут относиться к нижнему-среднему рифею, о чем свидетельствуют радиометрические датировки цирконов из сланцев бассейна Урух —  $1300 \pm 50$  млн. лет, гранитоидов Локского массива —  $1200 \pm 100$  млн. лет, порфиробластовых сланцев р. Даун (Северный Кавказ — 870 млн. лет). Рассматриваемый комплекс отделен несогласием от вышележащего зеленосланцевого байкальского. Проявление самостоятельного добайкальского тектоно-магматического этапа на юге Крыма устанавливается и по радиометрическому возрасту гальки гранитов из верхнеюрских конгломератов горы Демерджи (1100—956 млн. лет). Указанные датировки, определенно фиксируя гренвильский этап в эволюции региона, не снимают вместе с тем остающейся проблемы отделения возможного омоложения древних образований.

### 6.1.7. Доуралиды

В стратотипическом разрезе Южно-Уральской зоны средний рифей представлен юрматинской серией, несогласно перекрывающей нижнерифейские отложения и делящейся на ряд свит. Машакская свита (2 км) выполнена основными и кислыми эффузивами, песчаниками, углистыми сланцами. Зигальгинская свита (до 1,8 км) сложена кварцитовидными песчаниками, филлитизированными сланцами. Зигазино-комаровская свита (до 1,5 км) состоит из глинистых, углистых и слюдисто-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с песчаниками. Авзянская свита (1,3 км) представлена чередованием доломитов, известняков с углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Авзянская свита характеризуется соответствующим комплексом строматолитов, а также микрофитолитами второго комплекса.

Возраст вулканитов машакской свиты —  $1346 \pm 42$  млн. лет (Rb-Sr метод по циркону) и 1300 млн. лет (K-A) [55].

На Среднем Урале юрматинская серия не вскрыта, а на Северном Урале выделяется проблематично [119]. На Приполярном Урале ей соответствует ошизская толща кварцитов и сланцев (200 м) и пуйвинская свита мраморов, сланцев, диабазов (2 км).

К среднему рифею относится заложение крупной структуры Тимана, значительная часть разреза которого — четласская серия (до 4,5 км) — сложена сланцами, алевролитами и кварцито-песчаниками. На основании геологической съемки дна Баренцова моря, а также изучения рифея полуостровов Рыбачьего, Среднего, о. Кильдин и данных по геологии докембрия Северной Норвегии устанавливается единая протяженная Тиман-Варангерская линейная зона, в строении которой существенную роль в прибрежной части Мурманского шельфа играют красноцветные песчаники терской свиты среднего рифея [117].

### 6.1.8. Западно-Сибирская плита

Можно лишь в предположительной форме говорить о распространении ниже-среднерифейских образований в доюрском фун-

даменте плиты. На основании последних геологических и географических материалов устанавливается широкое развитие дорифейских метаморфических комплексов, выступающих в виде блоков, обрамленных байкальскими складчатыми системами. Это свидетельствует о процессах рифейской деструкции, охватившей данный участок Пангеи. Вместе с тем большая продолжительность байкальского тектогенеза определяет разновозрастный характер отдельных конкретных складчатых систем этого этапа развития. Здесь несомненно присутствие доверхнерифейских (во всяком случае, среднерифейских) складчатых комплексов. На это указывает погружение структур Енисейского кряжа под чехол Западно-Сибирской плиты. Западной рамой данной структуры, по-видимому, является Касский массив. Возраст рифейских сланцев и гранито-гнейсов вскрываемых скважинами достигает 960—1260 млн. лет. С поверхностью байкальского геосинклинального комплекса отождествляется горизонт с граничной скоростью 6,2—6,4 км/с [47]. Породы рассматриваемого возраста широко распространены в ядрах герцинских антиклинорий — Гортском, Полуиском, Сарынинском, где вскрываются скважинами, а также в пределах всех мезозойских сводовых поднятий — Пудинского, Сургутского, Нижневартовского и др. Можно предположить, что гренвилльский (исседонский) тектогенез, проявившийся в Казахстане и Сибири, оставил следы и в пределах некоторых систем обширной территории фундамента Западно-Сибирской плиты.

#### 6.1.9. Складчатая система Енисейского кряжа

Рифтовая стадия сменилась в среднем рифее геосинклинальным режимом (см. рис. 49). Прогиб в это время характеризовался четкой поперечной зональностью. Во внешней восточной зоне шло формирование осадочных и вулканогенно-осадочных пород верхне-несухопитской серии, относимых к аспидной формации, а во внутренней западной зоне — комплекса граувакк, сланцев, туфов, эффузивов, даек основного состава. В совокупности с многочисленными телами гипербазитов сурнинского комплекса эти породы (исаковская толща) образуют офиолитовую ассоциацию [100]. Вместе с тем разрезы этой ассоциации в ее полном виде отсутствуют. По-видимому, здесь распространен «параофиолитовый» комплекс, свойственный трогам с ограниченным раздвигом коры, приближающимся к рифтам красноморского типа.

В северном направлении эта зона развития ультрабазитов, вероятно, выклинивалась. В пределах Туруханского поднятия к разрезу среднего рифея (его верхней части) относятся алевролиты и песчаники безыменской (650 м), известняки линокской (310 м) и сухотунгусикской (800 м) свит [119]. Данные образования продолжают в Приенисейскую часть Западно-Сибирской плиты, где выполняют грабены. С этим периодом развития Енисейской геосинклинали связано становление плагногранитов тейского комплекса с возрастом  $950 \pm 50$  млн. лет.

### 6.1.10. Сибирский кратон

На Сибирском кратоне в среднем рифее продолжалось активное развитие авлакогенов и сопряженных с ними впадин. В гипостратотипическом районе после структурной перестройки конца раннего рифея осадконакопление распространяется на южную часть Юдомо-Майского прогиба и на Майскую впадину, но отсутствует в Учурской впадине. Формируется крупный трансгрессивный ритм аймчанской серии (до 2,2 км) — терригенной в нижней части (талынская свита) и карбонатной в верхней (светлинская свита). Для нижней свиты имеются датировки глауконитов в 1,23—1,21 млрд. лет, для верхней характерен комплекс среднерифейских строматолитов. Вышележащая керпыльская серия также относится к среднему рифею, что установлено на основании микрофоссилий, содержащихся в ее верхней ципандинской свите строматолитов и убывающих вверх по разрезу значений возраста глауконитов (1170—970 млн. лет). Керпыльская серия (мощность 2,3 км) в нижней части сланцево-алевролитовая, в верхней — карбонатная. Этот трансгрессивный комплекс прослеживается без существенных изменений в других районах Средней и Восточной Сибири, залегая в основании платформенного чехла Охотского, Омолонского массивов, Приколымского поднятия, а также в нижней части разреза Туруханско-Норильского авлакогена [119].

На севере Сибири в авлакогенах, окружающих Анабарский массив, в среднем рифее накапливаются доломиты билляхской серии (до 1025 м); в Уджинском авлакогене — туфоалевролиты, базальты, туфоагломераты, доломиты, **алевролиты унгуохтахской свиты** (600 м); на Оленёкском поднятии — трахибазальты, пепловые туфы, пестроцветные песчаники, алевролиты, доломиты арымасской (380 м) и дебендинской (460 м) свит, идет формирование пластовых долеритов. В это же время происходит заложение Хараулахского авлакогена, где образуются туфы, туфоалевролиты, доломиты уктинской (до 200 м) и эселехской (до 400 м) свит. На плечах указанных линейных зон во внутриблоковых депрессиях также происходило осадконакопление, формировался сравнительно маломощный платформенный чехол [133].

### 6.1.11. Казахстанско-Тяньшанская складчатая область

Геосинклиналильные прогибы, заложившиеся в раннем рифее, были охвачены исседонской складчатостью (1100±50 млн. лет назад), отвечающей гренвильской. Этому рубежу соответствует широко проявившаяся гранитизация в породах Кокчетавского массива (1200±70 млн. лет) в Актау-Моинтинском антиклинории (1100±35 млн. лет) в Северном и Среднем Тянь-Шане (1070—1270 млн. лет). С этим согласуются данные о ранне (?) -среднерифейском возрасте геосинклиналильных толщ по строматолитам, а также существование исседонского несогласия в основании квар-

цитовых толщ верхнего рифея Центрального Казахстана. Таким образом, обособляется исседонский тектонический цикл, отвечающий ранне- и среднерифейской эпохе. Нижняя возрастная граница его не вполне ясна в том смысле, что отложения нижнего рифея выделяются часто условно в составе в основном среднерифейских сарыбулакской, ортотауской, кенкольской, ичкелетауской серий. Проявление исседонского диастрофизма в пределах древних массивов, разделяющих интракратонные прогибы, выразилось в изотопном «омоложении» пород [49].

### 6.1.12. Алтае-Саянская складчатая область

В среднем рифее продолжалось развитие структурного плана, обусловленного деструкцией, начавшейся еще в предыдущем этапе. Имеется больше оснований для возрастной датировки толщ, слагающих отдельные рифтогенные прогибы, разделявшие древние жесткие блоки.

В Урикско-Ийском грабене среднему рифею, по-видимому, соответствует зунтейская серия, включающая ермосохинскую и ингашинскую свиты, сложенные сланцами, песчаниками, конгломератами. Остается дискуссионным вопрос о возрасте карагасской серии Присаянья, сложенной терригенно-карбонатными породами, образующими три ритма общей мощностью 1,5 км. На основании возраста рвущих ее диабазов — 1194 млн. лет (K-Ar) и по фитолитам ее возраст определяется как среднерифейский [3]. Некоторые исследователи относят эту серию к верхнему рифею [8, 119].

В центральной части Восточного Саяна эффузивно-терригенные образования кувайской серии согласно перекрывают карбонатными и карбонатно-терригенными породами чатыгоской свиты, содержащими среднерифейские фитолиды. Продолжалось осадконакопление в Туманшетском прогибе, где присутствует карбонатно-эффузивно-терригенная формация (4—5 км), перекрытая породами карагасской серии.

К среднему рифею некоторые исследователи относят нарынскую и чахыртойскую свиты Сангилен, кадаинскую свиту приаргунья, охемскую свиту северо-востока Тувы [3]. Синхронно в пределах устойчивых древних массивов (Бийско-Барнаульского, Хакасского, Арзыйбейского, Дербинского, Джугнымского и др.) происходило накопление существенно карбонатных чехлов с прослоями основных и кислых субщелочных эффузивов [8].

На рубеже среднего и позднего рифея рассматриваемая территория Сибири подвергалась диастрофизму, перестройке структурного плана, фиксируемой в крупном несогласии в основании верхнерифейских толщ. Нижне-среднерифейский комплекс интракратонных прогибов Присаянья, Протеросаяна, Алтая, Тувы был смят в линейные складки, метаморфизован преимущественно в зеленосланцевой фации и подвергнут гранитизации.

### 6.1.13. Байкало-Витимская складчатая область

В среднем рифее продолжалось развитие уже существовавших рифтогенных структур (см. рис. 46) и, возможно, происходило заложение новых, поскольку по имеющимся стратиграфическим данным часто трудно установить определенную принадлежность того или иного подразделения к нижнему или среднему рифею.

Во внешней Байкало-Патомской зоне, возможно, еще завершалось формирование молассово-вулканогенных пород хибеленской (?), чайской, окуньской и анайской свит. Эти образования перекрыты отложениями голоустенской свиты известной байкальской серии или «трехчленного комплекса», которая многими исследователями также относится к среднему рифею (на основании определений фитолигов). Однако существуют данные в пользу позднерифейского возраста серии [20].

Очень важен вопрос о корреляции байкальской серии с образованиями внутренней зоны и, в частности, соответствует ли она нижней или верхней части комплекса пород Забайкалья. Не меньше трудностей имеется и в установлении коррелятива байкальской серии в разрезе Олоkitского прогиба. Нам представляется более правильной корреляция «трехчленного комплекса» с сынырской, противодаванской и авгольской свитами междуречья Тыи и Чаи Олоkitского прогиба.

Причины предпочтительности этого варианта корреляции будут обсуждены в последующих разделах книги. Если при этом допустить позднерифейский возраст байкальской серии, то к среднему рифею следует отнести образования авкитской свиты, перекрывающей вулканы тыйской свиты и представленные кварцитами, слюдястыми углито-гранат-слюдистыми сланцами, известняками, железистыми кварцитами, метапесчаниками. Выше этой толщи располагаются терригенно-карбонатные метаморфизованные породы итыкитской (90 м) и ондокской (до 2,8 км) свит.

Переходя к характеристике среднерифейской палеотектоники Забайкалья, следует еще раз подчеркнуть значительные противоречия, существующие в понимании стратиграфии региона и, в частности, в датировке существенно метавулканогенных серий (муйской и ее аналогов). Здесь принимается их ранне-среднерифейский возраст вслед за Н. Л. Добрецовым, А. Н. Булгатовым, Г. Л. Митрофановым и др.

В энсиматических интракратонных геосинклиналях (зонах эвгеосинклинального типа, по А. Н. Булгатову, Г. Л. Митрофанову и др.) северо-восточной ориентировки — Абатской, Тяя-Мамской, Кичеро-Мамской, Томпудо-Светлинской, Холой-Витимской, Ага-Шилкинской, Ононской в нижней части выделяется базальто-риолитовая формация, но в целом в разрезе резко преобладают вулканы основного состава. В зонах северо-западного простирания — Конкудеро-Мамаканской, Горбылокской, Киляно-Ирокиндинской, Янгуда-Каменской, Караланской выделяются нижняя ба-

зальтовая и верхняя риолитовая формации. Следовательно, вулканогенные образования рассматриваемых зон относятся к бимодальному типу. В составе вулканогенных толщ присутствуют грауваки, песчаники, кремнисто-терригенные сланцы, карбонатно-терригенные породы, яшмоиды. Толщи вулканогенно-осадочных пород (до 8 км) рвутся интрузиями габброидов, гранитоидов и заключают линзы гипербазитов [20].

Значительная часть пространства Байкальской горной области занята структурами многогеосинклинального типа, также сложенными в основном среднерифейскими образованиями. Решающую роль в разрезах этих зон играют песчано-сланцевые и терригенно-карбонатные толщи, достигающие мощности 8—10 км и залегающие несогласно на нижнедокембрийском фундаменте. К ним приурочена основная масса гранитных батолитов Забайкалья. На многих схемах [20, 83] к рассматриваемому типу отнесены Патомская, Катерская, Мамская, Делюн-Уранская, Икатская и другие зоны. Возможно, что среди комплекса этих отложений в дальнейшем будут выделены образования сингеосинклинальных платформенных чехлов, а сами зоны получают более четкие линейные очертания.

В конце среднего рифея, по-видимому, во всей Байкало-Патомской области произошли важные тектоно-магматические события, выразившиеся во внедрении гранитоидов, в складчатости, метаморфизме верхнедокембрийских толщ и переработке фундамента. На это указывают некоторые определения возраста: гранитов баргузинского комплекса —  $1014 \pm 80$  млн. лет (Rb-Sr изохрона), 1 млрд. лет — модальный возраст свинца из Холодненского месторождения; кварцевых жил, секущих отложения многогеосинклинальных зон Забайкалья — 1050—650 млн. лет [20]. Геосинклинальные образования нижнего-среднего рифея перекрыты верхнерифейским комплексом [26, 83].

Итак, в рассматриваемом регионе юга Сибири устанавливается проявление гренвильского диастрофизма.

Возраст залегающего выше верхнерифейского комплекса, рассматриваемого некоторыми исследователями как орогенный, определяется в интервале 850—700 млн. лет, что позволяет считать поздний рифей временем перерождения Байкало-Витимской геосинклинали в складчатую область, а саму складчатость — байкальской. Вместе с тем данный диастрофизм не соответствует байкальскому в строгом смысле слова. Он синхронен аналогичным событиям в Енисейском крыже, кратоне Янцзы, Луфилийской дуге Африки и т. д.

Совершенно иные взгляды на возраст и тектоническую природу Байкало-Патомской области развивают В. С. Федоровский и С. П. Кориковский, которые считают, что во внутренних ее частях рифейские отложения отсутствуют, а вся структура региона представляет собой сочетание нижнепротерозойских зеленокаменных поясов и гранитогнейсовых куполов.

#### 6.1.14. Северная Монголия

К югу от Малханской зоны Забайкалья в пределах Монголии палеотектоническая обстановка раннего-среднего рифея аналогична обстановке Байкало-Витимского пояса. Здесь выделяется комплекс, соответствующий интервалу времени 1,7—0,9 (0,8) млрд. лет, отделенный от выше- и нижележащих толщ перерывом, складчатостью и гранитообразованием [49]. В это время развивались трогги, возникшие в результате раздробления дорифейского фундамента. Так же как и в Байкало-Витимском поясе, здесь можно выделить два типа внутрикратонных трогов — существенно энциалических (выполненных сланцами, метапесчаниками, кварцитами, мраморами) и заполненных вулканическими образованиями. Породы ранне-среднерифейского возраста метаморфизованы в фации зеленых сланцев и объединяются под названием зеленосланцевых. Мигматиты, насыщающие зеленосланцевую толщу бассейна Керулена, имеют возраст 1058—950 млн. лет (Rb-Sr). Датировки гальки гранитов из базальных конгломератов, перекрывающих зеленосланцевый комплекс Прихубсугуля, составляют 828 млн. лет (K-Ar), а пегматитов из метаморфических пород Гоби — 1100, 1050 и 970 млн. лет [49].

Это свидетельствует в пользу справедливости вывода о проявлении в Монголии среднерифейской складчатости [49].

#### 6.1.15. Северо- и Южно-Китайский кратоны, Индокитай

В стратотипическом районе Цзисян (Яньшанский авлакоген) среднему рифею соответствует система Джиксян (Цзисян), залегающая с разрывом на системе Чанчен и обладающая мощностью более 4 км. Система объединяет четыре свиты, сложенные карбонатно-терригенными отложениями, содержащими комплекс строматолитов *Sponophyton*, *Jacutophyton*. Радиометрические датировки пород 1243—1019 млн. лет [55].

На севере кратона продолжает существовать палеотектоническая обстановка, возникающая в раннем рифее. Происходит осадконакопление в авлакогенах Лульянг-Ксяонгхе (формации Байкаопин и Бейтажан), Куруктахском (карбонатная группа Арджиган), Центрально-Тяньшанском (группа Кавабулак), на юге Цайдамского массива (группа Бингу) и в Центральном Циньяне (группа Хуашишан). Северо-Циньянский авлакоген, выполненный турбидитами и толентовыми лавами, может рассматриваться как рифт красноморского типа. Отложения большей части авлакогенов в конце среднего — начале позднего рифея испытали складчатость, соответствующую в целом джиннинскому диастроформу на юго-востоке (1000—850 млн. лет) [302].

В среднем рифее на месте Южно-Китайского кратона продолжалось формирование континентальной коры в обстановке островных дуг и окраинных морей. Возможно, в это время за счет миграции Сибайской дуги к северо-западу особенно активно разви-

вается зона субдукции в островодужной системе Фанджигшян. Между ней и Сычуанским массивом существовал окраинный бассейн миогеосинклинального типа. Указанная зона субдукции началась в Центральном Гуайчжоу и протягивалась в Северо-Восточный Хэнань через Фанджигшян, затем следовала от района Чангша в восточном направлении до Северного Чянси и до Шаосиня, Западного Жейчанга. К северу от этой линии располагается офиолитовый комплекс и зона с андезитами и гранитами, сложенная группами Фанджигшян, Тенчжиакси и Джулинго.

На западе кратона накапливались терригенно-карбонатные толщи миогеосинклинального типа группы Куньянг. В Западном Хэбэе шло накопление платформенных отложений группы Шеннунча, в основном карбонатного состава с терригенными прослоями.

Недавно полученные радиометрические датировки около 1,2 млрд. лет в Гималаях и Ньякен-Тангла, миогеосинклинальный характер среднерифейских отложений в Гималаях указывают, по видимому, на то, что Тибетско-Гималайский блок в рассматриваемое время представлял собой северный край древней Гондваны.

Нижне-среднерифейские отложения Синобирманского блока распространены в Северо-Восточной Бирме в виде мощной флишеподобной толщи группы Чаун-Маджи (3 км), залегающей несогласно на породах серии Могок и перекрытой с угловым несогласием верхнекембрийской группой Молохейн. В составе группы Чаун-Маджи отмечаются три типа турбидитов: граувакки, полевошпатовые граувакки, алевролиты аргиллиты и сланцы. Накопление пород происходило в быстропогружающемся энсиалическом геосинклинальном прогибе. Флишеидно-терригенные отложения Чаун-Маджи подверглись интенсивной складчатости, слабому метаморфизму и были прорваны долеритами, диоритами и биотит-микроклиновыми гранитами. Радиометрические определения (K-Ar) долерита и диорита составляют  $834 \pm 15$  и  $982 \pm 20$  млн. лет. Породы Чаун-Маджи сопоставляются с формацией Мачинг Северо-Западной Малайзии, которая в нижней части представлена граувакками, алевролитами, сланцами (1100 м), а в верхней — пестроцветными отложениями (900 м). В Южном Китае с ней сопоставляется серия Куньян-Синан Юньнанской гряды, в Таиланде — серия Чьянмай, во Вьетнаме — серия Фухоат, хотя последняя может иметь более древний возраст. Она представлена двуслюдяными сланцами и гнейсами с гранатом, ставролитом, кордиеритом с подчиненными амфиболитами и мраморами. Первично это были терригенно-карбонатные отложения, метаморфизованные с образованием куполовидной зональности. В ядрах залегают высокотемпературные метаморфиты и мигматиты, а по периферии слюдяные сланцы. В серии Фухоат выделяются две толщи [124]. Толща Шонг-Чай развита в центральной части поднятия Шонгло. Она имеет мощность 2 км и представлена кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами. Для циркона из гнейсов имеется датировка — 1 млрд. лет (Pb). Рассматриваемые образования тесно ассоциируют с гранитами Шонгтой на севере Вьетнама с возрастом

1376—1000 млн. лет. Толща Буханг развита на севере центральной части Вьетнама в горах Фухоат и Буханг. Слагает крупную куполовидную структуру, в ядре которой обнажаются биотитовые плагиогнейсы и мигматиты, а на крыльях — двуслюдяные сланцы. Аналогичные породы в районе Хатинь датированы 1,9—1,3 млрд. лет. Комплекс Буханг по формационному составу близок к сериям внешней невулканической островной дуги с нижней терригенно-вулканогенной и верхней вулканогенно-терригенной формациями, которые метаморфизованы в амфиболитовой фации с типичным термальным куполом концентрической зональности. Аналогичная зональность прослеживается в районе Чьангмай (Таиланд).

## 6.1.16. Южно-Американский кратон

**6.1.16.1. Гвианский щит.** Тектоническая обстановка в среднем рифее на кратоне была аналогична раннерифейской. Здесь импульсами продолжалось формирование вулканоплутонических комплексов и молассоидных толщ в грабенообразных депрессиях, шло локальное «омоложение» пород фундамента и его переработка дизъюнктивной тектоникой. Ранее образованные осадочно-вулканогенные формации испытывали складчатые деформации. В среднем рифее первый такой импульс получил в Бразилии название Мадейра и датирован 1,4—1,25 млрд. лет [130].

Начало его отмечено внедрением гранитов (1,4 млрд. лет) в субпровинции Каражас, прорывающих нижнерифейский терригенный комплекс, а также щелочных гранитов Тики, Телес-Пирес в субпровинциях Риу-Негру, Мадейра, Шингу и др. Формируются осадочно-вулканогенные формации Праина, Акари, Паресис.

К концу среднего рифея (1050—900 млн. лет) относится заключительный рондонийский импульс («событие») активизации Амазонского кратона. На севере бразильской субпровинции Мадейра формируются грабеноподобные структуры, ограниченные разломами широтного и западно-северо-западного простирания, заполняющиеся вулканогенно-осадочными субаэральными образованиями. Последние в основании представлены вулканитами Нова-Флореста, а в кровле — терригенными формациями Панас-Новое и Палмеирал. В других частях Амазонского кратона отлагаются толщи формаций Агуапери, Кубенкранкем, Дарданелос.

Широко проявился в это время кислый магматизм в виде анорогенных кольцевых субвулканических щелочных гранитоидов Рондониа, а также вулканитов Карипунас, Коста-Маркеш, формации Пирапарана в Колумбии и др. Базальтовый магматизм обнаружен в субпровинции Рорайма (формации Качерасена, Риу-Парду), Мадейра (комплексы Сирикункун, Аринос и др.). Во впадинах Кашимбо и Дарданелос на юге бассейна Амазонки интенсивно проявился основной и щелочной магматизм в виде интрузий Катама, Супундури, Гуариба и др. Приблизительно синхронно с рондонийским и частично эпизодом Мадейра в Венесуэле имел место оринокский, в Суринаме — никерийский и в Гайане — эпизод кмудку.

Эти события отмечены активизацией тектонических процессов и фиксируются изотопными датами «омоложения», развитием зон милонитизации, проявлением основного и щелочного магматизма.

Восточные зоны Анд в среднем рифее, по-видимому, представляли собой часть Амазонского кратона, также испытывавшего в ряде мест переработку. Об этом свидетельствуют датировки гнейсов ( $1050 \pm 100$  млн. лет) из керна буровой скважины, вскрывшей фундамент в Альтиплано (Боливия). Близкие датировки, совпадающие с «рондонийским» этапом переработки фундамента, имеются в Венесуэле — 1250 млн. лет.

**6.1.16.2. Центральные бразилиды.** Средний рифей — время главных событий в уруасуанских системах Центральной Бразилии. В энсиматической уруасанской системе породы групп Араша, Канастра, Серра-да-Месса, Араи, Нативидад, Эстронду, Токантинс испытывают метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, складчатость, внедрение многочисленных гранитов и пегматитов. К этому же времени, возможно, относится и становление тел серпентинитов. Диастрофизм отражен в K-Ar и Rb-Sr датировках метаморфических и интрузивных пород — 1050 млн. лет (метаморфизм группы Эстронду),  $1170 \pm 24$  (метаморфизм группы Араи), многочисленные даты в интервале 1000—900 млн. лет, отражающие интрузивный магматизм. Этот диастрофизм синхронен событиям в системе Эспиньясу. Об этом свидетельствует возраст метаморфизма вулканитов группы Санто-Онофре ( $1000 \pm 100$  млн. лет), группы Шападу-Диамантина ( $1250 \pm 51$  и  $822 \pm 20$  млн. лет) и др.

С окончанием среднего рифея совпадает завершение главных событий уруасуанского цикла и формирование складчатых систем Арашид и Эспиньясу.

### 6.1.17. Африканский кратон

Как и в раннем рифее основная площадь Африканского континента представляла собой мегащит. Платформенный чехол, однако, формируется лишь локально в небольших впадинах на Танзанийском массиве. Он представлен в основном терригенными толщами с траппами серий Икоронго (1000—900 млн. лет), Кисии (1200 млн. лет), Аберкорн (1100—990 млн. лет).

Подвижные зоны, возникшие в раннем рифее и испытавшие в конце его складчатость и внедрение синтетектонических гранитоидов, были активны и на данном этапе.

**6.1.17.1. Кибариды.** В Кибаридах имело место внедрение посттектонических гранитов и пегматитов, датированных 1190,  $1120 \pm 25$  и 1000—850 млн. лет. Последние два интервала характерны для оловоносных гранитоидов, которые, по мнению многих геологов, фиксируют уже переработку пояса. О накоплении осадочных среднерифейских отложений в Кибарской геосинклинали ничего нельзя сказать определенного, поскольку верхний предел основных толщ кибария ограничен возрастом прорывающих его гранитов,

датированных 1,3 млрд. лет. Возможно, среднерифейские отложения были эродированы. Как бы то ни было, конец среднего рифея отмечен в данной складчатой системе активизацией орогенного режима, выраженной во внедрении гранитоидов и общем поднятии горной цепи, что сопровождалось формированием молассоидных толщ в прогибе Бушимае, районе Касаи-Ломами, выполненным отложениями одноименной системы. Система Бушимае залегает с несогласием на кибарии и представлена кварцито-песчаниками, гравелитами, известняками, сланцами, базальтами. Возраст ее соответствует 1130—940 млн. лет [174].

В Рехоболтской системе Юго-Западной Африки шло образование вулканогенно-осадочных серий Синклер-Дордабис, закончившееся накоплением красноцветных континентальных формаций, излиянием субаральных риолитов, внедрением гранитоидов. Заканчиваются главные тектонические события в ирумидях, что отмечается многочисленными датировками пегматитов в пределах 1,1—1,0 млрд. лет.

Замыкание других ветвей Кибаро-Анколийского пояса также имело место в конце среднего рифея. Оно сопровождалось значительным поднятием складчатых зон и формированием их у подножия, заполненных молассоидными отложениями, содержащими, как и упомянутая выше серия Бушимае, основные вулканиты. В таких прогибах шло накопление осадков систем Букоба и Малагараси, с несогласием залегающих на породах систем Карагве-Анколе, Итиасо, Кигома, группы Буанджи, перекрывающей серию Укинга. Нижняя часть системы Букоба датируется в 1000—995 млн. лет, а определения акритарх и строматолитов указывают на средне-позднерифейский возраст.

В Южном Мозамбике [206] обнаружена зона кибарского (лурийского) диастрофизма, сложенная группами Замбезия, Рио-Молоку, гранулитовым комплексом Мугеба и бластомилонитовым комплексом Муакуя. Для пород группы Замбезия получены Rb-Sr датировки  $1030 \pm 30$  и  $1003 \pm 14$  млн. лет, а для группы Рио-Молоку, относящейся к платформенному чехлу, —  $950 \pm 39$  млн. лет. Возраст гранулитов Мугеба 1150 млн. лет.

Юг Африки испытал значительную ТТП в интервале 1100—950 млн. лет с образованием Намаквейской зоны. В узком энциалическом прогибе Корас в Намакваленде за период с 1,2 до 1,0 млрд. лет накопилось 7,5 км вулканогенно-осадочных пород одноименной группы.

**6.1.17.2. Аравийско-Нубийская область.** Важные тектонические события развивались в среднем рифее на северо-востоке Африки в пределах нынешнего Аравийского полуострова. Здесь, возможно, еще в конце раннего рифея возник океанский бассейн с отдельными микроконтинентами, в среднем рифее началось его закрытие и континентальная аккреция у края Африканского кратона. В это время здесь формируются одни из древнейших (после Юго-Восточной Азии) офиолитов (1000 млн. лет). Первый аккреционный островодужный комплекс представлен метавулканитами

основного и среднего состава, метаграувакками, туфами групп Бейш, Бахах, Джидда (мощность до 12 км) в Саудовской Аравии; серий Нафирдейб и Бутана в Судане; надсерии Абу-Зиран в Египте. Эти комплексы прорваны гранодиоритами с возрастом 1110—950 млн. лет, тогда как по базальтам группы Бейш получено  $1165 \pm 110$  млн. лет. В настоящее время большинство исследователей предполагает образование этих комплексов в условиях конвергенции плит, однако детали палеообстановки, в частности направление древней зоны Беньюфа и другие, остаются неясными.

**6.1.17.3. Западная Африка.** В системе Маюмбе на западе Центральной Африки в конце среднего рифея, по-видимому, после накопления формации Сикила произошло внедрение монцонитовых гранитов с возрастом  $1027 \pm 56$  млн. лет [175].

К этому времени относится заложение сравнительно узкой интракратонной меридиональной зоны Центрального Хоггара, сложенной метаосадочными породами Эгере и Алесод, испытавших складчатость и гранитизацию на уровне  $1270 \pm 110$ —910 млн. лет [160], а также прогиба Мару в Нигерии, для филлитов которого получена датировка  $1060 \pm 65$  млн. лет [231].

Уверенно можно говорить о существовании в рассматриваемое время протяженной Мавритано-Сенегальской системы. Как указывалось, ее заложение, возможно, имело место еще в раннем рифее. Разрез серий Гадель и Ауиджа (юг Мавритании), представленный спилитами, известняками, кремнистыми сланцами, залегающий на серпентинитах, напоминает офиолитовую ассоциацию, в которой отсутствует габбровая часть. Эти породы составляют «осевую зону» или серпентинитовый пояс Мавританид. Они находят свое продолжение южнее в Сенегале в виде базальтов нынешнего фалемия, а в Сьерра-Леоне и Гвинее — серпентинитов пояса Марампа, зажатых в форме линз среди древних образований. В общих чертах намечается протяженная зона неравномерного растяжения с признаками коры океанского типа, протягивающаяся субмеридионально почти до побережья Гвинейского залива. В Южной Америке приблизительно на продолжении этой зоны находится Гойянский серпентинитовый пояс. К сожалению, радиометрические датировки для пород Мавритано-Сенегальской системы немногочисленны. Нижний ее возрастной предел фиксируется залеганием их на гранитоидах Бирримия — 1,8 млрд. лет. Считается, что на уровне 1 млрд. лет осевая часть системы испытала складчатость и метаморфизм [261].

#### 6.1.18. Индостанский кратон

В среднем рифее отмечается резкое сокращение площади платформенного осадконакопления. Оно продолжается в Куддапажской впадине, где происходит накопление терригенной серии Кистна и главным образом в Виндийской, где формируются толщи группы Каймур (2 км). Разрез ее представлен (снизу вверх) кварцитами, окремненными сланцами, кварцитами, сланцами, песчаниками.

В породах серии Каймур содержатся ниже-среднерифейские строматолиты (определения М. Е. Раабен), а рвушие ее кимберлиты датированы в  $1140 \pm 12$  млн. лет [86].

В Сингбуме в южной «платформе» в первой половине среднего рифея продолжалось накопление терригенных отложений и гематитовых руд серии Ноамунди, сменившееся во второй половине карбонатно-терригенной серией Колхан, а в северном рифтогенном трое — терригенных осадков группы Порат. Орогенический цикл Ноамунди-Порат (1100—950 млн. лет) привел к складчатости пород вдоль широтной разломной зоны сжатия, становлению батолитового комплекса, формировавшегося длительно и многофазно в интервале 1140—900 млн. лет. Радиометрические определения пелитов серии Колхан — 988 млн. лет.

Зоны ТТП фундамента в среднем рифее в значительной мере наследовали положение раннерифейских. Активизировалась зона линеамента Нармада-Сон. Переработка фундамента в Шри-Ланке отмечена «омоложением» (1150 млн. лет) и внедрением гранитов Тоннгаля (970 млн. лет).

### 6.1.19. Австралийский кратон

В среднем рифее в основном оформился современный структурный план Австралийской платформы. В западной и центральной частях материка выделились крупные щиты (Йилгарн, Пилбара, Гоулер, Северо-Австралийский и др.), пространство между которыми было занято либо зонами негесинклинальной переработки, либо депрессиями, в которых шло накопление платформенного чехла.

К юго-востоку от щита Пилбара располагалась вытянутая впадина Бангемолл, выполненная одноименной группой (9620 м) и залегающая на нижнерифейских отложениях групп Бреснахен и Маунт Минни. Она сложена доломитами, песчаниками, грауваками, глинистыми сланцами, кислыми эффузивами. Разрез содержит силлы долеритов. Датировка черных сланцев дала изохронный возраст  $1057 \pm 80$  млн. лет, а риолитов —  $1075 \pm 42$  млн. лет [97]. М. А. Семихатов [112] относит серию Бангемолл к верхам среднего — низам верхнего рифея.

В Восточном Кимберли на окраине плато Стёрт среднему рифею соответствует верхняя существенно терригенная часть разреза Осмонд-Рейндж (965 м). По глинистым сланцам имеется датировка  $1128 \pm 110$  млн. лет. Во впадине Кимберли близкий состав и возраст сланцев ( $1031 \pm 23$  млн. лет) имеет группа Глидден (560 м).

В Северной Австралии обособляется впадина Виктория-Ривер. В среднем рифее здесь происходило в основном накопление терригенных образований с подчиненными доломитами. Эти отложения ( $1431 \pm 440$  млн. лет) соответствуют группам Ватти, Булита, Толмер, формации Уондон-Хилл, Стабб, низам группы Оверн. Общая мощность разреза 3500 м. Глаукониты из нижних обломоч-

ных толщ дают Rb-Sr изохронные датировки  $1165 \pm 30$  млн. лет и K-Ar —  $1090 \pm 14$  млн. лет. Полагают, что отложение во впадине Виктория-Ривер происходило между 1,3—1,0 млрд. лет назад [97].

К среднему рифею, по-видимому, относится внедрение многочисленных долеритовых силлов и даек в серию Ропер синеклизы Мак-Артур, датированных 1150—1128 млн. лет. В рассматриваемый интервал следует поместить и основные вулканы Рупена, подстилающие разрез плиты (шельфа) Стюарт на юго-востоке Австралии, имеющие Rb-Sr возраст  $1317 \pm 30$  млн. лет [97]. В это время подвижные зоны были представлены лишь немногочисленными авлакогенами и довольно широко распространенными зонами переработки фундамента.

Авлакоген Холс-Крик наследует одноименную раннепротерозойскую интракратонную геосинклиналь и выполнен терригенной группой Керр-Бойд (9 км), одновозрастной и близкой по составу к отложениям, выполняющим соседнюю с востока впадину Виктория-Ривер. Расположенный на границе Западной и Северной Австралии авлакоген Фитцморис сложен одноименной группой также существенно терригенного состава, достигающей мощности 6 км.

В среднем рифее продолжают активно развиваться зоны ТТП. В провинции Албани-Фрейзер переработка заключалась в наложенном гранулитовом метаморфизме ( $1300 \pm 12$  млн. лет назад), а также внедрении гранитоидов в интервале 1300—900 млн. лет; в провинции Патерсон к востоку от щита Пилбара — во внедрении адаметлитов (1080 млн. лет назад); в блоке Масгрейв — во внедрении гранитоидов, наложенном метаморфизме и деформациям на уровне 1,2 млрд. лет, становлении основного-ультраосновного интрузивного комплекса Джайлз 1100—1200 млн. лет назад и образовании широтных надвигов; в блоке Аранта — в интенсивной мигматизации и реактивации в ходе орогении Ормистон ( $1050 \pm 50$  млн. лет назад); в массиве Джорджтаун — внедрением гранитов  $976 \pm 28$  млн. лет назад.

С прекращением среднерифейской ТТП практически наступила полная консолидация фундамента Австралийского кратона.

### 6.1.20. Антарктический кратон

Отложения более древние, чем верхнерифейские, обнаружены в настоящее время в Антарктиде лишь в нескольких местах. Так, к среднему рифею на основании имеющихся изотопных датировок следует отнести часть формации Патаксент (до 1 км), распространяющейся в горах Пенсакола. Разрез ее сложен ритмично чередующимися граувакками и темно-серыми глинисто-слюдистыми сланцами с прослоями конгломератов. Синхронно с осадконакоплением происходили излияния базальтов (пиллоу-лав) и риолитов, наиболее распространенных в виде силлов в западной части хр. Нептьюн. Риолиты Горечки из этого района по Rb-Sr изохроне датированы Р. Естиным в  $1210 \pm 76$  млн. лет [200], базальтовые лавы из формации Патаксент — 1267—778 млн. лет. Последняя пере-

крыта с резким несогласием отложениями среднего кембрия. Небольшие тела гранитоидов, прорывающие формацию, имеют возраст около 555 млн. лет [201]. Осадконакопление в горах Пенсакола началось до 1,2 млрд. лет, но в то же время, как справедливо указывает Д. Эллиот, нет никакого сомнения, что формация Патаксент отлагалась одновременно с толщами Трансантарктических гор, которые, видимо, имеют позднерифейский возраст.

В 500 км к востоку-северо-востоку от гор Пенсакола в холмах Тачдаун (нунатаки Литлвуд, Бертраб) на окраине Восточно-Антарктического кратона залегают лавы, аналогичные кислым породам формации Патаксент. Риолиты нунатака Литлвуд имеют возраст около 1 млрд. лет. Изохронные Rb-Sr датировки этих риолитов, по Р. Естину и другим, из нунатака Литлвуд находятся в пределах 1044—985 млн. лет, а риолитов из нунатака Бертраб —  $999 \pm 19$  млн. лет [200]. В. М. Рудяченко [108] пришел к выводу о приуроченности кислых и основных метавулканитов, сформировавшихся в диапазоне 1250—750 млн. лет к определенной фациальной зоне, протягивающейся от холмов Тачдаун на севере до западной периферии хр. Нептьюн в горах Пенсакола.

Приблизительно в тех же границах продолжалась интенсивная переработка окраин Восточно-Антарктического кратона. В последнее время ее проявление установлено в районе станции Молодежная (западная часть Земли Эндерби), где распространены гранулиты и чарнокиты с возрастом 2,12 млрд. лет. На уровне 1 млрд. лет эти породы испытали гранитоидный плутонизм, метаморфизм и тектонические деформации [201].

Тектоно-термальная переработка в среднем рифее распространяется и в западную часть кратона, в область Трансантарктических гор, где ею были затронуты породы группы Нимрод, истинный возраст которых около 1,98 млрд. лет. Аналогичные процессы доходили до района, расположенного между горами Пенсакола и Элсуэрт, где для гнейсов нунатака Хак Rb-Sr методом получено значение 1 млрд. лет, а также к ближайшей точке к Фолклендским (Мальвинским) островам — 1031—991 млн. лет [189].

## 6.2. ТИПЫ СТРУКТУР И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Продвижение окраинно-плитных процессов с юго-востока Азии в Аравийско-Нубийскую область указывает на увеличение масштаба океанообразования, на продолжающееся расчленение Пангеи. Но в целом господство внутриплитного тектонического режима сохранялось, существовали все типы структур свойственные раннему рифею, хотя значение и роль отдельных типов изменяются.

### 6.2.1. Платформенные впадины (синеклизы)

Формирование платформенных чехлов происходит в активной тектонической обстановке быстропрогибающихся относительно небольших по размеру впадин. На это указывают мощности отложе-

ний (тысячи метров), резкие фациальные изменения внутри толщ, присутствие не только основных, но и кислых эффузивов.

Наиболее крупные впадины сохраняются в Индостане и Австралии, хотя размер их относительно уменьшается. Австралийские впадины (Виктория-Ривер, Мак-Артур) характеризуются по-прежнему большими мощностями карбонатно-терригенных осадков. Новообразованная впадина Бангемолл является примечательной структурой подобного рода. Она несколько вытянута в юго-восточном направлении от щита Пилбара, но в целом изометрична и выполнена карбонатно-терригенной толщей огромной мощности (около 10 км), содержащей основные и кислые эффузивы, смятые в складки. Эта структура по характеру занимает промежуточное положение между синеклизой и авлакогеном.

Более умеренные мощности отмечаются в Куддапахской и Виндйской синеклизах Индостана, обособившихся за счет расчленения единой раннерифейской плиты.

Небольшие (менее сотни километров в поперечнике) изолированные впадины Аберкорн, Кингонголеро свойственны Танзанийскому блоку Африки. Продолжается формирование платформенных чехлов на плечах авлакогенов (Сибирский кратон, Ленсуа).

### **6.2.2. Области формирования эликратонных вулканоплутонических ассоциаций**

Сокращение масштабов формирования вулканоплутонических ассоциаций, наметившееся в раннем рифее, прослеживается и в рассматриваемую эпоху и в конце концов приводит к глобальному затуханию этого своеобразного режима, продолжавшегося около 1 млрд. лет. По существу, лишь на северо-западе Бразилии в бассейне Амазонки происходит на сравнительно небольшой территории образование риолитов, дацитов их туфов и обломочных пород комплекса Сан-Лоренсу-Палмериал и внедрение в фундамент анокригенных щелочных оловоносных гранитов Рондониа. Завершается формирование аналогичного готского комплекса Швеции и Норвегии внедрением позднеготских гранитов. В Антарктиде образуются кислые вулканиты Тачдаун. Рассматриваемые области аналогичны по своим характеристикам раннерифейским областям этого типа. Заметно пропорциональное увеличение интрузий по сравнению с вулканитами и осадочными породами.

### **6.2.3. Авлакогены**

Эти образования продолжают играть существенную роль в структурном плане среднего рифея. Наряду с развитием авлакогенов, заложенных в раннем рифее, возникает новая генерация — Гранд-Каньон, Кивино, Пачелмский, Крестцовский и др. Сохраняется и стиль осадконакопления намеченный в раннем рифее: терригенно-карбонатный в авлакогенах Кордильер и северо-запада Северной Америки, существенно терригенный в европейских, вул-

каногенно-осадочный в сибирских. Повсеместно среднерифейские толщи отвечают новому циклу осадконакопления.

Авлакогены Кивино и Гардарский, новообразованные в среднем рифее, расположены соответственно в Северной Америке и Гренландии. Эти структуры в настоящее время хорошо изучены.

Авлакоген Кивино формирует гигантскую дугу длиной около 2500 км при ширине 100—200 км. Разрез выполняющих его отложений мощность около 15 км почти наполовину сложен базальтами. Современная структура авлакогена — асимметричная грабен-синклиналь с более крутым южным крылом, осложненным продольными разломами с амплитудой до 3—4 км. Осевой части авлакогена соответствует крупная гравитационная и магнитная аномалия. Отдельные сегменты структуры смещены относительно друг друга по трансформным разломам.

Предполагается, что базитовые интрузии и дайки, приуроченные к осевой части авлакогена, на глубине сливаются и единым базитовым стволом доходят до мантии. Эта уникальная структура возникла в результате раздвига континентальной коры на всю ее мощность. Изучение трансформных разломов авлакогена Кивино позволило оценить величину этого раздвига в 90 км [177].

Авлакоген Кивино по особенностям своего внутреннего строения и аналогии ее гравитационных и магнитных аномалий с такими по окраине Атлантического океана справедливо может считаться как отражающий предспрединговую стадию рифтогенеза, как «приостановленный» рифт Красноморского типа.

Гардарская палеорифтовая зона, расположенная в Юго-Западной Гренландии, по-видимому, в настоящее время представлена лишь корнями некогда крупного грабена, от которого сохранился фрагмент длиной около 25 км, выполненный грубообломочными породами и базальтами. Эта зона представлена дайками щелочных габброидов, гранитов, сиенитов, трахидолеритов, а также кольцевыми щелочными комплексами. Здесь породы испытали лишь блоковые подвижки.

В некоторых авлакогенах происходили перестройки структурного плана. Так, в авлакогене Вернек-Маккензи эта перестройка сопровождалась складчатостью и метаморфизмом на уровне 1,2 млрд. лет (ракланская орогения), в Белтском привела к поднятию и эрозии. В ряде авлакогенов Восточно-Европейской платформы тектоническая активность конца среднего рифея зафиксирована в разрезах внедрением пластовых интрузий диабазов. В своеобразном режиме продолжалось накопление пород в авлакогенах Сибирского кратона. Б. Р. Шпунт [133] выделяет в среднем рифее два этапа активизации магматических процессов — около 1050—1000 млн. лет назад, когда в районе Хараулахского и Оленёкского поднятий происходило извержение тефры кремнекислотно-щелочного состава, и около 1000—950 млн. лет, когда процессами щелочно-основного магматизма был охвачен весь север Сибирской платформы.

## 6.2.4. Интракратонные геосинклинали

В среднем рифее продолжали развитие раннерифейские интракратонные геосинклинали генерации обоих подтипов.

**6.2.4.1. Энциалические интракратонные геосинклинали.** В результате диастрофизма, начавшегося на уровне около 1,3 млрд. лет, некоторые интракратонные геосинклинали превратились в складчатые системы. Это прежде всего относится к Кибаро-Анколийской системе. Стиль складчатости в кибаридах довольно простой. В хорошо изученной южной части системы отмечается несколько субпараллельных синклинориев и антиклинориев северо-восточного простирания, опрокинутых на северо-запад. Синклинали, как правило, осложнены мелкой складчатостью, сжаты и имеют изоклиналильный характер. Антиклинорные структуры обладают более простым строением. В осевой части Ирумид породы смяты в изоклиналильные вертикальные складки, которые по периферии системы переходят в опрокинутые, осложненные многочисленными надвигами. Региональный метаморфизм Кибаро-Анколийской системы слабый. Лишь нижняя часть разреза достигает ступени двусланцев. В Кибарской системе развиты граниты двух типов: синкинематические биотитовые граниты, вытянутые тела которых приурочены к антиклинорным структурам, и посткинематические лейкократовые оловоносные граниты. Главная фаза гранитоидного магматизма на юге пояса имела место в интервале 1330—1280 млн. лет, на северо-востоке — 1250 млн. лет назад. Оловоносные граниты внедрились в интервале 1000—950 млн. лет. Близкие черты строения и магматизма имеют многие энциалические складчатые системы — Алексо в Западной Африке, некоторые «исседонские» трюги Казахстана и Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и Забайкалья.

Материал среднего рифея дает возможность изучать режим собственно геосинклиналильной стадии развития энциалических интракратонных геосинклиналей и, в частности, происходившие в них процессы складчатости, метаморфизма, гранитизации, после которых многие из них превратились в складчатые системы. В Кибаро-Анколийской системе — классическом примере структур данного типа — деформации и гранитизация толщ осуществлялись в несколько этапов. В разных местах системы выделяются две или три фазы деформации. Так, на севере, в Бурунди первая фаза связана с образованием близповерхностных надвигов и внедрением гранитоидов. Вторая фаза выразилась в формировании открытых складок, ориентированных в северо-восточном направлении. Третья фаза проявилась локально в виде узких сдвиговых деформаций. Интересна закономерность некоторого омоложения деформации с севера на юг от Кибарид через Ирумиды к поясу Лурио в Мозамбике. Таким образом, складчатость проявляется неравномерно не только вдоль одной системы, но и в разных системах даже одного региона. Это же можно сказать и в отношении гранитизации. Фаза синтетектонических гранитов на юге Кибарид несколько древнее

(1,3 млрд. лет), чем на севере (1,25 млрд. лет). Для энсиалических геосинклиналей в целом типичен слабый метаморфизм, не превышающий зеленосланцевую фацию.

**6.2.4.2. Энсиматические интракратонные геосинклинали.** Этот подтип структур активно развивался в среднем рифее. В конце эпохи произошло замыкание многих геосинклиналей. Следовательно, имеется возможность рассматривать строение этих складчатых систем и геосинклинальных трогов. Примером наиболее протяженной палеоструктуры данного вида является Мавритано-Бразильский пояс, ныне разобщенный на два отрезка — Мавритано-Сенегальский и Центрально-Бразильский.

В Мавритано-Сенегальском поясе среднерифейские образования слагают Центральную зону («Мавританскую ось», Серпентинитовый пояс, Мавританский кряж, и т. д.), протягивающуюся между симметрично расположенными по обе стороны от нее Западной и Восточной зонами, сложенными верхнерифейскими и вендскими отложениями. В ее строении принимают участие вулканогенно-осадочные группы (серии) Гадель и Ауиджа и их эквиваленты, а также многочисленные тела серпентинитов. Совместно они представляют геосинклинальный комплекс с отчетливым офиолитовым характером. Серпентиниты образуют четковидные выходы, вытянутые вдоль оси рассматриваемой зоны, и формируют «серпентинитовый пояс» Мавританид. Их структурное положение не выяснено до конца, хотя по этому поводу Ж. Широном [179] были проведены специальные исследования. Этот автор считает, что ультраосновные породы внедрились в нижние горизонты слюдяно-сланцевого комплекса серии Гадель и локализируются там. При этом предполагается интрузивный характер становления ультрабазитов на основании несогласных взаимоотношений с вмещающими породами, присутствия ксенолитов последних в ультрабазитах. Вдоль или рядом с полосой серпентинитов обнажаются небольшие массивы габбро. Ж. Широн подчеркивает ассоциацию серпентиниты—яшмоиды—карбонаты в составе серии Гадель, пространственную независимость ультрабазитов от основных вулканитов вышележащей группы Ауиджа, несогласно залегающей на породах серии Гадель и сложенной преимущественно слюдяными сланцами. Это обстоятельство не позволяет говорить о присутствии единого полного разреза офиолитовой ассоциации. Вместе с тем базальты серии Ауиджа окаймляют с востока серпентинитовую ось, хотя пространственно взаимоотношения между ними неясны и обычно являются тектоническими.

Итак, в Центральной зоне мавританид имеются почти все составные элементы офиолитовой ассоциации, но присутствующие в разобщенном виде. При этом данная разобщенность, по-видимому, не обусловлена последующей тектоникой, а является первичной, свойственной «параофиолитам» докембрия.

Более молодая андезитовая формация серии Рабра также локализована вдоль «Мавританской оси», но уже к западу от нее.

Таким образом, серпентинитовый пояс окружен, с одной стороны, андезитовыми, с другой — базальтовыми сериями. В строении «Мавританской оси» существенную роль играют блоки фундамента, выходящего в виде отдельных «окон». Ширина энсиматической зоны в них значительно суживается. В местах резкого сужения (например, на севере района Муджерия) серия Ауиджа сокращается до узкого пласта. Это же относится и к ультраосновным породам. Данные взаимоотношения свидетельствуют об условиях неравномерного растяжения, в которых имело место заложение пояса. Породы, слагающие Центральную зону, смяты в изоклинальные складки со средним углом падения  $45^\circ$  к западу. Повсеместно встречаются тектонические чешуи, а также описаны два крупных сдвига, вдоль которых «Мавританская ось» испытала смещение к западу.

Строение Мавританского пояса, устанавливаемое в его центральной части, несколько видоизменяется к югу. В Восточном Сенегале складчатый пояс разделяется на две части — западную и восточную, разделенные синклиналью Юкункун, расширяющейся к югу и переходящей в палеозойскую синеклизу Бове. Это расщепление пояса на две ветви, по-видимому, связано с обтеканием крупного блока фундамента. Западная ветвь, сложенная сланцами Кулунту, является продолжением Западной зоны мавританид, а восточная зона, выполненная сланцами Басари, соответственно продолжает Фалемский прогиб. Южнее впадины Бове зона Басари прослеживается в виде складчатого пояса Рокеллид.

О распространении к югу ультрабазитов и базитов Центральной зоны известно мало данных. Можно лишь определенно сказать об общем уменьшении в этом направлении ультраосновного и основного магматизма. Последний отмечается в основании серий Кулунту и Басари. В серии Рокелл базальты и андезиты встречаются в верхней части терригенного разреза. В исчезновении обильных офиолитов отражается общий стиль их неравномерного распространения в поясе, что связано с неравномерным растяжением в начале его заложения. При этом исчезновение мощных офиолитов сопровождается отсутствием андезитового вулканизма. Вместе с тем выходы альпинотипных серпентинизированных ультрабазитов прослеживаются в фундаменте среди нижнепротерозойских пород вдоль западного края Рокеллид и продолжают на юг линию Серпентинитового пояса Мавритании. Их становление связано, по-видимому, с зоной разломов, возникших при общем растяжении во время заложения всей сложной системы Мавританского пояса и затухающих на его южном окончании.

Пояс альпинотипных гипербазитов продолжается в Южной Америке, в зоне Токантинс и Араша, где также приурочен к осевой части геосинклинального пояса, характеризующегося зональным строением. Осадочные и метаморфические формации, слагающие отдельные зоны — Парагвай-Арагуайя, Араша-Эстронду и Бразилия, в целом эквивалентны мавритано-сенегальским. Здесь также отмечается неравномерное распространение базит-гиперба-

зитового материала. Наиболее полно он развит в зоне Араш-Эстронду, которая в этом отношении эквивалентна «Мавританской оси». Здесь присутствует разрез, напоминающий офиолитовую ассоциацию (группа Пилар-де-Гойя), серпентинитовый меланж и многочисленные тела альпинотипных гипербазитов. Аналогично африканской ветви количество и характер офиолитового материала уменьшается к Атлантике, но здесь уже в северном направлении.

Существенное отличие заключается в полном отсутствии андезитового вулканизма и очень незначительным развитием базальтового. Отсутствует также ассоциация серпентиниты-яшмоиды-карбонаты, намечавшаяся в серии Гадель. По-видимому, становление ультрабазитов здесь происходило на фоне более мелководной палеогеографической обстановки. Количество ультраосновных пород и габбро, как и в Африканской ветви, неравномерное, отмечается аналогичное внедрение их в выступы древней «рамы» (например, в Гойяском массиве Бразилии на стыке с Арашидской зоной). В самих же Арашидах, как и в Мавританидах, присутствуют блоки фундамента. Вместе с тем единая для двух континентов линия гипербазитов, сходство формационного выполнения, общая зональность, синхронность тектонических событий и их однотипность однозначно указывают на существование единой геосинклинальной системы Западной Гондваны, протягивающейся от Мавритании до Центральной Бразилии. Отличительной чертой этой системы служит проявление ультраосновного магматизма вдоль всей ее протяженности. Оно имело неравномерный характер, сопровождаясь в одних местах (Мавританиды, Арашиды) формированием комплекса, близкого к офиолитовой ассоциации, а в других местах — лишь становлением альпинотипных гипербазитов. Имеющийся материал не дает ясного ответа о характере этого становления. Как указывалось выше, больше данных об интрузивном внедрении ультрабазитов. Вместе с тем это могут быть протрузивные тела или меланж, как показали последние исследования А. Дрейка в Арашидах. Отчетливо виден интракратонный характер рассматриваемой системы. Сналический фундамент присутствует либо предполагается повсеместно по обоим его бортам и очень часто имеет вид выступов и перемычек в пределы самой системы, которая на многих участках является существенно энсалической. Такое внутреннее строение, характеризующееся весьма неравномерным и неправильным распространением магматического материала, может отражать лишь неравномерный разрыв коры на фоне растягивающих напряжений различной интенсивности. В одних частях это привело к формированию глубоководного межкратонного морского бассейна с признаками океанической коры, в других — лишь к возникновению рифтогенных морей на континентальном основании и внедрению отдельных массивов ультраосновных пород в фундамент и геосинклинальный комплекс.

В среднерифейском тропе Мавританид как будто бы нет данных о наличии синхронной миогеосинклинальной внешней зоны,

тогда как таковая имелась на востоке бразильского участка. В ней накапливалась серия Канастра, аналог серии Араша.

К подтипу энсиматических интрагеосинклиналей, по-видимому, относятся открытые совсем недавно в Мозамбике пояс Лурио, протягивающийся от оз. Малави до Индийского океана, и почти одно-возрастный ему, расположенный южнее, пояс Намама [292]. Пояс Лурио сложен «полуофиолитовым» комплексом, характеризуется развитием глубокометаморфизованных образований и системы крупных пологих надвигов, достигающих «корнями» нижней коры. Пластины этих надвигов сложены в основном гранулитами. Общая vergence пояса юго-восточная. В поясе Намама аналогичные покровные структуры имеют восточное направление.

Дискретность деформаций и гранитизации свойственны и энсиматическим трогам, однако степень деформации и метаморфизма в них выше, чем в энсиалических, что указывает на относительное усиление в них эндогенного режима. Так, в Арашидах, некоторых зонах Мавританид метаморфизм местами достигает амфиболитовой фации, а в поясе Лурио — гранулитовой.

Общим для всех интракратонных геосинклиналей среднего рифея, как и ранее, является преобладание растяжения на начальном этапе их эволюции. При этом в энсиматических геосинклиналях формационный ряд фиксирует стадию континентального рифта и импульс раскрытия трога, становление «параофиолитов», т. е. комплексов, близких к офиолитовой ассоциации и вместе с тем чем-то отличных от нее. На примере среднерифейских геосинклиналей проявляется неравномерный характер разрыва коры, что хорошо наблюдается вдоль простиранья Мавритано-Бразильского пояса. Здесь участки развития почти полной офиолитовой ассоциации сменяются зонами, где происходило внедрение лишь альпинотипных гипербазитов.

Заключительная стадия развития интракратонных геосинклиналей проходит на фоне сжатия систем.

### **6.2.5. Пояса тектоно-термальной переработки (ТТП)**

Эти геоструктуры продолжают активное существование в Восточной Гондване и возникают в Трансантарктических горах (нимродская переработка), на о. Мадагаскар и в Южной Африке (Намаквейский пояс). Однако наиболее изученной структурой данного типа является Гренвильский пояс Северной Америки. В гл. 6 было дано ее краткое описание. Отметим еще раз главные черты строения зоны, расположенной на востоке Канадского щита, на основе работ А. Баера, Дж. Флетчера и др.

1. Ограничение на западе «Гренвильским фронтом» — региональной линией, выраженной повышенными дислокациями, милонитизацией и резким скачком метаморфизма.

2. Высокая степень метаморфизма и мигматизации. Распространение гранулитов в южной Канаде и горах Адирондак. Широкое развитие пород амфиболитовой фации.

3. Многочисленные интрузии анортозитов в виде меридиональных полос. Ассоциация с ними гранитов, не подразделяющихся на син- и посттектонические.

4. Присутствие рифтогенной структуры — Центрального метасадочного пояса, выполненного метаосадочными и метавулканическими породами с возрастом 1,3—1,0 млрд. лет.

5. Развитие сложных интерференционных структур, гранито-гнейсовых и анортозитовых куполов. Наличие двух структурных простираний северного и северо-восточного направлений.

6. Развитие синорогенных нефелиновых сиенитов метасоматического происхождения.

7. Массовые изотопные датировки, различными методами группирующиеся в интервале 1150—850 млн. лет. Два выраженных типа метаморфизма — 1100 и 950 млн. лет.

На Балтийском щите Гренвильскому поясу соответствует Дальсландский пояс переработки. Реликты Гренвильского пояса находятся в Шотландии, Западной Ирландии, Армориканском массиве Франции. В Намаквайской зоне ТТП на юге Африки выделяются синтектонические лейкократовые гранито-гнейсы. Посттектонические граниты представлены адамеллитами. Грабен Корас в этой зоне выполнен вулканогенно-осадочными породами мощностью до 7,5 км.

Гренвильский пояс — классический пример зоны негеосинклинальной ТТП древней коры. Относительно его тектонической природы, тектонического режима становления существует много, часто противоречивых, точек зрения. Их краткий разбор важен для понимания современного состояния проблемы структур данного типа. Намечаются два принципиально разных подхода к проблеме. Согласно первому, Гренвильский пояс образовался *in situ*, согласно другому, его формирование связано с закрытием океанского бассейна и коллизией плит. Гипотеза коллизионного плитного сочленения [153, 193] предусматривает образование Гренвильского пояса при столкновении двух плит, разделенных первоначально океанским бассейном. Это столкновение (гималайского типа) завершило процесс субдукции и привело к утолщению мощности коры вследствие напоздания одной плиты на другую, как это имело место в районе Тибета. Офиолитовый шов при этом перекрывается и превращается в криптосутуру. В утолщенной коре температура и давление возрастают, осуществляется частичное плавление, породы подвергаются метаморфизму и интродуцируются плутонами. Активизация при этом будет закономерно убывать в северо-западном направлении, в сторону от зоны столкновения, что и наблюдается в Гренвильском поясе. Приведенное сравнение его с эродированным эквивалентом плато Тибет хотя и объясняет многие черты строения, все же не может быть принято, на наш взгляд, по ряду причин.

1. Данные палеомагнетизма исключают крупные океанические раскрытия до 1 млрд. лет и свидетельствуют о существовании суперконтинента [277, 278] (рис. 50).

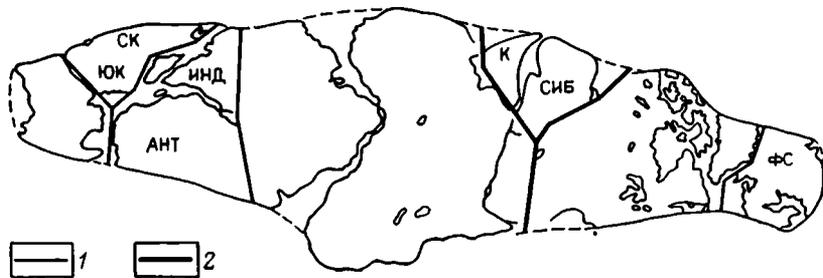


Рис. 50. Протерозойский суперконтинент, реконструированный главным образом по палеомагнитным данным (по Дж. Пайперу)

1 — рифты с возрастом 1100 млн. лет; 2 — рифты с возрастом 950 млн. лет; СК — Северный Китай; ЮК — Южный Китай; К — Казахстан; ИНД — Индия; СИБ — Сибирь; ФС — Фенноскандия; АНТ — Антарктида. Для Северного Китая, Южного Китая и Казахстана палеомагнитные данные отсутствуют. Положение их на реконструкции условно

2. Прослеживание древних архейских и раннепротерозойских структур и, в частности Лабрадорского трога к югу от Гренвильского фронта. Это обстоятельство противоречит гипотезе новообразования коры в гренвильскую эпоху, а не ее переработки, как правильно отметил Ч. Б. Борукаев [19].

3. Отсутствие мощных моласс, свойственных гималайскому типу сочленения.

4. Несовместимость синхронного развития грандиозного рифтогенеза в троге Кивино с главной фазой плутонизма в Гренвильском поясе, если последний связывать с коллизией плит.

5. Отсутствие следов офиолитовой структуры, необходимой при плитной модели.

Весьма плодотворна гипотеза Винн Эдвардса [332], предполагающая образование пояса в целом *in situ*, но содержащая элементы плитно-тектонической модели. В ее основе — эластичный спрединг в разогретой коре, фиксирующийся линиями анортозитов (омолаживающихся к югу) и приводящий не к раскалыванию, а к медленному перемещению поверхности коры над тепловым источником и последующему погружению ее в северо-западном направлении. Этот процесс заканчивается, таким образом, не субдукцией, а сжатием. Следует иметь в виду исключительно важную роль рифтогенеза в развитии Гренвильского пояса. Об этом свидетельствует существование рифтогенной структуры (авлакогена) Центрального метаосадочного пояса [153], характер размещения анортозитов. Рифтогенез привел к общему утонению коры, но не к разрыву, вероятно, вследствие ее повышенной пластичности. Во многом справедливо сравнение Гренвильского пояса с «приостановленным» рифтом, не достигшим стадии раскрытия [331]. В развитии термальной активности пояса отмечаются два пика активности на уровнях 1100 и 950 млн. лет [154], что было свойственно и рифтогенным интракратонным геосинклиналям.

### 6.2.6. Региональные комплексы даек

Дайковые комплексы чрезвычайно широко распространены в верхнекембрийском структурном этаже и заслуживают выделения в самостоятельный структурный тип. Вместе с тем эти образования еще плохо изучены. Выше уже упоминался дайковый комплекс в зоне Гардар (Южная Гренландия). Еще более грандиозной структурой данного типа является знаменитый «рой Маккензи» — комплекс долеритовых и базальтовых даек с возрастом 1,3—1,0 млрд. лет, пересекающих Канадский щит с северо-запада на юго-восток в полосе длиной 2500 и шириной 400 км. Он фиксирует мощное растяжение земной коры.

### 6.2.7. Окраинно-кратонные геосинклинали

Формирование окраинно-континентальных структур в среднем рифее распространилось с юго-востока Азии до нынешней Краснодарской области. Исследованиями последних лет [142, 212, 221] установлено развитие офиолитов часто в виде крупных тектонических покровов и мощных известково-щелочных вулканических комплексов и батолитов, а также почти полное отсутствие континентальной дорифейской коры в регионе. Эти и другие особенности строения указывают на формирование складчато-покровных рифейских сооружений Краснодарской области на границе океана и континента и позволяют отнести их к аккреционному окраинно-континентальному (окраинно-плитному) типу.

Первый полный разрез офиолитовой ассоциации был описан в районе Джабаль-Аль-Васка (Египет) [155]. Нижняя часть разреза представлена серпентинизированными ультрамафитами, согласно сменяющимися габбро, а затем спилит-кератофировой толщей. Основная часть магматической толщи пронизана дайками основного состава. Впоследствии были установлены другие полные разрезы офиолитовой ассоциации — Вади-Гадира, Аль-Амар и др.

Офиолиты Аль-Гадир представлены дунитами и гарцбургитами, расслоенными габбро с небольшим количеством трондъемитов, хорошо выраженными параллельными дайками, толеитовыми пиллоу-лавами, кремнистыми отложениями. Эти породы ассоциируют с обширными зонами тектонического меланжа. Несмотря на сложную структуру региона, в распространении офиолитов Саудовской Аравии, Египта и Судана в самом общем виде устанавливается некоторая система из четырех-пяти субпараллельных поясов, разделенных в основном известково-щелочными магматами. Были установлены определенная закономерность в увеличении (с юго-запада на северо-восток) количества калия в вулканитах, возраст пород, отношений  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  (в целом низких), указывающих на их мантийное происхождение. Петрохимические характеристики базальтов и андезитобазальтов в общем соответствуют островодужным сериям. При этом наблюдается закономерное изменение

состава вулканитов от более толентового в древних комплексах до значительно известково-щелочного в молодых, что сопровождается увеличением содержания калия.

Остается неясной ширина раскрытия Аравийского среднерифейского океана, главным образом из-за отсутствия палеомагнитных данных. Она оценивается от 1000 до 6000 км [249]. Последняя цифра получена с учетом скорости субдукции 1 км в год за период 1100—500 млн. лет, соответствующий интервалу закрытия этого океана. У. Черч [181] допускает раскрытие сравнительно небольшого по ширине океанского бассейна. Несмотря на сложности в построении истинной геодинамической модели развития Аравийско-Нубийской области в рифее (направленность наклона зоны Беньофа, проблема количества островных дуг и др.), наличие всех компонентов, доказывающих цикл Вильсона, в вещественных комплексах региона позволяет воссоздать его эволюцию как латеральную аккрецию в обстановке островных дуг и окраинных морей. Аккреция привела к приращению нескольких сот километров континентальной коры к краю Африканского крата, главным образом в течение среднего и позднего рифея. Процесс этот происходил импульсами («эпизодами»), отражаясь в соответствующих несогласиях, формировании аллохтонных офиолитовых пластин и меланжа, а также формировании известково-щелочных вулканитов и гранитоидных батолитов, мощных толщ грауваккового флиша. Во времени этот процесс смещался с юго-запада на северо-восток, отражая миграцию островных дуг, на что указывает направленность изменений соответствующих параметров, о чем говорилось выше. Вместе с тем детали хода этого процесса континентальной аккреции еще неясны. Отсюда противоречивость предлагаемых различными авторами моделей: одни исходят из существования разнонаправленных зон Беньофа; другие — из наличия зоны Беньофа, наклоненной на северо-восток; третьи — из существования зоны Беньофа, наклоненной на юго-запад. По А. Гассу [212], становление известково-щелочных комплексов Саудовской Аравии и Египта происходило в системе одновременно существующих островных дуг. Не исключена возможность и условий окраины андийского типа у края континентальной коры Африки, что предполагает совмещенную модель развития андийского и островодужного типа [18]. Последние данные о присутствии древней континентальной коры на юго-востоке Аравийского щита указывают на необходимость учета существования микроконтинентов при построении моделей эволюции рассматриваемого региона (см. рис. 65, 70). Одновременно, а возможно и раньше, шло замыкание океанских «клиньев», вдающихся в континент на территории Эфиопии и Судана, однако внутреннее строение этих зон заставляет предполагать ограниченный спрединг при их заложении и последующее развитие без субдукции. Последняя начинает проявляться севернее, когда указанные «клинья» расширяются и сливаются с океаном.

Глобальная среднерифейская палеотектоническая обстановка (рис. 51) имеет много общих черт с раннерифейской; значительная

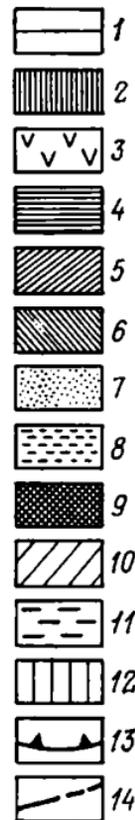
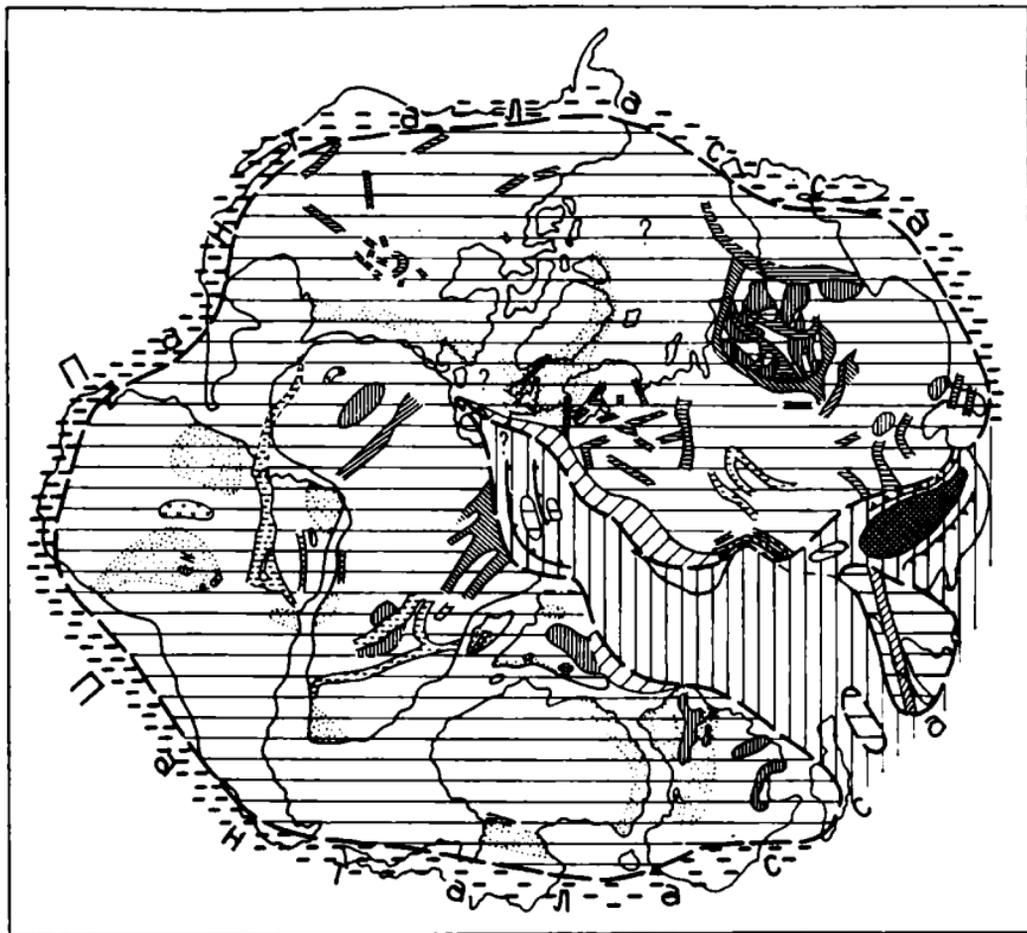


Рис. 51. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция. Средний рифей (Н. А. Божко).

1 — континентальная раннедокембрийская кора; 2 — платформенный чехол; 3 — кислые вулканолутоические ассоциации; 4 — авлакогены; 5 — энсиалические интракратонные геосинклинали; 6 — энсиматические интракратонные геосинклинали; 7 — зоны негеосинклиальной ТТП фундамента; 8 — новообразованные складчатые системы; 9 — аккреционные комплексы; 10 — пассивные окраины; 11 — раннеобразованная океанская кора; 12 — новообразованная океанская кора; 13 — зоны субдукции; 14 — граница континентальной коры.

часть Пангеи остается приподнятой, в отдельных ее местах еще идет формирование эпикратонных вулканоплутонических комплексов, еще более шире накапливаются чехлы, развиваются зоны ТТП, интракратонные рифтогенные структуры. Процесс раскола Пангеи, по-видимому, распространяется далее к западу, достигая нынешней Прикаспийской области, где уже в конце среднего рифея происходит становление аккреционного комплекса с офиолитами и островодужными вулканами на уровне около 1 млрд. лет. Одновременное развитие внутриконтинентальных и окраинно-континентальных процессов остается важной особенностью тектогенеза.

## Глава 7

# ПОЗДНИЙ РИФЕЙ: РАСПАД ПАНГЕИ НА ГОНДВАНУ И ЛАВРАЗИЮ, ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПЛАНЕТАРНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

## 7.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

### 7.1.1. Северо-Американский кратон

В начале позднего рифея продолжалось осадконакопление в большинстве уже существовавших структур, испытавших разно-масштабный диастрофизм, одновременный гренвильским событиям. На северо-западе Канадского щита в области накопления платформенных чехлов выше группы Коппермайн-Ривер с небольшим угловым несогласием залегают красноцветные песчаники и алевролиты группы Раи, содержащей силлы с возрастом 718—605 млн. лет. Эта группа коррелируется с группой Шалер (о. Виктория). В авлакогене Маккензи этим отложениям соответствуют группа Пинджуикюла, верхи супергруппы гор Маккензи. Они объединены в толщу *B* [334]. Обломочный материал в этом регионе поступал с поднятия, образованного на юго-востоке за счет Гренвильского орогенеза.

На востоке Центральной Аляски этому уровню соответствует карбонатно-терригенная группа Нижний Тиндир [336]; в авлакогене Гранд-Каньон — сланцы и алевролиты группы Чуар (до формации Сикстимайл [202]); в прогибе Кивино — песчаники, алевролиты, аргиллиты группы Верхнее Кивино, относящиеся к верхнему рифею [112].

В середине позднего рифея (850—750 млн. лет) произошла перестройка структурного плана Северной Америки в результате тектонических движений по разломам, а также общего поднятия, складчатости в авлакогенах Кордильер. Это событие получило название «Восточно-Кутенайского нарушения», или «орогении Хей-

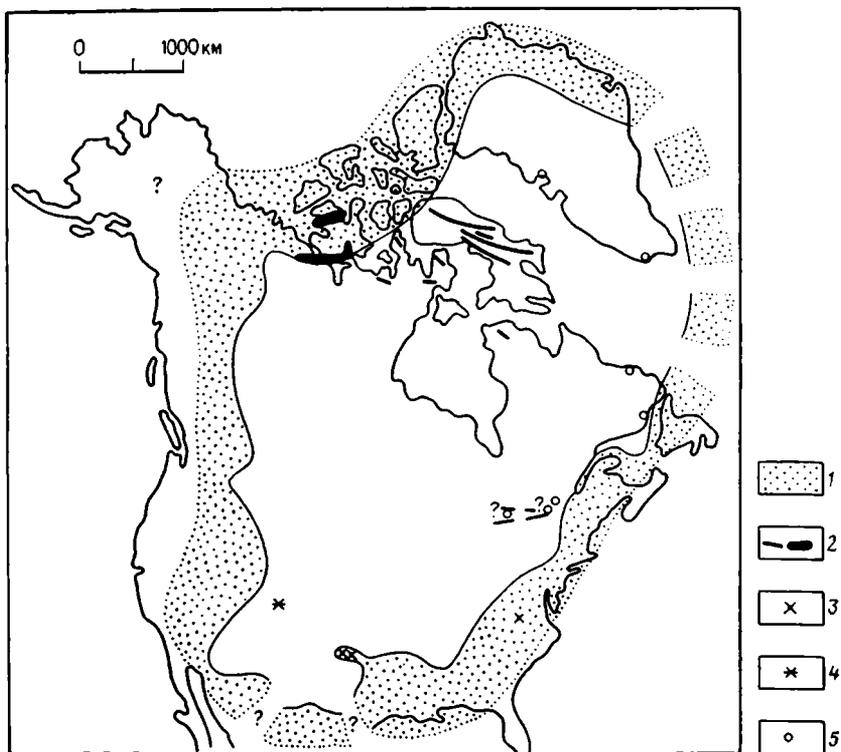


Рис. 52. Докембрийские и нижнекембрийские породы Северной Америки с возрастом от 850 до 540 млн. лет (по Дж. Стюарту).

1 — миогеосинклинали; 2 — диоритовые дайки и силлы (около 675 млн. лет) и, вероятно, связанные с ними базальты; 3 — граниты; 4 — щелочные изверженные комплексы; 5 — карбонатиты и связанные с ними щелочные интрузии

хук» [334], «нарушения Гранд-Каньон — Маккензи-Маунтинс» [202]. Более точно возраст этого события в Гранд-Каньоне и горах Маккензи на основании изотопных анализов лав Карденас-Элстон и Макки датируют в 823 млн. лет. По Дж. Стюарту [303], перестройка тектонического плана Северной Америки была приблизительно 850 млн. лет назад. Она заключалась в общем поднятии центральной части и переходе от изолированных впадин и авлакогенов к возникновению непрерывной пассивной окраины и миогеосинклинали, опоясывающей практически весь континент (рис. 52).

В Северных Кордильерах вслед за указанным событием последовало накопление мощных отложений супергруппы Икви и группы Рапитан, венчающие разрезы соответственно в горах Вернике и Маккензи. Эти подразделения объединены в толщу С [334]. В центральной части Скалистых гор с ней коррелируется надсерия Уиндермир, на Аляске — верхняя часть группы Тиндир. Отло-

жения данных групп представлены тиллоидами, основными лавами, турбидитами. Мощность отложений и размерность терригенного материала увеличивается с востока на запад. Образование рассматриваемых комплексов происходило во вновь сформированной в связи с рифтингом миогеосинклинали (пассивной окраине).

Накоплению супергруппы Уиндермир предшествовала восточнокутенаяская орогения центральной части Скалистых гор (850—800 млн. лет назад), выразившаяся в деформации белтских отложений и ремобилизации фундамента.

Датировки свинцовым методом для гнейсо-гранитов из пров. Британская Колумбия (Канада)—1850 млн. лет (гнейсы хр. Сифтон) и 728 млн. лет (гнейсы хр. Дезерт) определяют возраст фундамента и нижний возрастной предел супергруппы Уиндермир, слагающей рифейскую миогеосинклинали Скалистых гор [204]. При этом установлено, что последняя супергруппа может залегать непосредственно на фундаменте без промежуточной серии Парсел. В основании разреза Уиндермира обычно (но не повсеместно) залегают тиллоиды Тоби (до 1,8 км).

Учитывая максимальный возрастной предел супергруппы Уиндермир, только эту базальную толщу или ее часть, вероятно, следует относить к верхнему рифею.

Аналогичная картина предполагается для восточной окраины Северной Америки. Здесь в позднем рифее образовались мощные призмы осадков вдоль рифтовой окраины эмбрионального Япетуса (Прото-Япетуса) — океана, существовавшего на месте Северной Атлантики в палеозое. В Западном Ньюфаундленде на гнейсах гренвильского возраста залегает супергруппа Флёр-де-Лис (10 км), сложенная турбидитами, мощность которых на востоке резко увеличивается.

В Центральной части Аппалачского пояса на гнейсах докембрия, слагающих Авалонскую платформу, залегает доордовикская группа Гандер (3 км), разрез которой весьма сходен с группой Флёр-де-Лис. Мощность группы Гандер увеличивается к западу. Указанные группы представляют собой отложения противоположных пассивных окраин рифтогенного бассейна, возникшего в позднем рифее. В венде — раннем кембрии на месте этого бассейна произошло раскрытие Япетуса.

Таким образом, в середине позднего рифея в Северной Америке вырисовывается высоко приподнятый кратон, окаймленный миогеосинклинальными зонами. Последние возникли в результате мощного рифтинга, охватившего Лавразийский суперконтинент.

### 7.1.2. Северо-Атлантический регион

После относительной стабилизации интенсивно развивается деструкция древнего субстрата, «расшатанного» перед этим гренвильскими событиями. Рифтогенезом охватываются совмещенные в то время друг с другом в составе Пангеи территории Ньюфаундленда, Авалонской глыбы, Восточной Гренландии, Шотландии,

Скандинавии, Франции. Начавшийся процесс раскола местами сопровождался дайкообразованием и вулканизмом. В результате возникла палеоструктура Прото-Япетуса — система бассейнов и проливов, протягивающаяся от Южных Аппалачей до Шпицбергена. В центральной части Восточной Гренландии в это время накопилась группа Элеонор-Бей (13 км), представленная пелитами, граувакками и кварцитами, к западу переходящими в основные лавы. На северо-востоке Гренландии были сформированы мелководные платформенные карбонатно-терригенные отложения группы Хаген-фьорд и комплекс даек с возрастом 988 млн. лет, рвущих группу Туле. На Шпицбергене в позднем рифее была сформирована граувакково-кварцитовая толща средней Гекла-Хук. Итак, в позднем рифее между Гренландским и Баренцовоморским кратонами существовал энсиалический трог Элеонор-Гекла, в котором накапливалась геосинклинальная серия типа континентального склона и шельфа [290]. Фундаментом этого трога являлась утоненная рифтогенезом кора.

Позднерифейская седиментация в Скандинавии происходила в грабенообразном прогибе Мьёсе-Остердален на юго-востоке Норвегии и востоке Финмарка. Ей предшествовало становление дайкового комплекса с возрастом около 1 млрд. лет. На севере Норвегии разрез представлен терригенными толщами группы Баренцева моря (9 км), группы Багко (800 м) и группы Тана-фьорд (1—3 км), перекрытой тиллитами венда. Для пелитов группы Багко имеется Rb-Sr датировка 825 млн. лет. Отмечается углубление бассейна в северо-восточном направлении, на востоке и в северо-западном — на западе. В разрезе Северной Норвегии в отличие от Гренландии отсутствуют вулканы, что объясняется его расположением ближе к внутренней части кратона.

Верхнерифейские комплексы Скандинавии протягиваются на юго-восток Великобритании, где между двумя выступами фундамента располагалась серия рифтоподобных прогибов северо-восточного направления [303]. В Шотландии к верхнему рифею относится группа Стоер (2—3 км), представленная песчаниками и аргиллитами с возрастом  $995 \pm 24$  млн. лет, красноцветными аркозовыми песчаниками и конгломератами группы Торридон (7 км) с возрастом  $810 \pm 17$  млн. лет. В северных нагорьях Шотландии на гнейсах Мойна гренвильского возраста залегает метаосадочная группа, испытавшая региональный метаморфизм на уровне 780 млн. лет. Эта дата фиксирует также складчатость и внедрение пегматитов, что соответствует «Морарианской» орогении, проявившейся локально в оротектонической зоне Британских каледонид [281].

### 7.1.3. Восточно-Европейский кратон

В позднем рифее продолжалось развитие рифтогенных структур. В Пачелмском авлакогене произошло накопление пестроцветных аркозовых песчаников, аргиллитов и алевролитов циннской

(400 м), иргизской (205 м), воронской (до 360 м) и красноозерской (до 170 м) свит; в Павлово-Посадском авлакогене — павлово-посадской (626 м) и ногинской (167 м) серий; в Оршанском — оршанской (600 м), лапичской и блонской свит. В Крестецком авлакогене каратавию соответствуют красноцветы полоцкой (до 600 м) и дворецкой свит.

Отложениями обнорской свиты (красноцветы — 350 м) отмечено заложение Среднерусского авлакогена. Аналогичные разрезы верхнего рифея с преобладанием полевошпатово-кварцевых песчаников, аргиллитов, алевролитов присутствуют в Онежском, Лешуконском, Сафоновском, Яренском авлакогенах. К позднему рифею относится развитие осадконакопления вдоль всего Тимана от Канина до Полюдова Камня. Происходит накопление песчаников, сланцев, известняков и доломитов быстринской серии (до 2,6 км); песчаников, сланцев, алевролитов кислоручейской (1,7 км) и их аналогов. В конце позднего рифея (кудаш) формируются эффузивы основного, среднего и кислого состава, а также сланцы в Печоро-Колвинском авлакогене и Хорейверской впадине.

#### 7.1.4. Фундамент варисцид Европы

Как уже указывалось, в кристаллическом фундаменте варисцид Европы (рис. 53) кроме Молданубикума выделяется Бриовер, или супергруппа Бриовер [342], характеризующаяся двучленным строением. Нижний Бриовер имеет черты эвгеосинклиальной

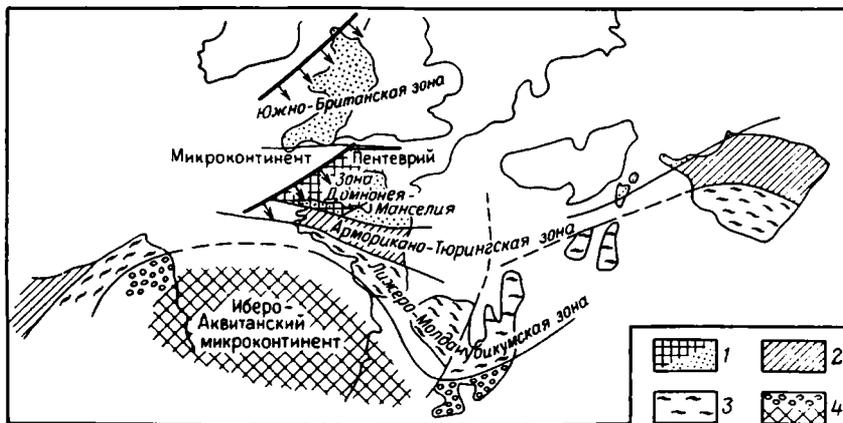


Рис. 53. Палеогеотектонические зоны верхнего протерозоя в варисских массивах средней и западной Европы (по Ж. Конье и Д. Райту).

1 — области развития нижнепротерозойского цоколя (2000 млн. лет) и нижнего-верхнего бриовера, представленного комплексом активной окраины в зоне субдукции (Домнонейская кордильера, кадомская складчатость I+II); 2 — области развития верхнего бриовера, представленного комплексом окраинного моря (кадомская складчатость II); 3 — области развития эвгеосинклиальных комплексов от бриовера до нижнего палеозоя, испытавших варисские метаморфизм и деформации (Лижерская кордильера девонского возраста); 4 — области развития нижнепротерозойского цоколя и верхнепротерозойских сланцево-граувакковых толщ и порфиroidов

толщи. В Богемском массиве он представлен доспилитовой и спилитовой сериями (5 км) — аргиллитами, алевролитами, граувакками с горизонтами спилитовых лав и туфов, реже известняков. Верхний Бриовер представлен постспилитовой серией (2,6 км) турбидитов, флишеидных пород с пачками тиллитов, ассоциирующих с более молодым комплексом спилит-кератофировых вулканитов. В Армориканском массиве Бриовер залегает на архейском блоке Пентеврия, в котором отмечается последнее омоложение на уровне 1100—900 млн. лет. Наиболее древние гранитоиды (о. Джерси), прорывающие Бриовер, имеют возраст 580 млн. лет [228]. Следовательно, образования Бриовера находятся в этом возрастном интервале и могут относиться либо к верхнему рифею, либо по своему стратиграфическому объему отвечать верхнему рифею и венду.

Тектоническая природа Арморикано-Тюрингской (Арморикано-Баррандовской) геосинклиналильной зоны не вполне ясна. Допускается ее заложение как в результате океанского раскрытия, так и утонения континентальной коры [342]. Учитывая более общую палеотектоническую обстановку, можно предположить, что рассматриваемая зона представляла собой ответвление от более обширного океанского бассейна, возникшего около 800 млн. лет назад между Лавразией и Гондваной, внутри которого существовали отдельные микроконтиненты типа Пентеврия (Армориканский массив).

### 7.1.5. Средиземноморский пояс

**7.1.5.1. Альпы и Западно-Средиземноморская область.** О присутствии докембрия в догерцинском фундаменте Альп указывают радиометрические датировки гнейсов Этцталского покрова ( $540 \pm 25$  млн. лет) и Готтардского массива (560 млн. лет), указывающие на возраст метаморфизма пород. Возможно, что эти цифры отражают лишь «омоложение», а гнейсовый комплекс Альп был сформирован в гренвильском цикле или ранее. К байкальскому же циклу, по-видимому, относится зеленосланцевый комплекс. В этом случае можно предполагать, что Альпы возникли на общем фундаменте с герцинской Европой [113]. Еще более затруднительно решение вопроса об отнесении зеленосланцевого комплекса (первично вулканогенно-осадочного) к верхнему рифею или венду. В пользу преимущественно позднерифейского, во всяком случае до поздненендского возраста этих толщ, свидетельствует сопоставление их с Бриовером Армориканского массива, а его складчатости и метаморфизма с кадомской эпохой, которая, как известно, имела место на уровне около 640 млн. лет. Следует добавить, что отсутствие кембрия и нижнего ордовика в разрезах Альп свидетельствуют о поднятии территории. По-видимому, это же относится и к значительной части венда.

Метаморфические породы, выступающие в различных частях Пиренеев, Провансе, Атласе, Бетской Кордильере на Корсике, имеют датировки различными методами в пределах 600—535 млн. лет.

Эти цифры указывают на проявление здесь кадомской складчатости и метаморфизма.

Позднедокембрийский возраст, по-видимому, имеют офиолиты Иберийского полуострова, как и офиолиты Антитатласа. Это дает основание считать, что вся Западно-Средиземноморская область образовалась в раздвиге раннедокембрийской, первично объединявшую Европу и Африку континентальной коры в начале позднего рифея. Таким образом, процесс раскрытия Прототетиса продвинулся далее к западу от Аравийской области. К началу палеозоя эта геосинклиналь Прототетиса испытала сжатие, метаморфизм и гранитизацию [127].

**7.1.5.2. Карпато-Балканская область.** Отделение верхнего рифея от венда в разрезах этого региона еще более затруднительно, чем в Западном Средиземноморье, так как здесь проявилась не кадомская, а салаирская складчатость конца кембрия. Зеленосланцевый комплекс, залегающий на дальсландском, моложе 850 млн. лет — возраста метаморфизма карпийских толщ и их аналогов (рис. 54). Верхняя же его граница определяется подошвой согласно залегающего кембрия. Хороший разрез рассматриваемого комплекса представляет марсийская супергруппа Румынских Карпат [247], содержащая вендские акритархи. Его низы сопоставляются румынскими геологами с верхней частью рифея и вендом. Возможно, позднерифейский возраст имеют офиолиты (габбро и ассоциирующие серпентиниты) Плавицы и контактирующие с ними породы серии Корбу, помещенной в нижнюю вулканогенно-осадочную формацию сводного разреза марсийской супергруппы. Однако не во всех зонах синхронные этой формации породы содержат основные вулканиты. Такие группы, как Лята, Би-хор и другие имеют сланцевый состав.

**7.1.5.3. Динаро-Анатолийская область.** Распространенный в пределах Пелагонийского и Родопского массивов, а также в тектонических окнах покровов гнейсовый комплекс, для которого имеются единичные датировки около 1 млрд. лет [223], может представлять собой либо образования нижнего-среднего рифея, либо древний фундамент, «омоложенный» в гренвильскую тектоническую эпоху. Выступы этого комплекса могут рассматриваться как обломки допозднерифейского «моста», соединявшего Африку и Аравию [127]. К верхнему рифею-кембрию относятся преимущественно зеленосланцевые породы, гранитизированные на уровне около 600 млн. лет. К ним относятся власинский комплекс Сербско-Македонского массива, низы разреза зоны Дурмитора (Внутренние Динариды) на периферии Пелагонийского массива. Эти метаморфиты возникли по терригенным и карбонатно-терригенным отложениям, местами содержащим основные вулканиты.

Метаморфические образования Центральной Анатолии, слагающие массивы Мендересский, Кыршехирский, Битлисский, представлены гнейсами, слюдяными сланцами, мраморами, кварцитами, амфиболитами. Данные породы перекрываются с несогласием кембрийскими отложениями. Возможно, нижние части их

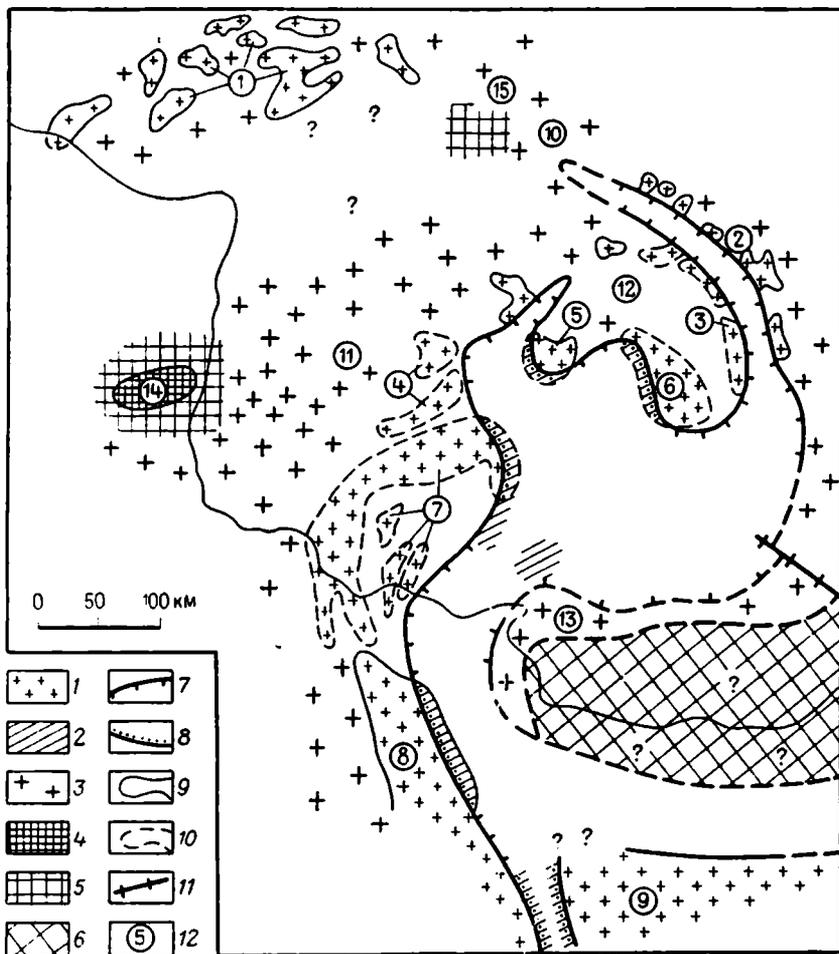


Рис. 54. Предполагаемое относительное размещение древнейших комплексов Карпато-Балканского региона к началу сарматского тектонического этапа (по С. Г. Рудакову).

1 — дальсландские комплексы наиболее древних консолидированных блоков Карпато-Балканского региона; 2 — то же, в основании сарматских прогибов; 3 — то же, в основании альпийских впадин; 4 — додальсландские комплексы на поверхности; 5 — то же, в основании альпийских впадин; 6 — Мезийский бассейн; 7—10 — границы: 7 — сарматских прогибов (бергштрихи направлены внутрь прогибов), 8 — трансгрессивного перекрытия дальсландских комплексов сарматскими, 9 — паравтохтонных остатках дальсландских и более древних блоков, 10 — возможное исходное положение аллохтонов; 11 — глубинный разрыв Фьербинци-Ваклино; 12 — номера дальсландских и наиболее древних блоков: 1 — Татро-Вепориды Западных Карпат; 2 — Белопококская-Бретила и 3 — Дивная-Рарзу единицы Восточных Карпат; 4 — Бая-де-Ареш и 5 — Бихор единицы в горах Северные Апусени; 6 — восточная и 7 — западная части Гетикума и Супрагетикум Южных Карпат; 8 — Сербско-Македонский массив; 9 — Среднегорье Балкан и Родопский массив; 10 — основание Закарпатского прогиба; 11 — основание Паннонской впадины; 12 — основание Трансильванской впадины; 13 — основание северной периферии Мезийского бассейна; 14 — зона гор Мечек и окрестностей; 15 — зона Вий-Витань

разрезов относятся к позднему рифею. На это указывает перекрытие метаморфитов Южной Анатолии вендским комплексом.

**7.1.5.4. Иранская область.** Докембрий обнажен здесь в виде небольших по размеру выходов, наиболее широко развитых в Центральном Иране. Как и в Южной Анатолии, верхнепротерозойские образования (по-видимому, в значительной мере верхнерифейские) перекрыты несогласно красноцветами, доломитами и солями верхнего венда. Среди довендских образований Центрального Ирана выделяются два комплекса [313]: гнейсово-мраморно-амфиболитовый и глинисто-сланцевый. Оба прорваны гранитоидами с возрастом 850—600 млн. лет и перекрыты несогласно верхневендскими риолитами и карбонатными платформенными осадками. Датировки этих пород немногочисленны: 1307 млн. лет (Rb-Sr), полученные Р. Кроуфордом для слюдястых сланцев комплекса Сархух востока Центрального Ирана, и 1075 млн. лет для комплекса Бонех-Шизроу. В Эльбурсе, в Горганском массиве довендские образования представлены метавулканитами, серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами, кварцитами. Обращает на себя внимание существенно многоэпиклиналиный тип рифейских толщ Ирана, развивавшихся как и синхронные образования соседних районов в «вямло» [9] режиме.

**7.1.5.5. Афгано-Белуджистано-Памирская область.** Этот сложнопостроенный отрезок Альпийско-Гималайского пояса характеризуется присутствием блоков нижнего докембрия, между которыми развиты полосы рифейского зеленосланцевого комплекса, несогласно перекрытого вендом. По возрасту этот комплекс может включать средний и верхний или только верхний рифей. От образований нижнего докембрия он повсеместно отделен разломами. Этот комплекс известен в пределах Кабульского, Хазарского массивов, в Центральном Афганистане (серии Чаман, Барманай, Руди-Газ), в северной части Афганского Бадахшана, на Памире и др. Его формирование, по мнению В. Е. Хаина и С. С. Карапетова, могло происходить в байкальских эвгеосинклинальных «океанских зияниях», возникших в результате дробления и раздвига центрально-азиатского участка мегаконтинента. При этом принимается во внимание наличие меланократовых магматитов, возможно, относящихся к метафиолитам. Первоначальная ширина байкальских эвгеосинклиналей была, очевидно, значительно шире современных эвгеосинклиналей байкальского комплекса.

Рассматриваемый комплекс, по-видимому, соответствует «третьему докембрийскому комплексу» В. М. Моралева и Ю. С. Перфильева. Он представлен исходными песчано-глинистыми (граувакково-филлитовыми) отложениями, кварцитами, известняками и основными эффузивами. К нему относятся серии Чинозар (Кабульский блок), Аттака и Хазара (Хазарский массив), серии Чаман и Барманай (Центральный Афганистан), ванчская и южноаличурская (Афганский Бадахшан и Памир) и др. В Аргандабском блоке Центрально-Афганского срединного массива байкальский комп-

лекс сложен терригенно-вулканогенной толщей основного состава и достигает мощности 16 км.

**7.1.5.6. Гималайская область.** Край Индийской платформы (Низкие Гималаи), вовлеченный в альпийскую орогению, характеризуется богатым разнообразием пород верхнего протерозоя, участвующих в строении покровных чешуй. Верхнему рифею в покрове Крол, по-видимому, соответствует группа Джаунсар, перекрывающая толщей венда. Она сложена часто красноцветными кварцитами, граувакками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, известняками мощностью более 1 км, эпизонально метаморфизованными, сходными с виндием платформ.

В зоне Высоких Гималаев к верхнему рифею, вероятно, относится часть кварцитов, известняков и филлитов серии Мартоли в районе Кумаона.

### **7.1.6. Доуралиды**

В Приполярном Урале (Ляпинский антиклинорий) поздний рифей представлен кварцитами, сланцами, мраморами хобеинской (1,1 км) и мароинской (до 1,5 км) свит, а также вышележащими основными и кислыми эффузивами саблегорской (до 2 км) свиты. Здесь этому возрасту соответствуют дифференцированный вулканогенный комплекс и сланцы бедамельской серии (2 км), а также перекрывающие их песчаники, аргиллиты енганпейской свиты (до 700 м).

В стратотипическом районе рифея — на западном крыле Башкирского мегантиклинория разрез верхнего рифея (каратавия) начинается терригенными, преимущественно грубообломочными породами зильмердакской свиты (400—3300 м), выше которых следуют карбонатные отложения катавской (300 м), глинисто-карбонатные образования подиндерской (120—350 м), песчано-алевролитоглинистые глауконитсодержащие породы индерской (до 1150 м) свит. Венчают разрез доломиты и известняки муньярской свиты (700 м). Терминальный рифей (кудаш) структурно тесно связан с каратавием. В составе кудаша выделяется нижняя терригенно-карбонатная укская свита (600 м) и верхняя песчано-алевролитовая криволукская свита (560 м).

### **7.1.7. Казахстанско-Тяньшанская складчатая область**

В начале позднего рифея на огромной территории Казахстана и Тянь-Шаня возникла единая платформенная область, в пределах которой от Кокчетавы до Южной Джунгарии формировался эпипседонский (эпигренвильский) платформенный чехол [49]. Он представлен слабометаморфизованными кварцевыми песчаниками кокчетавской серии (800—1500 м) Северного Казахстана, уштобинской свитой Улытау, кварцитами бурханской свиты (1 км) Джун-

гарского Алатау, джелтысуйской свиты (250 м) Тянь-Шаня. Эти отложения соответствуют фаллаховой формации, по Б. М. Келлеру. Их нижний возрастной предел определяется датировкой обломочных цирконов (1100—1000 млн. лет), а верхний — налеганием вулканитов (850—800 млн. лет).

Вторая половина позднего рифея соответствует эмбриональной геосинклинальной стадии палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня, т. е. разрушения континентальной коры в геодинамических условиях растяжения. В это время возникла система дугообразных структур — Белеутинского прогиба (Улытау), Калмыкульского и Байконурского синклиналиев, Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны, Каратау-Таласского прогиба, Киргизско-Терской, Сарытумского, Джалаир-Найманского и др. Они разделялись выступами древнего фундамента и в них происходило накопление риолитовых, риолит-дацитовых, базальт-риолитовых серий. Эти прогибы, выполненные риолитовыми и контрастными позднерифейскими формациями с конгломератами, соседствовали с геосинклинальными прогибами, в которых формировались синхронные базальтовые, риолит-базальтовые и терригенно-вулканогенные комплексы. Таким ортогеосинклинальным прогибом являлся Киргизско-Терский. В нем накапливалась базальтоидная терская свита [57].

### 7.1.8. Алтае-Саянская складчатая область

Для верхней части докембрия здесь создано огромное количество местных стратиграфических подразделений, еще плохо увязанных между собой. Верхнерифейские отложения залегают с резким несогласием на нижележащих образованиях и вместе с вендско-кембрийскими толщами слагают салаирский тектонический комплекс, располагаясь в его основании. Как известно, салаирские и каледонские прогибы Алтае-Саянской складчатой области представляют собой протяженные зоны, ограниченные разломами и выполненные набором пород эвгеосинклинального типа с офиолитами. Основное время формирования офиолитов и, следовательно, максимум деструкции коры в регионе приходится на венд-кембрий [88].

Какова же была обстановка в позднем рифее? Возможно, она отвечала платформенно-рифтогенному режиму. По-видимому, после диастрофизма, проявившегося в конце среднего — начале позднего рифея на территории Алтае-Саянской области, устанавливаются условия стабилизации. Они отмечены накоплением отложений комплекса существенно «известнякового» монгошинского уровня [77]. Литологический состав этого комплекса включает темно-серые известняки, силицилиты, углеродсодержащие филлиты, линзы вулканитов основного состава, особенно в верхней части. К монгошинскому уровню В. К. Маньковский и Е. Е. Порошин относят следующие свиты: монгошинскую, манскую, бахтинскую, сарлыкскую,

чатырлычскую и др. (Восточный Саян); кабырзинскую, пасечную, полуденную, прокопьевскую, малорастайскую и др. (Кузнецкий Алатау); бледжинскую, полуденную, тюримскую и др. (Батеневский кряж); значительную часть баратальской, сагалакскую, арыджанскую и др. (юг Горного Алтая); нижнюю часть айлычской (Северо-Восточная Тува), чехыртойскую, нарынскую (Сангилен) и т. д. Выше монгошнского по всей территории Алтае-Саянской области прослеживается западносибирский уровень, соответствующий большей части верхнего рифея и низам венда. Он включает устойчивые по латерали существенно доломитовые фосфатоносные толщи с подчиненными вулканитами исключительно основного состава. К западносибирскому уровню отнесены свиты: западносибирская, багзасская, ашарская, тартульская, сухаринская и др. (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Батеневский кряж); большая часть овсянковской и горлыкской (Восточный Саян); улан-аргинская, средняя часть айлычской и нарынской (Тува); эскончинская и часть манжерокской (Горный Алтай); нижняя часть чингинской (Западный Саян). По мнению указанных выше авторов, территория региона в позднем докембрии была покрыта почти сплошным «плащом» выдержанного по мощности и одинаково построенного на громадной площади базальтоидно-кремнисто-карбонатного комплекса, трансгрессивно залегающего на образованиях нижнего докембрия и более древних толщах рифея. При этом подчеркивается отсутствие контрастных движений, четко выраженных поднятий и прогибов, мелководность отложений эпиконтинентального моря, отсутствие других проявлений магматизма, кроме базальтоидного.

Данное обобщение имеет важное значение. Оно наводит определенный порядок в противоречивых, спорных местных схемах корреляции многочисленных подразделений. Выводы авторов в какой-то степени совпадают с представлениями Ю. А. Зайцева об эпиниссонском платформенном чехле Центрального Казахстана. Вместе с тем это лишь одна из немногих противоречивых схем стратиграфии региона. Не следует исключать наличие энсалических рифтогенных прогибов, которые существовали, по-видимому, уже в позднем рифее, о чем свидетельствуют увеличение мощности пород, резкие повышения объема вулканитов в разрезах некоторых зон. И во всяком случае вывод о едином «плаще» нельзя распространять, как это делают В. К. Маньковский и Е. Е. Порошин, на следующий — венд-кембрийский белкинско-сорнинский уровень, характеризующийся резкой фацальной изменчивостью слагающих его базальтоидно-кремнисто-карбонатных отложений. Очевидно, в конце позднего докембрия регион вновь вовлекается в деструкцию, происходит заложение рифтов, вовлеченных затем в режим интракратонных геосинклиналей. Таковыми прогибами являлись Восточно-Тувинский, Манский, Агульский, Восточно-Салаирский, Северо-Саянский, Центрально-Западносаянский, Катунский, Тельбесский, Борусский, Шуйский и др.

Часть этих прогибов замкнулась в салаирскую (раннекаледонскую) эпоху складчатости, другая в каледонскую [61].

### 7.1.9. Енисейский кряж

В интракратонной геосинклинали Енисейского кряжа первая половина позднего рифея соответствует позднегеосинклинальной стадии (см. рис. 49). В это время после образования тейской гранитоиднейсового комплекса в условиях расчлененного геосинклинального прогиба шло накопление пород тунгусикской цикломы — терригенно-карбонатных отложений и вулканитов потоскуйской (1,9 км), гребенской (1,5 км) и киргитейской (до 4 км) свит. Эффузивы и субвулканические тела тунгусикской цикломы объединены Т. Я. Корневым в контрастную риолит-базальтовую (потоскуйская свита) и дифференцированную риолит-андезитобазальтовую (гребенская и киргитейская свиты) формации. Тунгусикской серии во внутренней (западной зоне) геосинклинали соответствует метариолит-андезитобазальтовая ассоциация нижнесурмихинской серии [100]. На уровне 850 млн. лет в Енисейском кряже произошли значительные события — складчатость, метаморфизм и формирование крупных многофазных гранитоидных батолитов известково-щелочного ряда (Татарский, Чиримбинский, Каламинский массивы). Вышележащие неметаморфизованные отложения позднего рифея слагают крупные изолированные прогибы и впадины, выполненные терригенными и терригенно-карбонатными породами ослянской, вороговской, чингасанской циклом [100]. Эти образования соответствуют орогенному этапу развития геосинклинали.

### 7.1.10. Сибирский кратон

В гипостратотипе рифея — Учуро-Майском районе верхнему рифею соответствует лахандинская и уйская серии. Лахандинская серия с перерывом залегает на ципандинских доломитах и состоит из нижней неюренской свиты (200—700 м) — карбонатных пород и аргиллитов, а также верхней игниканской свиты (200—300 м) — известняков и доломитов. Датировки по глауконитам (K-Ar) находятся в интервале 1000—780 млн. лет и соответствуют комплексу строматолитов Inzeria. Уйская серия постепенно сменяет лахандинскую и состоит из нижней кварцито-песчаниково-аргиллитовой кандынской свиты (200—4000 м) и верхней усть-кирбинской (200—1500 м), сложенной главным образом алевролитами и аргиллитами [119].

С уйской серией сопоставляются верхнепротерозойские образования Маганского перикратонного прогиба Восточного Становика, представленные терригенно-карбонатной нальдинской (1000—1265 м) и вулканогенно-карбонатной немериканской (1,5 км) свитами. По-видимому, верхнему рифею соответствуют терригенные и терригенно-карбонатные отложения богаюктинской и бульджинейской серий, слагающие часть платформенного чехла на западе Алданского щита. Эти свиты перекрываются отложениями порохтахской (юдомской) свиты.

На Анабарском массиве (см. рис. 50) продолжалось накопление рифейской карбонатной билляхской свиты; на Уджинском поднятии верхнему рифею соответствуют доломитово-алевролитовая хапчаньская (400 м) и красноцветная уджинская (200 м) свиты; на Хараулахском поднятии — сизтачанская свита (380 м) известняков, доломитов, суффитов. Как и на предыдущих этапах, рифейские отложения севера Сибирского кратона имели неоднородно-прерывистый характер площадного распространения [133].

На Северо-Востоке СССР (Охотский, Омолонский, Приколымский, Тайгоносский массивы) отложения, аналогичные лахандинской серии, представлены терригенно-карбонатными породами верхних частей дорибинской, заросшинской и чебакулахской свит. Тесно связанные с ними аналоги уйской серии гипостратотипа сложены терригенными отложениями сибеганской, ольдянской и спиридоновской свит [119].

Чередованием терригенных и карбонатных пород характеризуется разрез средне-верхнерифейских отложений западной окраины кратона (Иркинеевский выступ, Чадобецкое поднятие, Куюмбинско-Тайгинский район). Общая мощность их достигает 3 км.

К концу позднерифейской эпохи относится проявление магматической активности на кратоне. В интервале 780—760 млн. лет происходило формирование базитовых силлов, а в 710—680 млн. лет — пород щелочно-ультраосновного состава [133].

### 7.1.11. Верхояно-Чукотская складчатая область

Наиболее полный разрез рифея северо-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы развит в Сетте-Дабане. Особенностью его верхнерифейской части служит появление вулканитов основного состава. На севере в Хараулахском (Туора-Сисском) выступе верхний рифей сложен преимущественно карбонатными отложениями с присутствием большого числа прослоев тефроидов. Как и в Юдомо-Майском прогибе, разрезы отмечаются резким увеличением мощности в восточном направлении от Сибирской платформы.

В Приколымском антиклинории разрез средне-верхнерифейских отложений сходен с юдомо-майским. Здесь в кровле верхнего рифея существенную роль играют кислые и основные вулканиды. В Омолонском и Охотском массивах аналогичные отложения (дорибинская и др. серии) характеризуются значительно меньшей мощностью [119]. В Полоусненском антиклинории средне-верхнерифейская томотская серия (2,5 км) сложена карбонатными породами и филлитами.

Анализ строения рифейских толщ региона — общее увеличение мощности на восток и северо-восток, сопровождающееся появлением в их составе мощных песчано-сланцевых толщ и исчезновением из разреза красноцветных пород и перерывов, уже давно привел некоторых исследователей (Ю. А. Косыгин, Л. К. Парфенов) к выводу о существовании в рифее континентальной пассив-

ной окраины на северо-востоке Азии. К этим аргументам следует добавить лишь возможное присутствие рифейских офиолитов в пределах Полоусненского блока, Уяндинской и Момской зон. Существование рифейской эвгеосинклиналиной зоны длительное время обсуждалось в литературе [114, 138]. Нельзя считать этот вопрос решенным и в настоящее время. Неясное положение занимают ультрабазиты Билякчанской зоны, относимые к нижнему протерозою лишь по косвенным данным, аналогичные породы Уяндинской зоны (вулканиты островов Ляховского и Врангеля) датированы (K-Ar) около 700 млн. лет. Некоторые исследователи относят Юдомо-Майский прогиб к авлакогенам [35, 119].

Приведенные выше соображения позволяют предполагать по крайней мере с позднего рифея (появление основных вулканитов) обособление Сибирского кратона в его нынешних границах и существование от Сетте-Дабана до Хараулаха пассивной континентальной окраины за счет усиления интенсивности рифтогенеза и отделения глыбы континентальной коры с образованием бассейна океанского типа. Это глыба (микроконтинент) включала в настоящее время разрозненные блоки Омолонского, Охотского, Приколымского, Чукотского массивов.

#### 7.1.12. Байкало-Витимская складчатая область

Во внешней зоне, расположенной на краю Сибирского кратона, полностью обособляется Байкало-Патомский прогиб, он разделен поперечными поднятиями на Бугульдейскую, Северо-Байкальскую и Патомскую впадины [45]. В Патомском нагорье верхнему рифею соответствует ее (верхняя часть?) терригенно-карбонатная кадаликанская и глинисто-карбонатная жуинская серии [119]. В Прибайкалье несогласно на древних породах залегает байкальская серия, состоящая из нижней голоустенской (500 м, доломитово-кварцево-песчаной), средней улунтуйской (800—900 м, карбонатно-глинисто-сланцевой) и верхней кочергатской (1 км, терригенной) свит. С последней уверенно сопоставляется жуинская серия Патомского нагорья, а с предбайкальской перестройкой может сравниваться предкадаликанская или предверхнекадаликанская по периферии Патомского нагорья [119]. Таким образом, отложения байкальской серии соответствуют в основном верхнему рифею, хотя на некоторых схемах они помещаются в средний рифей (Т. А. Дольник и др.). В сторону платформы отложения Прибайкальской прогиба быстро выклиниваются.

Корреляции отложений байкальской серии с породами Олоkitского прогиба довольно противоречивы. Наиболее приемлемо их сопоставление с образованиями противодаванской и авгольской свит междуречья Олокита и Чаи [20]. В пользу этого, на наш взгляд, свидетельствует присутствие в подошве разреза голоустенской серии по р. Куртун (приток р. Бугульдейки) толщи эффузивов, аналогичных сыннырским подстилающим противодаванскую

свиту. Отложения Олоkitского прогиба слагают моноклиналь, наклоненную на юг под углом 5—30°.

В бассейне р. Манюкан данным толщам Олоkitского прогиба соответствуют известняково-терригенные отложения манюканской свиты (2 км), залегающие на сыннырских эффузивах.

На Витимском плоскогорье и юге Забайкалья расположен вытянутый с юго-запада на северо-восток на расстоянии 200 км при ширине до 50 км Ципа-Витимканский прогиб, заполненный отложениями верхнерифейской усойской серией. Нижняя часть разреза — ороченская свита (1,8—2,1 км) сложена доломитами, известняками, верхняя — тогерская свита (2,4—2,7 км) имеет пестрый состав — песчаники, конгломераты, гравелиты, доломиты.

В Муйском хребте рассматриваемому уровню соответствуют терригенные толщи с прослоями карбонатных пород тулуинской свиты, слагающие прогибы Ковонта-Олиндинский, Тулуинский и др. Эти прогибы тракуются А. Н. Булгаковым [20] как орогенные структуры байкалид. К этому же типу им отнесены Левомамский, Ирокиндинский, Жанокский, Падринский, Северо-Байкальский прогибы. Они выполнены молассово-вулканогенными толщами риолитовых порфиров, туфов и туфолов кислого состава, базальтовых и андезитовых порфиритов, песчаников, конгломератов и гравелитов. С эффузивами ассоциируют гипабиссальные и субвулканические тела гранитов, граносиенитов, граносиенит-порфиров. Типичным комплексом подобного рода является падринская серия (3,2—4,5 км), сложенная эффузивно-пирокластическо-молассоидной толщей, пестроцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфоловами, туфами, риолитовыми, базальтовыми, андезитовыми порфиритами. Эта серия обычно коррелируется с акитканской серией Прибайкалья [20, 109]. Здесь мы вновь сталкиваемся с трудностями и противоречиями стратиграфии байкальского докембрия. Корреляция падринской и аналогичных ей осадочно-вулканогенных толщ Забайкалья с акитканской серией, обоснованная формационным сходством разрезов, противоречит данным абсолютной геохронологии. Для падринских эффузивов получены Rb-Sr изохронные определения 765 млн. лет, для жанокских — 715 млн. лет [20]. Возраст порфиров акитканской серии также Rb-Sr методом определен в 1,7—1,64 млрд. лет [109]. К этому следует добавить, что сопоставление указанных эффузивных толщ исключает корреляцию с ними отложений байкальской серии, которые залегают выше акитканских. Если же будет доказана синхронность молассоидно-вулканогенных комплексов Прибайкалья и Забайкалья, то в зависимости от их возраста следует датировать и нижележащие геосинклинальные образования. Они будут либо рифейскими, либо нижнепротерозойскими.

Вызывает сомнение трактовка верхнерифейских комплексов Байкало-Витимской области в качестве протоорогенных молассовых [20, 83] по отношению к геосинклинальным ниже-среднерифейским. Автор согласен с А. К. Башариным [8], который помещает их в основание нового деструкционного комплекса. При этом

следует отметить энсиалический характер возникших впадин, накопление субконтинентальных или карбонатных толщ в нижней части их разрезов.

### 7.1.13. Китай и Индокитай

В типовом разрезе (Яньшанский прогиб) части верхнего рифея соответствуют отложения системы Цзиньбайкоу, залегающей с размывом на свите Тенинь системы Джиксян. Она здесь представлена терригенной толщей (370 м), содержащей строматолиты *Ingertia*, *Jurisanpa* и др. Имеющиеся датировки по иллитам и глауконитам находятся в интервале 1000—800 млн. лет.

Поздний рифей — время консолидации кратонов Янцзы и Тарим, последовавшей после орогении Янцзы (850—800 млн. лет назад). Вместе с тем еще в начале эпохи продолжалось офиолитообразование в районе Лунгшенга, провинции Гуанчжзы, на что указывает возраст расслоенного габбро-диабазы — 837 млн. лет (U-Pb) из офиолитовой серии [338].

В цикле Янцзы (1100—700 млн. лет) выделяются две важные фазы диастрофизма: Цзинин (850 млн. лет) и Ченцзян (700 млн. лет). Первая распространена шире и имеет большее значение. Платформенный чехол новообразованного кратона представлен отложениями синийской системы. В стратотипическом разрезе синия (ущелье Янцзы) на нижней туфогенно-обломочной свите Ляонто (100 м) залегают тиллиты Няньто (150 м), перекрытые карбонатными свитами Доушаньто (200 м) и Дэнин (700 м). Для туфов свиты Ляонто имеются определения  $740 \pm 16$  и  $748 \pm 12$  млн. лет (U-Pb, по циркону), для свит Доушаньто —  $700 \pm 5$  млн. лет (Pb-Sr), Няньто — 739, 714 и 608 млн. лет (Rb-Sr). В целом синийская система КНР отвечает верхней части верхнего рифея и венду. Отложения синийской системы широко распространены и в других регионах КНР, в частности на Таримской платформе.

В пределах СРВ и смежных районов Индокитая на рубеже 1000—750 млн. лет отмечается проявление раннебайкальского диастрофизма, выразившееся в мощном тектоническом скупивании, региональном метаморфизме и интрузивном магматизме. Это привело к континентальному режиму всей спаянной теперь воедино обширной полосы докембрийской коры субмеридиональной ориентировки [70].

### 7.1.14. Южно-Американский кратон

**7.1.14.1. Щиты.** Процессы деструкции древнего фундамента, проявившиеся в раннем-среднем рифее на территории нынешней Бразилии в виде заложения рифтогенных структур Аракшид и Эспиньясу, еще более усилились в позднем рифее. В эту эпоху в основном оформился структурный план докембрия, сохранившийся до настоящего времени: области стабилизированной континентальной коры (кратоны), окруженные линейными подвижными зонами (рис. 55).

После завершения параплатформенного режима, отмеченного кислым и щелочным магматизмом, окончательно обособился наиболее крупный Амазонский Кратон (Гуапоре), включающий Гвианский щит, западную часть Центрально-Бразильского щита и массивы Апа и Миссионес. Вероятным продолжением Амазонского кратона является так называемый кратон Рио-де-Ла-Плата, включающий территорию провинции Буэнос-Айрес и юго-восток Уругвая.

Второй по величине кратон (Сан-Франсиску) занимал обширную территорию, соответствующую нынешнему бассейну одноименной реки в штатах Минас-Жерайс и Баия. К позднему рифею здесь относится начало формирования терригенно-карбонатных пород супергруппы Сан-Франсиску (группы Уна и Бамбуи), слагающих платформенный чехол кратона на площади 309 000 км<sup>2</sup>. Об этом свидетельствует, в частности, цифра  $812 \pm 22$  млн. лет для формации Бедудро на севере Шападу-Диамантина из низов супергруппы.

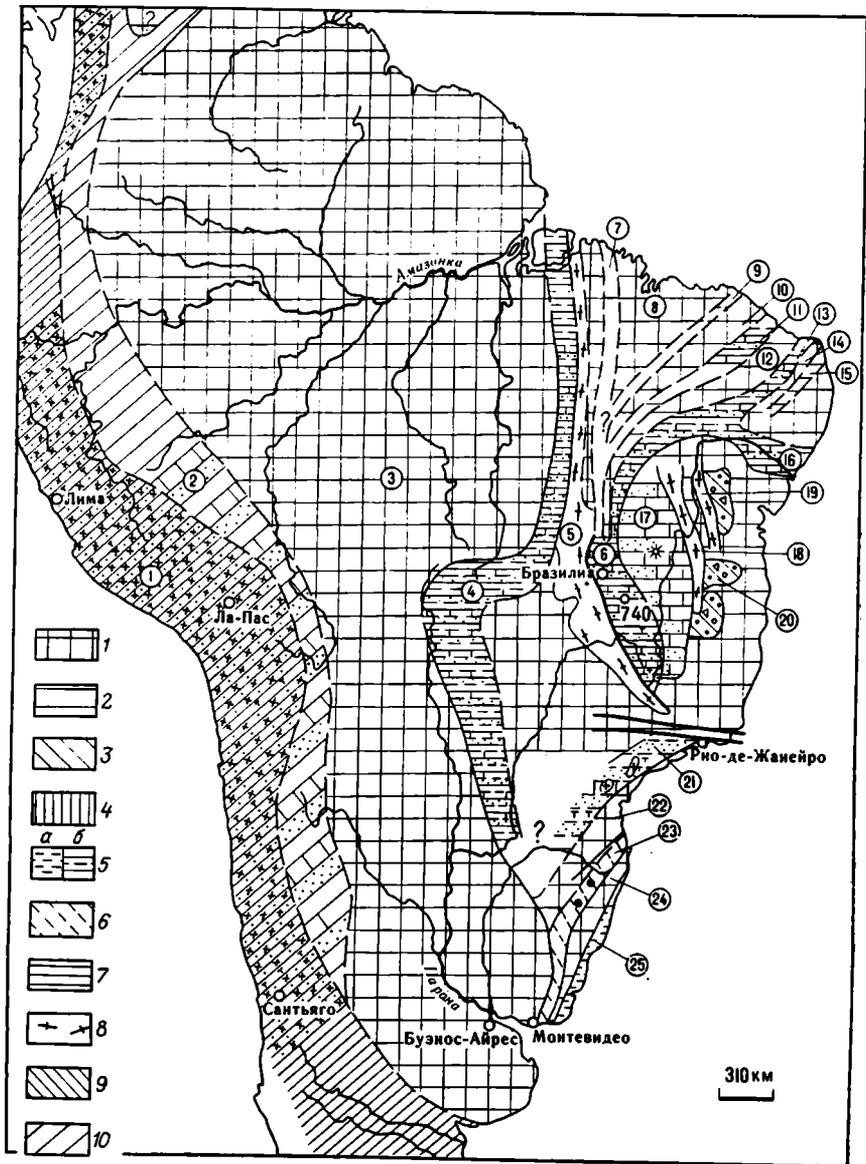
На северо-востоке Бразилии в позднем рифее существовала небольшая кратоническая область Сан-Лунс. По-видимому, являлась кратоном и территория, занятая ныне впадиной Парана.

**7.1.14.2. Бразилиды.** К востоку от кратона Гуапоре в позднем рифее продолжала развиваться обширная подвижная зона. После уруасуанского диастрофизма (1 млрд. лет) и инверсии здесь возникла меридиональная складчатая зона с серпентинитовым поясом в осевой части. По обе стороны от нее в прогибах, расположенных соответственно вдоль краев кратонов Гуапоре и Сан-Франсиску, шло накопление терригенно-карбонатных толщ. Западный прогиб Парагвай-Арагуайя имеет коленообразную форму и протягивается на 2500 км, исчезая под фанерозойскими отложениями впадин Парана и Приатлантической. В первый этап (поздний рифей) осадконакопление носило флишоидный характер (группы Куяба в южном сегменте и группа Токантинс\* в северном).

Восточный прогиб Бразилиа протягивается на 1100 км вдоль западного края кратона Сан-Франсиску в общем симметрично прогибу Парагвай-Арагуайя и далее поворачивает на северо-восток, переходя в систему Риу-Прету, которая соединяется с субширотной складчатой системой Риашу-ду-Понтал. Последняя к юго-востоку от р. Сан-Франсиску переходит в систему Сержип, обрывающуюся на побережье Атлантики. Юго-восточное складчатое дугообразное обрамление кратона в провинции Мантикейра представлено системой Арасуан. Таким образом, кратон Сан-Франсиску в позднем рифее со всех сторон (за исключением отрезка на востоке, примыкающего к Атлантическому океану) был окружен геосинклинальными системами «бразилид».

---

\* У. Хасуи и другие в настоящее время помещают группу Токантинс совместно с нижележащей группой Эстронду в супергруппу Б. Арагуайя, датируя последнюю интервалом 1,7—1,0 млрд. лет. В этом случае верхнерифейские отложения на севере будут отсутствовать, однако надежных радиометрических датировок для группы Токантинс не имеется.



- 1 [diagonal lines]
- 2 [horizontal lines]
- 3 [diagonal lines]
- 4 [vertical lines]
- 5 [horizontal lines]
- 6 [diagonal lines]
- 7 [horizontal lines]
- 8 [arrows]
- 9 [diagonal lines]
- 10 [diagonal lines]

- 11 [diagonal lines]
- 12 [f symbol]
- 13 [diagonal lines]
- 14 [cross-hatch]
- 15a [dots]
- 15b [dots]
- 16 [diagonal lines]
- 17 [x-x-x]
- 18 [triangle and circle]
- 19 [L symbol]
- 20 [T symbol]
- 21 [Y symbol]
- 22 [zigzag]
- 23 [circle with cross]
- 24 [circle]
- 25 [\* symbol]
- 26 [diagonal lines]
- 27 [diagonal lines]
- 28 [cross-hatch]
- 29 [R K]
- 30 [line]
- 31 [diagonal lines]
- 32 [(11) symbol]

В строении собственно системы Бразилиа принимают участие кварциты, филлиты, доломиты группы Параноа, время осадконакопления которой относят к интервалу 1100—900 млн. лет и складчатых аналогов группы Бамбуи с возрастом 800—600 млн. лет\*.

Складчатая система Риу-Прету, трассируемая и по гравиметрическим данным, сложена филлитами, сланцами и гнейсами одноименной группы. Для филлитов имеется Rb-Sr датировка 762 млн. лет.

Западно-юго-западное простирание зоны Риашу-ду-Понтал также подчеркивается изолиниями силы тяжести, огибающими с севера кратон Сан-Франсиску.

Складчатая система Сержип, обрамляющая кратон с севера, сложена терригенно-карбонатными толщами групп Эстансия, Мияба, Ваза-Баррис; внутри нее выделяется поперечная зональность. Эта система является краевой в ряду интракратонных рифтогенных структур, возникших на северо-востоке Бразилии между кратонами Сан-Луис и Сан-Франсиску.

Система Арасуаи (аркообразное юго-восточное обрамление кратона) сложена кварцитами, конгломератами, филлитами, метавулканитами группы Макаукас, переходящей в супергруппу Сан-Франсиску. Она прорвана гранитами с возрастом 750 млн. лет. Все указанные складчатые системы существенно энсиалические, имеют вергенцию в сторону кратона Сан-Франсиску и выполняющие их отложения связаны постепенным переходом с породами платформенного чехла кратона.

По-видимому, к позднему рифею относится заложение складчатого пояса Карири в северо-восточном углу Бразилии (провин-

---

\* Группу Канастра, ранее включавшуюся в состав бразилид, в настоящее время считают аналогом среднерифейской группы Арашса.

---

Рис. 55. Палеотектоническая схема позднего рифея Южной Америки (по Н. А. Божко).

1 — подятия фундамента кратонов; 2 — комплексы платформенного чехла; 3 — кислые вулканоплутонические комплексы кратонов; 4 — комплексы авлакогенов (палеорифтов); 5 — комплексы интракратонных энсиалических геосинклиналей (*a* — осадочно-вулканогенные; *b* — преимущественно осадочные); 6 — комплексы энзиматических интракратонных геосинклиналей; 7 — комплексы внешних зон интракратонных геосинклиналей; 8 — складчатые интракратонные системы; 9 — орогенные комплексы интракратонных геосинклиналей; 10—13 — окраинно-кратонные комплексы; 10, 11 — многогеосинклинальные пассивные окраины (10 — внешних зон — шельф, 11 — внутренних зон — континентальный склон), 12 — складчатых аккреционных комплексов, 13 — вулканоплутонические и граувакковые островодужного типа; 14 — океанические комплексы; 15—26 — формации: 15 — морские терригенные (*a* — аркозавая, *b* — граувакковая, *в* — пелитовая), 16 — карбонатная, 17 — турбидитная, 18 — тиллоидная, 19 — спилитовая, 20 — трапповая, 21 — андезитовая, 22 — риолитовая, 23 — гранитоидная, 24 — офиолитовая (условно), 25 — строматолиты, 26 — зоны ТТП фундамента; 27 — термальная переработка (изотопное омоложение); 28 — складчатость; 29 — абсолютный возраст в млн. лет (*a* — Rb-Sr метод; *b* — K-Ar метод); 30 — разломы; 31 — зоны диафориты катаклизмов; 32 — палеоструктуры (1 — Протоандский пояс, внутренняя зона, 2 — то же, внешняя зона, 3 — Амазонский кратон, 4 — система Парагвай—Арагуая, 5 — складчатая система Араша-Эстронду, 6 — система Бразилиа, 7 — система Гурупи, 8 — кратон Сан-Луис, 9 — система Меду-Корей, 10 — массив Санта-Квинтерна, 11 — системы Жагуарибе и Куру-Индепенденсия, 12 — массив Рио-Пиранияс, 13 — система Серидо, 14 — массив Нова-Флореста, 15 — система Пьянко—Альто—Бриджида, 16 — система Сержип, 17 — впадина Бамбуи, 18 — складчатый пояс Эспиньус, 19 — впадина и система Шапалу-Диамантина, 20 — впадина Макаукас структуры пояса Рибейра, 21 — система Алия, 22 — массив Жонивиль, 23 — система Тижукас, 24 — массив Пелотас, 25 — Восточно-Уругвайская система)

ция Борборена). Он представляет собой широкую зону развития метаморфических и интрузивных пород, в северной части имеющих преимущественное северо-восточное простирание, которое отклоняется на юге к востоку и становится субширотным и юго-восточным (система Сержип). Структурный план пояса определяется наличием крупных разломов, разделяющих зоны переработанного гнейсо-мигматитового раннедокембрийского фундамента («срединные массивы Альмейды») от зон рифейского складчатого комплекса, ранее объединявшегося в группу Сеара и имеющего преимущественно терригенный состав с подчиненными вулканитами и карбонатами. От края кратона Сан-Луис в юго-восточном направлении выделяются следующие складчатые системы: Медиу-Кореу, Риу-Куру, Индепенденса, Жагуарибе, Пьянко-Альто-Бриджида, Серидо, Пажу-Параиба, которые разделены переработанными блоками фундамента: Гранджа, Санта-Квитерна, Риу-Пираньяс, Кальдас-Брандео, Пернамбуко Алагоаш (см. рис. 55). Радиометрическими датировками гранитов устанавливается верхний возрастной предел пород, слагающих «сланцевые пояса» региона, — около 650 млн. лет. Их осадконакопление, по-видимому, имело место в позднем рифее. На это указывают и радиометрические датировки пород группы Убаджера около 1 млрд. лет, а также данные по переработке фундамента в массивах ( $1200 \pm 100$  млн. лет).

Геосинклинальный этап в системах северо-востока Бразилии относится к интервалу 1000—700 млн. лет, а орогенный к 700—600 млн. лет [325].

Подобно тому как с востока кратон Сан-Луис обрамляется складчатой зоной Медиу-Кореу, с запада к нему примыкает складчатая система Гурупи, сложенная кварцитами, филлитами и сланцами одноименной группы (формации). Последнюю относят к верхнему протерозою бразильской схемы (позднему рифею).

Орогенический пояс Рибейра (Параиба, Атлантический) по строению и развитию весьма близок к поясу Карири. Он протягивается полосой вдоль атлантической окраины континента от южной части бразильского шт. Баяна до уругвайской границы. Эта подвижная зона состоит из чередующихся блоков (массивов) к северу от зоны разломов Сан-Паулу и представляет собой выступ переработанного фундамента и рифейских складчатых систем. Здесь с запада на восток выделяются: складчатая система Апия, массив Джоинвиль, система Тижукас, массив Пелотас, Восточно-Уругвайская система. Системы сложены соответственно группами Поронгос, Асунгуи, Бруск, Лавальеха, имеющими близкий разрез. В низах разреза развит преимущественно сланцевый комплекс, в средней части — карбонатно-терригенный, в верхней — терригенный. Почти повсеместно распространены основные вулканиты, а также основные и ультраосновные тела. В прогибе Апия в фундаменте хр. Поронгос описан фрагмент офиолитовой ассоциации и серпентинитовый меланж, развитый, однако, спорадически. Породы складчатых систем метаморфизованы и смяты в складки. По строматолитам возраст группы Асунгуи определяют в 900 млн. лет

[325]. Из мигматитов этой серии получен радиометрический возраст 783 млн. лет. Указанные отложения местами перекрываются вендскими молассаами и прорваны повсеместно гранитоидами этого же возраста.

Массивы, разделяющие складчатые системы, образованы в трансамазонском геотектоническом цикле (ранний протерозой) и переработаны рифейским тектогенезом.

**7.1.14.3. Протоандский пояс.** К позднему рифею, по-видимому, относится заложение Протоандского пояса на западной окраине континента. Он был заложен почти повсеместно на древней континентальной коре, существование которой указывается радиометрическими датировками гранулитов из береговой кордильеры Перу (Арекипский массив). Лишь на севере и юге Анд кристаллический раннедокембрийский фундамент отсутствует и в рифее, возможно, здесь развивалась океанская кора. Гнейсо-мигматитовый комплекс раннего докембрия перекрыт вулканогенно-осадочным, флишоидным, сложенным хлоритовыми сланцами, филлитами, граувакками с подчиненными прослоями амфиболитов. Этот зеленосланцевый комплекс распространен в Восточной кордильере (Колумбия, хребте Сьерра-де-Мерида (Внесуэла), Центральной кордильере (Колумбия) и ее южном продолжении — кордильере Реаль (Эквадор). К этому же комплексу относятся толщи Сьерры-Пампы в Аргентине, района Пуны и Восточной кордильеры Аргентины (формация Пунковискано), Восточной кордильеры Перу (формация Мараньон).

В восточной приплатформенной части пояса эти отложения флишоидного облика переходят в карбонатные толщи «миогеосинклинали» А. Борелло [165], из чего можно заключить, что Протоандский пояс возник как пассивная континентальная окраина на западном краю Южно-Американского кратона.

В ее пределах с некоторой долей условности можно выделить внешнюю восточную зону, соответствующую шельфу, и внутреннюю западную с турбидитным осадконакоплением, отвечающую континентальному склону. Огромная протяженность этих зон свидетельствует об образовании континентальной окраины атлантического типа на месте современных Анд.

Имеющиеся радиометрические датировки рассматриваемого комплекса немногочисленны. Они в основном отражают возраст метаморфизма пород (680—500 млн. лет). Вместе с тем цифры 1400—1200 млн. лет для высокометаморфизованных пород Колумбии (нижний комплекс) указывают на процессы переработки и «омоложения» фундамента, которые широко проявились в ранне-среднем рифее на Гвианском щите. Об этом же свидетельствует и датировка  $1050 \pm 100$  млн. лет, полученная для гнейсов Альтиплано и Колумбии. Эти данные о возрасте переработки фундамента Анд косвенно говорят в пользу мнения А. Борелло о том, что формирование флишоидных толщ Анд происходило в интервале 1100—580 млн. лет, т. е. в позднем рифее в венде.

### 7.1.15. Африканский кратон

Это время отмечено заложением обширных платформенных впадин-синеклиз, в которых шло формирование осадочных чехлов (рис. 56).

**7.1.15.1. Западно-Африканский кратон.** На кратоне, четко обособившемся в позднем рифее в связи с возникновением Ахаггаро-Атакорской подвижной зоны, от которой будет сказано ниже, образовалась синеклиза Тауденни, соединявшаяся в то время с впадиной Вольта. В ее северной части находятся наиболее надежно обоснованные разрезы верхнего рифея — серии Ханк в Эглабе и групп Шар, Атар, Тифунк и Ассабет-эль-Хасан в Мавританском Адраре. Разрезы в целом имеют трехчленное строение и мощность до 2 км. Нижняя часть сложена кварцевыми песчаниками; средняя — аргиллитами, известняками и доломитами; верхняя — песчаниками, аргиллитами, конгломератами. В составе средней карбонатной части Бертран-Сарфаты определен комплекс верхнерифейских строматолитов, а датировки по глинистым фракциям и глауконитам из разреза Мавританского Адрара по Н. Клауэру находятся в пределах  $1022 \pm 34$ —713 млн. лет. В юго-западной и южной частях синеклизы этому стратиграфическому уровню соответствуют серии Мадина-Кута (Гвинея и Сенегал), Сотюба, Сикассо, Бобо-Диулассо, Кулуба (Буркина-Фасо и Мали).

Аналогичный трехчленный разрез верхнего рифея установлен во впадине Вольта, где он представлен серией Мораго и частью свиты Тамале в Гане и группами Дапанго, Бамбука в Бенине. Биостратиграфические и радиохронологические данные позволяют отнести дотиллитовую часть разреза впадины Вольта к верхнему рифею.

**7.1.15.2. Кратоны Центральной Африки.** Верхнерифейский разрез крупной синеклизы Конго представлен платформенными аналогами системы Западного Конго (Западный Заир), сериями Банджа, Бобасса, Касса, Фурумбала (ЦАР); группой Убанги и Линди (Северо-Восточный Заир); платформенными аналогами Катангия (Замбия и Заир) и др. Нижняя часть разреза сложена в основном песчаниками, сланцами и содержит обычно горизонт тиллитов; средняя известняково-сланцевая содержит внутри второй горизонт тиллитов, верхняя часть — аркозоявая. Таким образом, отличием от верхнерифейского разреза синеклизы Таудени является присутствие горизонтов тиллитов.

В начале позднего рифея продолжалось накопление серий Букоба, Бушимае в соответствующих прогибах. На Танганьикском шите верхний рифей представлен отложениями серий Бунборо, Синго, Митьяна в Уганде.

Поздний рифей в Африке был отмечен заложением новой генерации интракратонных подвижных зон.

**7.1.15.3. Мавритано-Сенегальский пояс.** В Мавритано-Сенегальском поясе возникает срединная геосинклинальная зона («серпентинитовый пояс» или «Мавританская ось»), по обе стороны от ко-

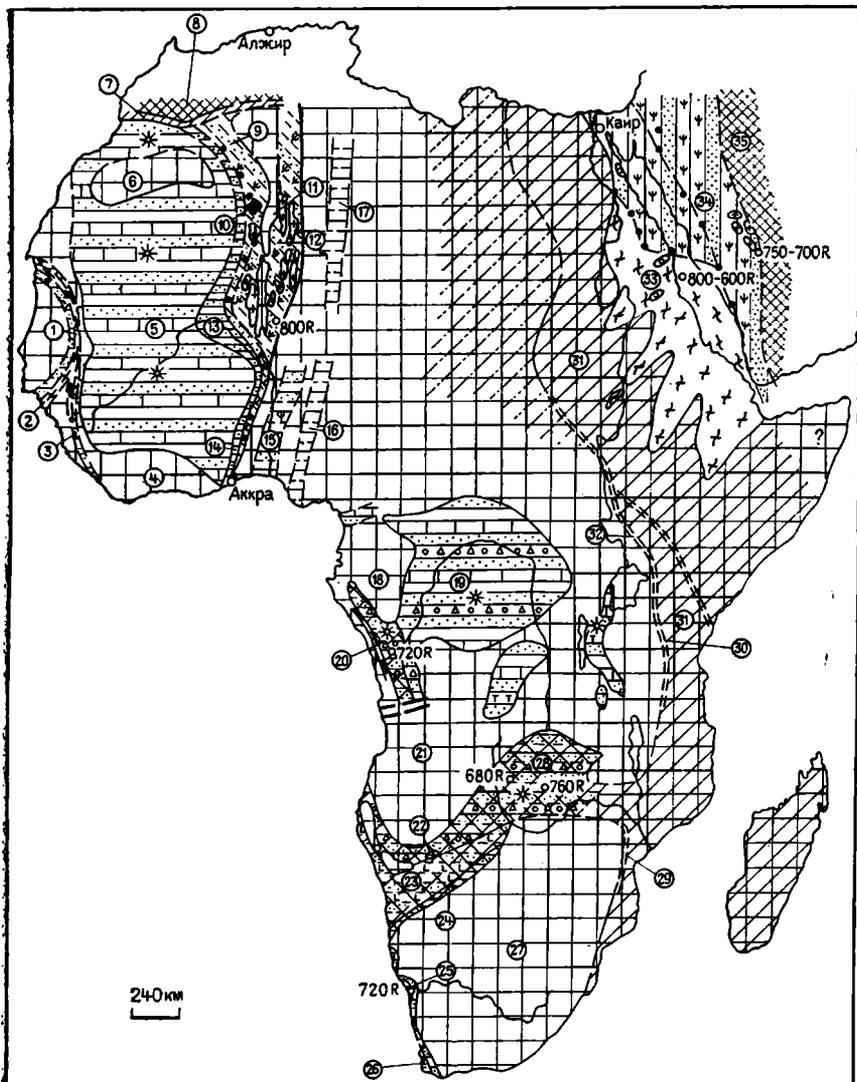


Рис. 56. Палеотектоническая схема позднего рифея Африки (1000—700 млн. лет). По Н. А. Божко.

Условные обозначения см. на рис. 55 Палеоструктуры: 1 — Мавританская система; 2 — система Кулунтау; 3 — система Рокелл; 4 — Леоно-Либерийский щит; 5 — синеклиза Таунденни; 6 — Регибатский щит; 7 — Антиатлас, внешняя зона; 8 — Антиатлас, внутренняя зона; 9 — система Угарта; 10 — система Западного Ахаггара; 11 — блок Ин-Уззал; 12 — Центральный Ахаггар; 13 — зона Гурмы; 14 — Атакорская зона; 15 — Западно-Нигерийский прогиб (Авка); 16 — Восточно-Нигерийский прогиб (Мару); 17 — система Тиририн; 18 — массив Шайю; 19 — синеклиза Конго; 20 — Западно-Конголезская система; 21 — Ангольский массив; 22 — Дамарская система, северная внешняя зона; 23 — Дамарская система, внутренняя зона; 24 — южная внешняя зона; 25 — система Гарип; 26 — система Малмсбери; 27 — кратон Калахари; 28 — Катангская система; 29 — зона катаклазитов Маника; 30 — зона катаклазитов Бубу; 31 — Мозамбикский пояс ТТП; 32 — зона Асва; 33 — Аравийско-Нубийский неократон; 34 — Аравийский островодужный пояс; 35 — Аравийский океанский бассейн

торой симметрично закладываются прогибы. В западном прогибе накапливаются группы Кеш-Кеш, Акжужт (Мавритания), серии Бакел-Кулунту (Сенегал). В восточном — серии Сангарафа, Басари, Роккел. Некоторые из этих серий содержат (Кеш-Кеш, Акжужт, Роккел) значительное количество андезитобазальтов, андезитов, риолитов.

**7.1.15.4. Ахаггаро-Атакорская зона.** Протяженная геосинклинальная система закладывается вдоль нынешнего Западно-Африканского кратона от Антиатласа до побережья Гвинейского залива. Ее составные части — Угарта, Западный Ахаггар, Адрар-Ифорас, Гурма, Атакориды. Эта Ахаггаро-Атакорская система характеризуется выраженной поперечной зональностью. Отложения внешней (миогеосинклинальной) зоны на западе сливаются с платформенными отложениями кратона. Фрагменты внешней зоны устанавливаются лучше всего в Гурме, где развиты карбонатно-терригенные серии Хомбори и Идубан, а также в Атакоридах в виде кварцито-сланцевых толщ серий Того-Атакора, Басса, переходящих в отложения впадины Вольта. Восточная эвгеосинклинальная зона наиболее выражена в Западном Ахаггаре, где представлена мощными телами гипербазитов и габбро, прорывающих карбонатную «строматолитовую» серию, и залегающими выше основными, средними, кислыми вулканитами и флишем серии Верт. Строматолитовая серия коррелируется с вышеописанной серией Ханк, а комплекс серии Верт прорывается гранитоидами с возрастом  $680 \pm 30$  млн. лет [160]. Единичные тела гипербазитов и габбро прослеживаются к северу от Ахаггара вдоль зоны Угарта до Антиатласа и к югу от него в Адрар-Ифорасе и Атакоридах. Западный Ахаггар — наиболее широкий и сложнопостроенный сегмент рассматриваемой системы, ограниченной с востока переработанным фундаментом (рис. 57). Он содержит вытянутый блок гранулитов Ин-Уззал, возраст которых достигает 3 млрд. лет. По-видимому, этот сегмент соответствует области, испытавшей максимальное растяжение в процессе рифтогенеза, охватившего эту часть Западной Африки. О рифтогенной природе Ахаггаро-Атакорской системы свидетельствует, в частности, мощный дайковый комплекс, протягивающийся на сотни километров вдоль края системы в теле Западно-Африканского кратона.

Узкие рифтогенные прогибы, но значительно менее протяженные, возникли в позднем рифее и к востоку от Ахаггаро-Атакорской системы. Им соответствуют система Тиририн Центрального Ахаггара, «сланцевые пояса» Нигерии типа Мару, Анка и др. Эти прогибы — существенно энциалические по своей природе и выполнены чисто терригенными или вулканогенно-осадочными толщами, прорывающимися гранитоидами с возрастом от 700 до 650 млн. лет. Таким образом, в позднем рифее за счет деструкции раннедокембрийской коры возникла протяженная и широкая Транссахарская подвижная зона, состоящая из трогов, заполняющихся вулканогенно-осадочными комплексами и разделенных полями древнего фундамента.

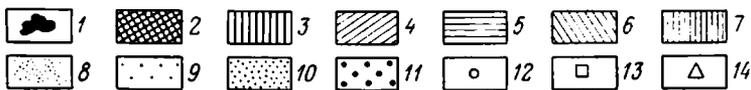
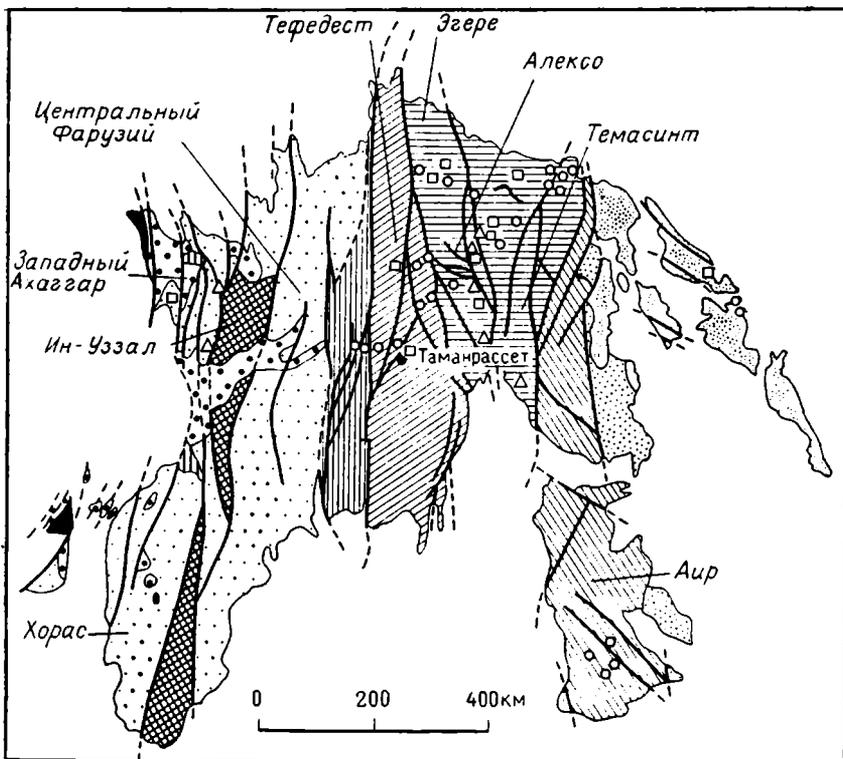


Рис. 57. Схематическая карта структурных и геохронологических областей Ахаггара (по Ж. Бертрану и М. Лассеру).

1 — выступы Западно-Африканского кратона; 2 — гранулитовый блок Ин-Уззал (2,1—3,0 млрд. лет); 3 — фундамент Западного Ахаггара с возрастом 2 млрд. лет; 4 — фундамент, переработанный во время панфриканской орогенции; 5 — фундамент, переработанный во время кибарской орогенции; 6 — фундамент Аира неизвестного возраста; 7 — фарузий; 8 — дотириринский фундамент неизвестного возраста; 9 — фарузийские формации, испытавшие лишь панфриканскую орогенцию; 10 — формация Тиририн; 11 — молассы панфриканской орогенции; 12 — современные вулканы; 13 — места гранулитовой фации Ин-Уззала; 14 — эклогиты

**7.1.15.5. Западные Конголиды.** В позднем рифее на территории Южной и Центральной Африки возникла крупная сложноразветвленная подвижная система. Ее приатлантический отрезок является восточной частью Протоюжноатлантического пояса, существовавшего в виде единой зоны до распада Гондваны и ныне разделенного на южноамериканскую и африканскую половины. Последняя складывается складчатыми системами Западных Конголид, субмеридиональной прибрежной ветвью Дамарид, системами Гарип и Салданийской (Малмсбери).

Западно-Конголезская система, протягивающаяся параллельно побережью Атлантического океана через территории Габона, Конго, Заира, Анголы, является существенно энсиалической и сложена отложениями системы Западного Конго, залегающей на ниже-среднерифейских толщах системы Майомбе (Маюмбе). В основании разреза находятся кварциты, песчаники, сланцы серии Сансиква (до 1,5 км). Выше залегают толща Нижнего тиллита (400 м), сменяющаяся известняками, сланцами, песчаниками серии Верхней Шилоанго (до 1 км). Выше по разрезу с разрывом залегают Верхний тиллит (до 150 м), сменяющийся «сланцево-известняковой серией» мощностью до 1,2 км. Эти отложения перекрыты кварцито-сланцевой серией Мпиока (до 5 км). Венчается разрез континентальной серией Инкиси. Система Западного Конго залегает на гранитах Матива с возрастом  $1027 \pm 56$  млн. лет. Главная фаза складчатости, которая, очевидно, предшествовала накоплению моласс серии Инкиси, датируется в 752 млн. лет [175]. В этом случае разрез системы Западного Конго до подошвы серии Инкиси соответствует стратиграфическому интервалу верхнего рифея.

На южном продолжении Западных Конголид, в пределах Намибии расположена субмеридиональная прибрежная ветвь Дамарской складчатой системы, сложенной карбонатно-терригенными отложениями, тиллоидами, вулканитами супергруппы Дамара.

**7.1.15.6. Дамаро-Катангская складчатая система, системы Гарип-Малмсбери.** На границе ЮАР и Намибии в районе устья р. Оранжевой находится следующая система африканской части Протоатлантического пояса — Гарип. Она выполнена одноименной группой, сопоставляемой по возрасту с супергруппой Дамара. В строении складчатой системы выделяется восточная миогеосинклинальная зона, сложенная кварцитами, кислыми и средними лавами, песчаниками формации Стинкфонтейн (7,5 км); конгломератами, кварцитами и доломитами формации Хильда и Хольгат (3 км); тиллитами, доломитами, филлитами формации Нумис (800 м). Западная эвгеосинклинальная зона выполнена основными и средними метавулканитами формации Грутдерм (5 км) и доломитами, сланцами, кварцитами, граувакками формации Оранжемунд. Накопление группы Гарип началось около 900 млн. лет. Основной диастрофизм имел место около 600 млн. лет назад [248].

Система Гарип продолжалась на юго-западе Капской провинции в виде складчатой системы Малмсбери. В ее пределах также выделяется западная эвгеосинклинальная зона, сложенная флишеидными отложениями и амигдалоидными лавами формации Тигерберг, и восточная миогеосинклинальная зона, в строении которой принимают участие в основном терригенные толщи формаций Френчхук, Мурисбург и эквивалентной им формации Портевиль [227].

Таким образом, в протягивающемся вдоль Атлантического побережья Африки от Габона до Капской провинции ЮАР рифейском подвижном поясе с юга на север отмечается некоторое уменьшение энсиаличности от почти амагматичной и азональной Запад-

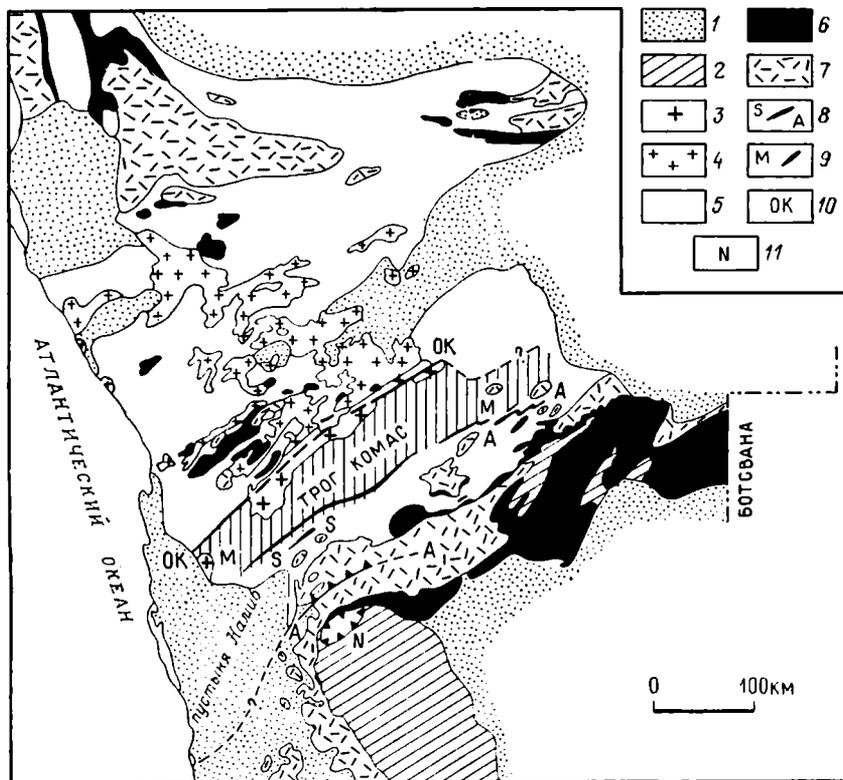


Рис. 58. Схема тектонического районирования Дамарского пояса (по К. Кэшу). 1 — отложения Карру и более молодые; 2 — группа Нама; 3 — граниты Донкерхок; 4 — граниты типа Салем; 5 — группы Отави и Свакоп; 6 — группа Носиб; 7 — додамарский фундамент; 8 — ультрамафиты Шлезен-Амеруген; 9 — амфиболиты Матчлесс; 10 — разлом Окажанджа; 11 — покров Науклуфт

но-Конголезской системы до поперечнозональных систем Гарип и Малмсбери с отчетливо выраженными вулканическими эвгеосинклинальными зонами. Для этого подвижного пояса характерно наличие ответвлений, отходящих от его восточной границы в северо-восточном и субширотном направлениях и образующих тройные сочленения.

Главная такая ветвь (Дамаро-Катангская) отходит от основного субмеридионального пояса Намибии и протягивается в северо-восточном направлении до провинции Шаба (Заир), заканчиваясь дугообразно в теле фундамента. Это хорошо изученная в настоящее время складчатая система (рис. 58). Она складывается отложениями супергруппы Дамара. В основании залегают аркозы, кварциты, сланцы, фельзиты и туфы группы Носиб (6 км), которая перекрывается эквивалентными терригенно-карбонатными группами Отави и Свакоп (до 1,2 км), содержащими тиллиты.

Венчается разрез красноцветной группой Мулден, развитой на севере Намибии.

По радиометрическим датировкам возраст группы Носиб помещается в интервале  $(1100-840) \pm 12$  млн. лет, а всей супергруппы до основания группы Мулден  $1100-750$  млн. лет [250]. При этом фиксируется тектоническая фаза, отмеченная внедрением сиенита Оас  $(768 \pm 30$  млн. лет).

Развитие системы Дамара началось с образования трех параллельных континентальных рифтов северо-восточного простирания и одного рифта северного простирания в прибрежной зоне [280]. Каждый рифт имел ширину от 50 до 70 км и длину до 200 км. Мощное кластическое накопление сопровождалось кислым щелочным вулканизмом. Впоследствии осадконакопление шло по всей ширине нынешней системы, но в центральной части обособился более глубоководный трог («эвгеосинклинальная» зона), где шло формирование флиша и основных вулканитов Свакопа, тогда как на севере и крайнем юге сохранилась обстановка шельфа и происходило накопление мелководных отложений Отави. Лишь на крайнем юге в узкой зоне Матчлесс проявился значительный основной вулканизм.

На северо-восточном продолжении Дамарид, в пределах Заира и Замбии располагается Катангская складчатая система. Есть основания считать, что в рифе существовал единый геосинклинальный Дамаро-Катангский трог. Катангиды слагаются отложениями группы-комплекса Катангия. Нижняя серия Роан (около 2 км) сложена кварцевыми песчаниками, известняками, доломитами, сланцами. Вышележащая серия Мвашия (800 м) представлена доломитами, переходящими в черные глинистые сланцы, венчающиеся кварцитами. Серия Большой Конгломерат (300 м) сменяет вверх серию Мвашия и представлена тиллитами с линзами сланцев и песчаников. Вышележащая серия Нижняя Кунделунгу (2 км) сложена песчаниками, сланцами, известняками, аргиллитами и сменяется выше тиллондами Малого Конгломерата (80 м). Следующая по разрезу серия (система) Верхняя Кунделунгу (3 км) сложена карбонатно-терригенными породами, а ее верхняя часть — группа Плато представлена красноцветами.

Обращает на себя внимание почти послынное сходство разрезов Катангия и системы Западного Конго. Хорошая корреляция отмечается между этими разрезами и разрезом супергруппы Дамара. Вместе с тем аналоги Большого Конгломерата и Нижнего Тиллита в Дамарской системе отсутствуют. Возможно, они были размыты перед накоплением групп Отави и Свакоп. Нижний возрастной предел Катангия определяется его залеганием на гранитоидах Кибарской системы с возрастом  $1000-900$  млн. лет. Возраст синтетектонического гранита Лусака, прорывающего отложения верхнего Роана, — 863 млн. лет, а гранитов Нчанга, регенерированных во время катангских событий, — 775 млн. лет. С внедрением гранитов Лусака обычно связывают луфилийскую фазу складчатости. Вместе с тем время главных событий катангской складчатости, имевшее

место перед накоплением группы Плато, очевидно, соответствует 670 млн. лет.

Южное широтное ответвление (Восточно-Салданская система) от основного меридионального ствола Протоюжноатлантического пояса прослеживается вдоль южной оконечности Африки в трех изолированных выходах среди фанерозойских образований — Конго, Гамтуз и Каанманс (Джордж). Карбонатно-терригенные отложения Конго и Гамтуз накапливались в рифтогенном энсиалическом трого. Они прорываются дайками основного состава с возрастом 782 млн. лет [227]. С ними коррелируются глинистые отложения флишоидного облика выхода Каанманс возле Джорджа.

**7.1.15.7. Мозамбикский пояс.** По-видимому, в позднем рифее началось развитие Мозамбикского пояса — огромной области ТТП древнего фундамента, протягивающейся вдоль побережья Восточной Африки. В начальный этап своей эволюции Мозамбикский пояс, вероятно, испытывал растяжение, как и развивавшиеся синхронно с ним интракратонные геосинклинальные трог Дамаро-Катангид и Салданид, возможно, соединявшихся в нем по типу тройных сочленений.

**7.1.15.8. Аравийско-Нубийская область и Антиатлас.** Активные тектонические процессы продолжали развиваться на севере Африки. В Аравийско-Нубийской области после завершения мощного известково-щелочного магматизма конца среднего рифея в пределах юга Египта, юго-западной части Судана, Эфиопии, западных районов Саудовской Аравии формировались вулканогенно-осадочные (часто молассоидные) толщи группы Абла и ее аналогов, перекрывающие среднерифейские вулканы и диориты.

В центральной и северной частях в островодужной обстановке шло накопление андезитов, туфов, граувакк группы Халабан (до 10 км), датированных 765—760 млн. лет [196]. Таким образом, продолжался возникший в среднем рифее процесс образования аккреционного комплекса, сопровождавшийся последовательным отступанием к северо-востоку островных дуг.

Окраинно-континентальные процессы распространяются в позднем рифее далее к северо-западу Африки — в район Антиатласа. Здесь в эрозионном окне Бу-Аззер на нижнепротерозойских гранитоидах залегают кварциты и известняки, сопоставляемые с верхнерифейской «строматолитовой» серией Ахаггара и переходящие в северном направлении вдоль Антиатласского разлома в более глубоководные отложения серии Тачдамт-Блейда.

В основании ее залегает толща основных вулканитов (500 м), представленная толеитами с щелочным уклоном. Выше следует вулканогенно-осадочная толща (500—1000 м), сложенная ритмичными сланцами и алевролитами с прослоями кварцитов и основных лав и туфов кератофиров. Указанный комплекс и край кратона тектонически перекрыты аллохтонной пластиной офиолитов, особенно полно представленных в бутоньерке Бу-Аззер — Эль-Граара (см. рис. 67). Возраст офиолитов условно определяется в 800 млн. лет по датировкам габбро ( $788 \pm 8$  млн. лет), прорывающим толщи

вдоль края Западно-Африканского кратона. Таким образом, данные по Западному Средиземноморью, юго-восточному краю Северо-Американского кратона и Антиатласу указывают на раскрытие в позднем рифее западной части Прототетиса и на завершение процесса сквозного расчленения Пангеи, направлено в западном направлении развивавшегося с раннего рифея.

#### 7.1.16. Индостанский кратон

Поздний рифей Индостана (рис. 59) отмечен расширением областей платформенного осадконакопления по сравнению с предыдущей эпохой. Верхнерифейские толщи с однотипным терригенно-карбонатным характером разреза установлены во всех позднедокембрийских впадинах. Общность строматолитовых комплексов, обнаруженная М. Е. Раабен, позволяет допустить, как и в раннем рифее, единый бассейн осадконакопления, объединявший ныне разобщенные впадины.

В Куддапахской синеклизе верхний рифей представлен серией Карнул, несогласно перекрывающей серию Кистна. Она представлена чередованием песчаников и известняков, которые содержат строматолиты позднерифейского возраста (определения М. Е. Раабен). С серией Карнул сопоставляются отложения серии Бима одноименной впадины.

В основании разреза впадины Чаттисгарх залегает серия Чандартур (800 м), сложенная конгломератами, глинистыми сланцами, кварцитами, песчаниками с прослоями известняков. Она перекрыта серией Райпур (450 м) — известняки, глинистые сланцы, песчаники.

Во впадине Годавари верхний рифей представлен терригенно-карбонатной серией Пенганга и вышележащей терригенной серией Суллавой. В Виндийской впадине верхнему рифею соответствует группа Рева (250—3300 м), перекрывающая среднерифейскую серию Каймур. Она сложена песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами.

На северо-западе п-ова Индостан в холмах Кирана установлен вулканоплутонический комплекс, выполненный риолитами и гипабиссальными гранитоидами. Эффузивы этого комплекса датированы  $870 \pm 40$  млн. лет. Близкий возраст получен для риолитов Малани ( $745 \pm 10$  млн. лет), образующих совместно с гипабиссальными гранитоидами вулканоплутонический комплекс Западного Раджастхана [87]. Эти вулканоплутонические ассоциации распространены на сравнительно небольшой площади, однако их присутствие на уровне верхнего рифея весьма любопытно. Вероятно, это самые молодые представители аналогичных комплексов, пользовавшихся огромным развитием в конце раннего протерозоя (эпоха «кратонизации»), значительно сократившихся в раннем рифее и практически исчезнувших в среднем.

В Сингбуме в начале позднего рифея на южной «платформе» еще продолжалось накопление карбонатно-терригенной серии Кол-

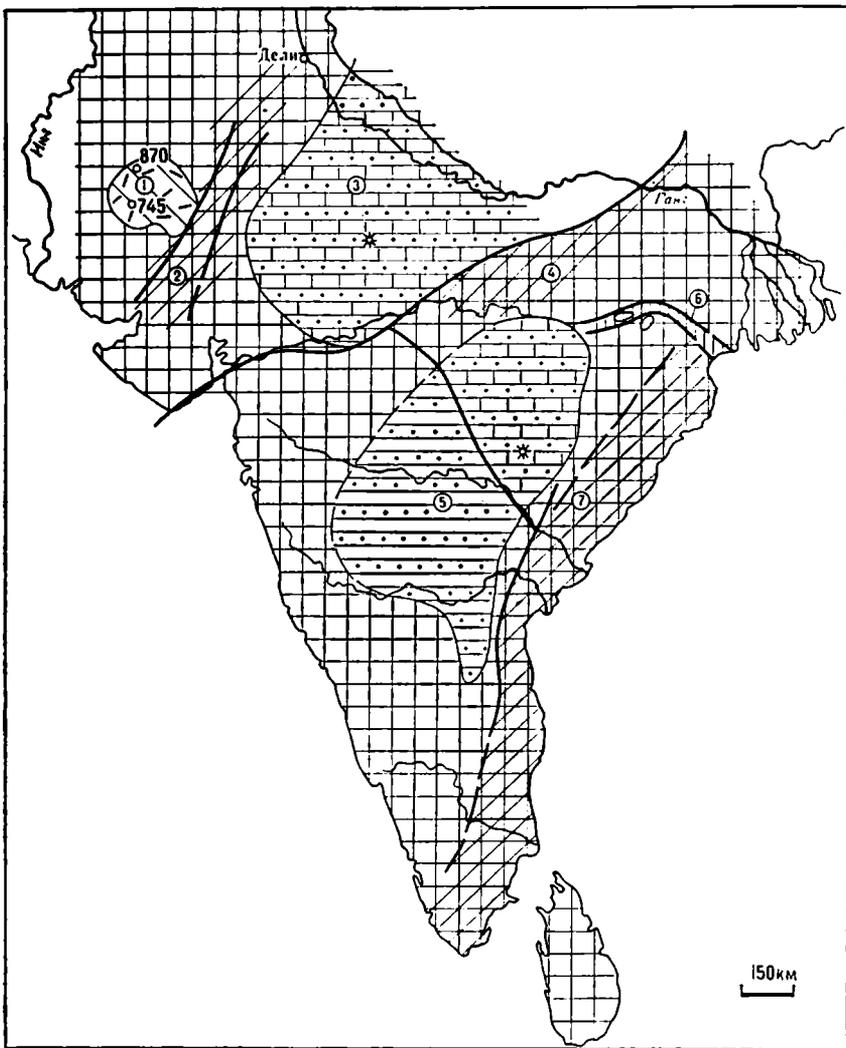


Рис. 59. Палеотектоническая схема позднего рифея Индостана (1000—700 млн. лет). По Н. А. Божко.

Условные обозначения см. на рис. 55.

Палеоструктуры: 1 — впадина Малани; 2 — Раджастанская зона ТТП; 3 — Виндийская синеклиза; 4 — Сатпурская зона ТТП; 5 — Центрально-Индийская синеклиза; 6 — авлакоген Сингбум; 7 — Восточно-Гатский пояс ТТП

хан, а в северном трого — серии Гангпур. Осадконакопление прекратилось в связи с орогеническим Гангпур-Колханским циклом на уровне 850 млн. лет. При этом породы серии Гангпур были смяты в линейные складки, а серия Колхан испытала лишь локальную деформацию в связи с внедрением основных интрузий.

Отмечается существование трех главных зон негеосинклинальной ТТП фундамента.

1. Восточно-Гатская, фиксирующаяся щелочными гранитами и сениитами возраста 790, 726 млн. лет.

2. Сатпурская, отделяющая Виндийскую впадину от южного платформенного бассейна и протягивающаяся от Сатпурских гор на западе до Бижарского пегматитового поля на востоке. Фиксируется возрастом минералов из пегматитов — 850—950 млн. лет.

3. Раджастханская — с широким развитием пегматитов, гранитов и щелочных пород.

### 7.1.17. Австралийский кратон

Позднерифейский этап характеризуется господством платформенного режима почти на всей территории Австралии, за исключением ее восточной части (рис. 60).

Продолжается формирование платформенных чехлов авлакогенов на северо-западе и севере Австралии — верхних частей групп Бангемолл, Кэрр-Бойд, Глидден, Фитцморис-Оверн. На значительной площади Восточного Кимберли и плато Стёрт отложения перекрываются эквивалентными песчано-сланцевыми группами Кунианди и Дуэрдин, содержащими в своем основании и средней части тиллиты. Возраст нижнего тиллитового горизонта (Фаргу) оценивается условно в 850—800 млн. лет, а верхнего (тиллит Мунлайт-Вэлли) — 740—700 млн. лет.

В районе нынешнего побережья Арафурского моря шло накопление песчано-алевролитовой группы Гэссел, глаукониты из этой группы датированы 805 и 790 млн. лет [112]. В центральной части Австралии обособились субширотные авлакогены Амадиес, Нгалия, Джорджина, выполненные мощными осадочными породами мелководного морского и континентального происхождения. Осадконакопление началось около 900 млн. лет назад, о чем свидетельствует перекрытие толщами впадины Амадиес долеритов с изохронным возрастом  $897 \pm 9$  млн. лет [97]. К верхнему рифею на основании биостратиграфических, изотопных данных и корреляции относится часть разреза впадины (около 3 км), включающая нижние кварциты Хевитри, преимущественно карбонатную с эвапоритами формацию Биттер-Спрингс, терригенную с тиллитами формацию Арейонга и кремнисто-карбонатную Аракиа, перекрытую отложениями венда [112]. Разрезы впадин Нгалия и Джорджина хорошо увязываются с разрезом впадины Амадиес [170]. Такая же корреляция проводится и для отложений, выполняющих впадину Оффисер, расположенную к югу от блока Масгрейв.

### 7.1.18. Аделаидская складчатая область

К рассматриваемому этапу относится заложение Аделаидской зоны на юго-востоке Австралии. Этот прогиб сочленяется на западе с горизонтально-залегающими отложениями «шельфа» Стюарт вдоль разлома Торренс.

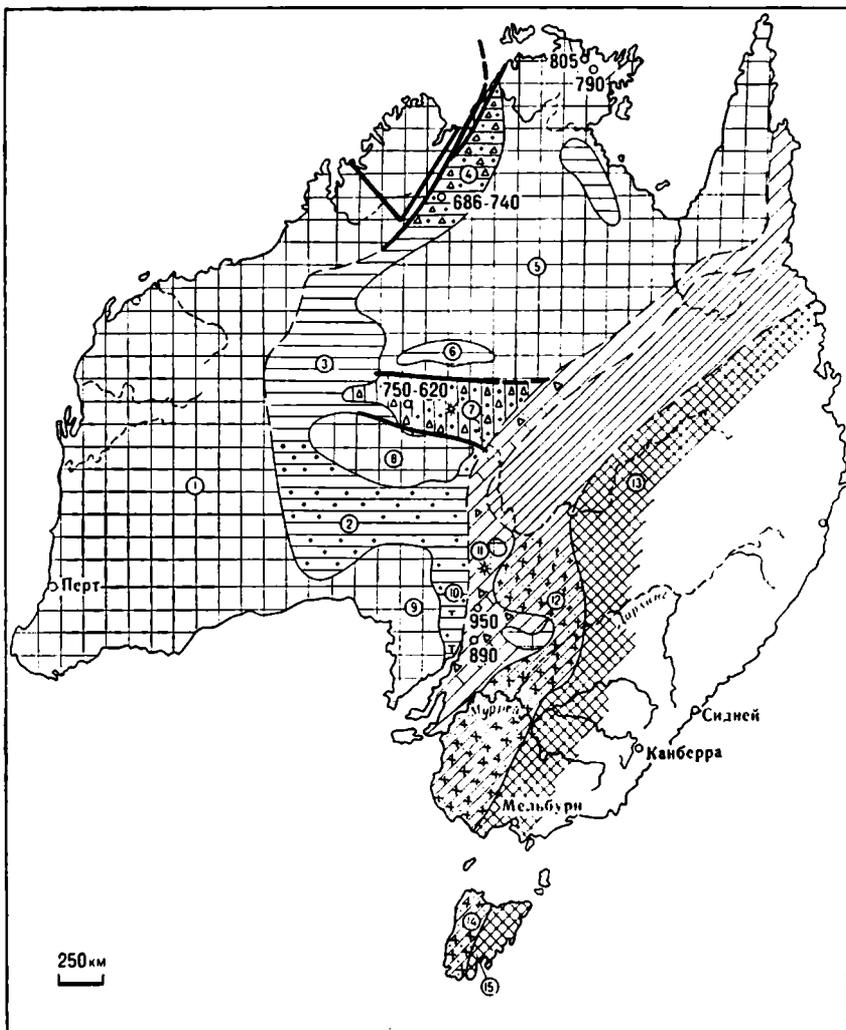


Рис. 60. Палеотектоническая схема позднего рифея Австралии (1000—700 млн. лет). По Н. А. Божко.

Условные обозначения см. на рис. 55.

Палеоструктуры: 1 — Западно-Австралийский щит; 2 — впадина Оффисер; 3 — впадина Гибсона; 4 — впадина Виктория-Ривер; 5 — Северо-Австралийский щит; 6 — впадина Нгалия; 7 — авлакоген Амадвес; 8 — щит Масгрейв; 9 — щит Гуолер; 10 — плита Стюарт; 11 — Аделаидская зона и внешняя часть (шельф) Восточно-Австралийской пассивной окраины; 12 — зона Канманту и внутренняя часть (континентальный склон) пассивной окраины; 13 — Восточно-Австралийская часть Праладифика; 14 — массив Роки-Кейп, трог (малый океанский бассейн) Дандас; 15 — Восточно-Тасманская зона

Начальная стадия прогиба Аделаида совпадает с накоплением мощных (6 км) преимущественно терригенных (кварциты, песчаники, филлиты) «слоев коланна», резконесогласно лежащих на древнем метаморфическом комплексе и содержащих толщу риоли-

тов, андезитов, базальтов Вултана (600 м). Залегающая выше с перерывом группа Барра (2 км) представлена кварцитами, содержащими пачку доломитов (350 м). Перекрывающая группа Амбератана состоит из трех подгрупп: кварцито-сланцевой с тиллитами Юднамутана (5 км); алевролитно-сланцевой Форина (3 км) и песчаниковой Виллокра с тиллитами в основании, сопоставляемыми с тиллитами Эган впадины Кимберли. Возраст этих тиллитов 680—660 млн. лет [132], что соответствует нижней границе венда. Таким образом, верхнерифейская часть разреза ограничивается сверху тиллитами Виллокра. О времени накопления нижних частей аделаидия существует несколько противоречивых данных. Отправной точкой является общепризнанная в настоящее время корреляция вулканитов Вултана с вулканитами Беда на плато Стюарт. Для последних получена Rb-Sr изохронная датировка 1076 млн. лет [324].

По мнению Р. Пейджа и др. [97], возраст вулканитов Беда и Вултана не моложе 1,2 млрд. лет. В этом случае заложение Аделаидской зоны следует отнести к среднему рифею. Как бы то ни было, учитывая значительный перерыв в основании группы Барра и датировку в  $850 \pm 50$  млн. лет, полученную уже давно для лав Вултана, можно предположить, что основная часть аделаидия ниже тиллитов Виллокра относится к верхнему рифею.

Остается нерешенной проблема тектонической природы складчатой системы Аделаиды. В значительной степени решение зависит от того, какой тип коры распространялся к востоку от Аделаидской зоны. Согласно одной точке зрения, континентальная кора распространялась в рифее под всей современной палеозойской Тасманской областью. В этом случае рассматриваемая система, очевидно, будет авлакогеном или интракратонной геосинклиналью. Следует отметить, что последние исследования Sm-Nd валовых проб пород в какой-то степени подтверждают распространение среднепротерозойской коры под значительной частью пояса Лаклан [97]. Согласно другой точке зрения, восточная часть Австралии испытала рифтогенез и дрейфт, при этом область Аделаидского пояса в рифее соответствовала пассивной континентальной окраине, разбитой на блоки. В пользу существования более глубоководной восточной зоны свидетельствует развитие соответствующих фаций. В окрестностях Брокен-Хилл аналогом аделаидия является группа Торреаунджи, сложенная монотонными глинистыми сланцами с прослоями вулканитов. Пингвинский «ортотектонический» пояс Тасмании, по мнению Р. Ратленда [291], определенно представляет собой внутреннюю зону по отношению к «паратектоническому» деламерийскому поясу Аделаиды и должен быть продлен к северу от о. Тасмания. К этой же внутренней зоне, вероятно, могут быть отнесены и метаморфические породы, обнаруженные в ядрах антиклинорий Квинсленда. Примечательно, что отложения аделаидия испытали одноактный деламерийский диастрофизм одновременно с ниже-среднекембрийской серией Канманту, содержащей офиолиты. Серия Канманту (10 км) распространена не-

посредственно к востоку от Аделаидской зоны. Ее нижняя часть относится к позднему докембрию. Все эти прямые и косвенные данные указывают на существование в рифее океанского бассейна к востоку от пояса Аделаида, являвшегося пассивной окраиной. Вместе с тем трудно судить о ширине раскрытия. Возможно, это была структура, близкая к красноморскому типу. Во всяком случае следует допустить наличие крупных блоков континентальной коры в это время на территории Тасманской области (массив Вилльяма), на что указывают упомянутые выше изотопные исследования. Эти блоки можно сравнить с отторженцами типа Арекинского массива у края Южной Америки, микроконтинента Земли Мэри Бэрд Антарктиды и т. д.

На западе Аделаидская геосинклиналь сопрягалась по типу тройного сочленения с авлакогеном Амадиес, о чем свидетельствуют результаты бурения в пермской впадине Педрика и гравиметрические данные.

На о. Тасмания докембрий распространен на западе. Массив («ядро») Тинненан отделен раннепалеозойским трогом Дандас от находящегося к северо-западу антиклинория Роки-Кейп. Оба района сложены терригенными метаосадочными породами с пачками доломитов и основных вулканитов. Минимальный возраст отложенный оценивается около 1,1 млрд. лет, а возраст главных тектоно-термальных событий около 800 и  $580 \pm 40$  млн. лет. Некоторая вулканическая активность отмечается на уровне 700 млн. лет. Все эти датировки трудно оценить из-за наложенной палеозойской переработки [97]. Учитывая, что в офиолитовом палеозойском трого Дандас основание разреза сложено докембрием, можно предположить в конце позднего рифея-венда существование в Западной Тасмании узкого океанского трога.

### 7.1.19. Антарктический кратон

Рассматриваемый этап примечателен заложением и развитием Трансантарктического (Росского) пояса и четким обособлением Восточно-Антарктического кратона в его современных пределах. Основная территория кратона представляла собой щит. Супра-крупные комплексы слагали сравнительно небольшие участки платформенного чехла и выполняли авлакогены.

В хр. Шеклтона платформенный чехол представлен мощной карбонатно-терригенной толщей (группа Торнпайк), содержащей рифейские строматолиты. Она залегает на гранитах с возрастом  $1446 \pm 60$  млн. лет и условно относится к среднему-верхнему рифею. С группой Торнпайк сопоставляется формация Spann в хр. Арджентайн.

Вероятно, к позднему рифею относится заложение авлакогенов депрессии Пенка в западной части Земли Королевы Мод и Мак-Робертсона, в Восточной Антарктиде выполненных в основном вендом. В современной структуре они представлены грабен-синклино-

риями. Нижний возрастной предел серии Содружества, слагающей авлакоген Мак-Робертсона, — 1,1 млрд. лет (по датировке основных интрузий, перекрываемых отложениями серии).

### 7.1.20. Трансантарктический (Бедморский) пояс

Заложение этого пояса явилось крупным событием данного этапа. В области современных Трансантарктических гор от района Хорлик до севера-востока Земли Королевы Виктории происходило образование мощной сланцево-граувакковой формации. Наиболее полные ее многокилометровые разрезы фиксируются на юге. В хр. Королевы Мод рассматриваемые отложения объединены в бедморскую группу [309], включающую эквивалентные формации Голди, Ла-Горс; Дункан.

Формация Голди (6 км) в районе ледников Бедмор, Рамсей, Нимрод сложена ритмично-переслаивающимися метаграувакками, метаалевролитами, сланцами серого и темно-серого цвета. В породах наблюдается градационная слоистость. Аналогичный состав — флишoidное переслаивание метаграувакковых песчаников и метапелитов с резкими прослоями кварцито-песчаников имеют формация Дункан (4,6 км), развитая в одноименных горах, и формация Ла-Горс (3 км) хр. Висконсин. Возраст метаморфизма формации Ла-Горс —  $728 \pm 27$  млн. лет (Rb-Sr) [108].

На северном краю Земли Королевы Виктории в горах Льва Берга развита группа Берг (1,4 км), сложенная кварц-серицит-биотит-хлоритовыми сланцами, мраморизованными известняками, кварцито-песчаниками. Близкие по составу породы распространены в верховьях ледника Ренника (группа Ренник) на холмах Секвенс. Для кварц-биотитовых сланцев с холмов Секвенс имеется Rb-Sr датировка  $770 \pm 20$  млн. лет [205]. В породах группы Берг определены рифейские микрофоссилии [108].

Эквивалентом группы Берг в Центральной части Земли Королевы Виктории является формация Пристли, сложенная темно-серыми сланцами, метааргиллитами, метаалевролитами с подчиненными прослоями известняков. С этими отложениями сопоставляются группа Скелтон (3 км), развитая в районе Мак-Мердо, сложенная песчаниками, сланцами, известняками метаморфизованными в зеленосланцевой фации.

На северо-востоке Земли Королевы Виктории в горах Виктории, Адмиралти и других развита группа Робертсон-Бей (5 км), сложенная ритмично-переслаивающимися граувакками, аргиллитами, глинистыми сланцами. Пелитовые разности составляют 60—80 % объема разреза. В сланцах группы В. М. Рудяченок определены верхнерифейские микрофоссилии.

Весьма близким составом характеризуется серия Вест (5 км), распространенная на Берегу Сондерса (Земля Мэри Бэрд). В ней обнаружен верхнерифейский комплекс акритарх. С серией Вест коррелируется формация Свенсон (4,3 км) хребта Форд (Земля Мэри Бэрд).

Эквивалентны отложениям Трансантарктических гор, по-видимому, группы Минарет и нижняя часть группы Херитидж гор Элсуэрт (Рудяченко, 1964), а также верхняя часть группы Патаксент гор Пенсакола. Группа Минарет (1 км) сложена в основании конгломератами, которые выше по разрезу сменяются известняками. Группа Херитидж в нижней части (1,3 км) представлена метааргиллитами, сланцами, филлитами, конгломератами; в средней — базальтами, а в верхней (карбонатной) определена кембрийская фауна.

В горах Пенсакола базальты верхней части группы Патаксент имеют возраст 778 млн. лет [201]. Данная группа коррелируется с основной частью группы Бедмор Трансантарктических гор.

В вещественном составе толщ, слагающих Трансантарктические горы, выделяются, таким образом, сланцево-граувакковый флиш и менее глубоководные песчано-карбонатные отложения. Последние характерны для нижних частей разреза группы Бедмор и ее аналогов. Вместе с тем участки, где повышается роль карбонатных отложений, в целом приурочены к восточной перикратонной части рассматриваемой зоны, что не исключает формирование их в условиях шельфа более или менее синхронно с породами флиша.

О вероятности существования внутри складчатого Росского пояса двух структурно-фациальных зон указывается и в объяснительной записке к Тектонической карте Антарктиды [33а]: «не исключено, что западная (прикратонная) часть этого пояса сложена не столько типовыми русскими комплексами, сколько их миогеосинклинальными эквивалентами, замещающими собственно россиды по латерали и сходным с супракрустальными образованиями интракратонных (внутриплатформенных) авлакогенов».

Иным характером разреза характеризуется район от гор Пенсакола до холмов Гачдаун. От разновозрастных сланцево-граувакковых образований центральной части Трансантарктических гор эту зону отличает развитие обильных вулканитов основного и кислого состава, повышение мощности отложений, гораздо меньшее проявление последующего гранитоидного магматизма. К этому следует добавить меридиональное простирание данной зоны, поперечное к простиранию россид. Все это указывает на различную тектоническую природу Росской зоны и зоны Пенсакола. Последняя являлась интракратонной и располагалась между западным краем Восточно-Антарктического щита и кратонической областью на западе (кратон Хак). Для последней получены данные о ТТП на уровне 1 млрд. лет. Росская же зона представляла собой в рифею пассивную окраину, о чем свидетельствует развитие турбидитной сланцевограувакковой формации, которой на этом уровне не был присущ вулканизм, особенно такого смешанного (грабенового) типа, какой наблюдается в зоне Пенсакола.

Можно предполагать, что структуры Трансантарктических гор продолжают в район гор Элсуэрт, где присутствуют русские комплексы. Об этом же свидетельствует общий характер расположения крупных положительных форм рельефа, образующих под-

ледное продолжение гор Элсуэрт к юго-западу. При подобном сочленении складчатой системы Элсуэрт с Росской складчатой системой вырисовывается единая континентальная окраина, протягивающаяся от гор Элсуэрт до Земли Виктории, от которой отщеплялась интракратонная геосинклиналь Пенсакола рифтогенного типа.

Карбонатно-терригенные толщи, обнажающиеся в горах Элсуэрт, слагают внешнюю шельфовую часть пассивной окраины, тогда как ее предполагаемая внутренняя зона, соответствующая флишоидным толщам Трансантарктических гор, вероятно, скрыта подо льдом. Вместе с тем однозначного подтверждения данной интерпретации в настоящее время дать нельзя, так как огромное пространство к северо-востоку от Трансантарктических гор до Земли Мэри Бэрд покрыто льдом. Здесь, по нашему мнению, большое значение имеет анализ особенностей геологического строения Земли Виктории. На ее крайнем севере (берег Пеннела и берег Борхгревинка) обособляется северо-восточная зона, специфика которой заключается в полном отсутствии синтетектонических и позднектонических росских гранитоидов при полной аналогии осадочного комплекса групп Робертсон-Бей (менее метаморфизованной!) группе Бедмор Трансантарктических гор. Весьма существенно, что эта зона отделяется от частей Земли Виктории раннепалеозойским трогом Бауэрс. В современной структуре он представляет грабен-синклиорий, вытянутым в северо-западном направлении на 350 км при ширине около 50 км, переходя далее по простиранию в зону крупного разлома.

В антиклинальных перегибах крыльев синклиория обнажены вендские толщи мощностью не менее 3,5 км, представленные группой Следжерс. Последняя разделяется на нижнюю вулканогенную формацию Глазго и терригенную Молнар. Первая сложена, по существу, несортированными базальтовыми брекчиями с потоками пиллоу-лав. В формации Молнар определены вендские акритархи. Палеонтологическое обоснование возраста нижней части разреза группы Следжерс, нескрытого полностью, слабое и, вероятно, она относится уже к рифею, а не к венду. Прогиб Бауэрс находит свое продолжение в Тасмании скорее всего в трог Дандас [201] или Адамсфилд.

Принимая во внимание строение синклиория, Бауэрс вышеупомянутые различия в стиле эволюции разделенных им блоков Земли Виктория, а также продолжение его в Тасмании при реконструкции Гондваны в офиолитовый трог Дандас, можно допускать существование в рифее интракратонного морского бассейна с признаками океанической коры вдоль северо-восточного края Восточно-Антарктического щита, по отношению к которому область Трансантарктических гор развивалась как континентальная окраина.

Северо-восточнее трога располагался кратон (микроконтинент?) Земли Мэри Бэрд, на северо-восточной окраине которого накапливались турбидитные толщи группы Робертсон-Бей. При

такой интерпретации находит объяснение резкое различие дальнейшей эволюции этих двух регионов Земли Виктории.

В западной части Земли Мэри Бэрд на метаморфических образованиях архея (серия Фосдик) залегают очень мощные (до 8—10 км) толщи серии Вест, хорошо сопоставляемые по составу, степени метаморфизма и характеру складчатой структуры с вышеупомянутой группой Робертсон-Бей.

## 7.2. ТИПЫ СТРУКТУР И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Поздний рифей характеризуется явным усилением процессов вторичного океанообразования и развитием окраинно-плитных (ортогеосинклинальных) тектонических режимов. Эти процессы привели к завершению раскола Пангеи за счет формирования океана в западной области Прототетиса между Африкой, с одной стороны, и Северной Америкой и Европой, с другой. В результате этого впервые обособились два структурных элемента Земли первого порядка — суперконтиненты Гондваны и Лавразии (рис. 61).

Внутри суперконтинентов данная эпоха связана с образованием новой генерации тектонических структур. Она включала все типы существовавшие в первой половине позднего докембрия. Лишь области развития вулканоплутонических ассоциаций практически к этому времени прекратили свое существование.

### 7.2.1. Платформенные впадины (синеклизы)

Наиболее крупные структуры этого типа формируются в Африке, Южной Америке, Индостане. Синеклиза Тауденни на западе Африки — одна из наиболее представительных платформенных впадин, заложенных в позднем рифее и, по существу, первая в истории Земли такого размера.

В настоящее время она имеет почти прямоугольную форму (1000×1800 км<sup>2</sup>), но в рифее соединялась со впадиной Вольта, образуя еще более крупную плоскую структуру. Верхнерифейские мелководные отложения залегают непосредственно на фундаменте, образуя нижний из трех платформенных комплексов, разделенных несогласиями и «сдвинутых» относительно друг друга. Породы однообразны и представлены преимущественно кварцевыми песчаниками с пачками и прослоями аргиллитов мощностью несколько сотен метров. Разрез усложняется развитием карбонатных морских отложений (Адрар). Характерно сочленение платформенного чехла синеклизы с одновозрастными и более мощными отложениями смежных геосинклинальных прогибов Мавритано-Сенегальской, Ахаггаро-Атакорийской и Антиатласской систем. По-видимому, трансгрессии из этих прогибов обусловили покрытие эпиконтинентальным морем огромной внутренней площади, расположенной между ними. Соответственно меняется и степень деформации отложений синеклизы. В центральной части они залегают горизонтально, нарушаясь лишь разрывами. При пере-

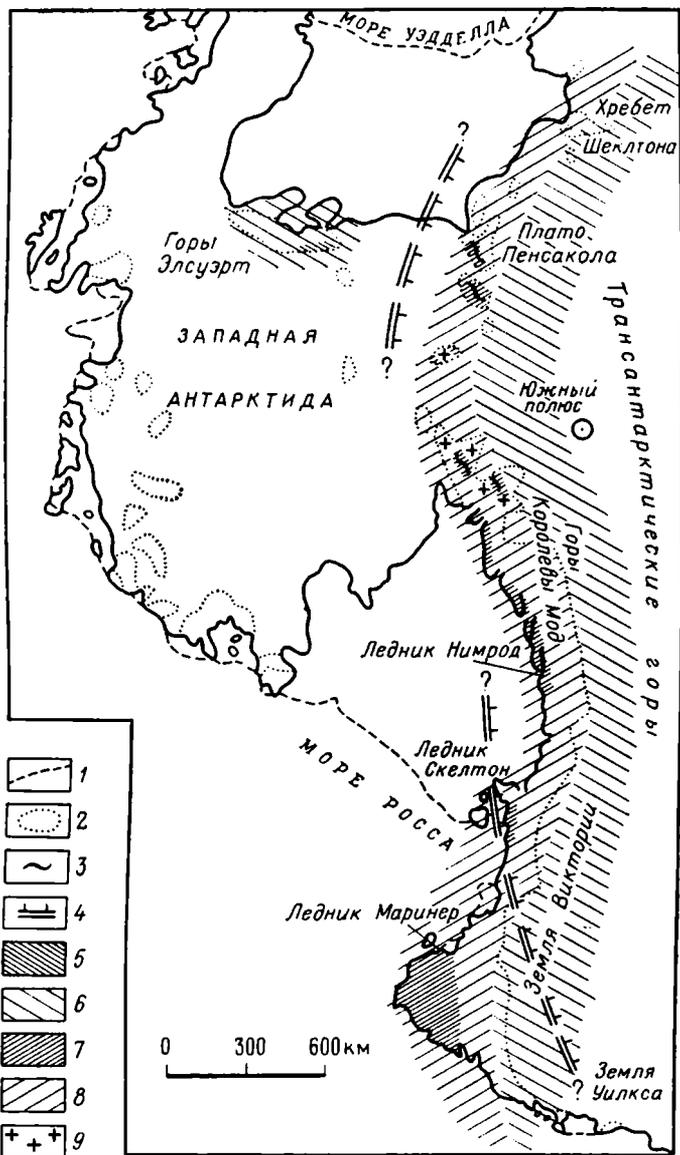


Рис. 61. Позднедевонский Бедморский ороген (по К. Эллоту).

1 — край шельфового льда; 2 — границы обнаженной территории; 3 — структурные направления; 4 — границы позднедевонских деформаций и метаморфизма; 5 — обнажения верхнедевонских мелководных отложений; 6 — предполагаемое распространение мелководных отложений; 7 — обнажения верхнедевонских сланцево-граувакковых толщ и вулканитов; 8 — предполагаемое распространение сланцево-граувакковых толщ; 9 — верхнедевонские интрузии

ходе к зонам указанных геосинклинальных систем углы падения увеличиваются и постепенно появляется складчатость. Значительными размерами и карбонатно-терригенным выполнением характеризуются синеклизы Конго, Сан-Франсиску, Виндийская, Центрально-Индостанская. При этом в отличие от нижне- и средне-рифейских разрезы этих впадин характеризуются умеренными мощностями. За исключением небольшой площади Малани в Индии, вулканоплутонические ассоциации в сочетании с молассоидами в позднем рифее неизвестны.

Таким образом, поздний рифей характеризуется началом изменения в стиле формирования платформенных чехлов, а именно: переходу к возникновению обширнейших плит типа синеклизы Тауденни (Конго). Как мы увидим далее, эта тенденция будет развиваться и в венде. Более плоские обширные структуры с несравненно меньшей амплитудой прогибания, чем в среднем рифее, отмечают еще более зрелый характер субстрата.

### 7.2.2. Авлакогены

В позднем рифее одни авлакогены продолжали развиваться (большинство восточноевропейских, сибирских), другие прекратили свое существование (североамериканские, Оршанский, Приладожский, Вятский и др.). Возникла и новая генерация — Амадиес, Нгалия, Оффисер, Итомбве и т. д. На месте некоторых замкнувшихся авлакогенов возникли складчатые внутрикратонные структуры (Квино, Сил-Лейк) в виде грабен-синклиналей, осложненных более мелкими складками, взбросо-надвигами, или зон умеренной линейной складчатости (Белт, Фитцморис). Авлакогены Сибири и Европы не испытали складчатых деформаций. Инверсия в них выразилась в поднятии.

В позднем рифее заложилась четыре крупных авлакогена Центральной Австралии (с юга на север): Оффисер, Амадиес, Нгалия и Джорджина. Этим структурам характерны крупные отрицательные аномалии Буге, а разделяющим их выступам фундамента — соответствующие положительные аномалии. Как и свойственно данной стадии развития, структура этих авлакогенов представляла собой линейные несколько асимметричные грабены. В течение позднего рифея в них имело место значительное прогибание и накопление мощных (до 10 км) толщ карбонатно-терригенных отложений.

Интересная группа авлакогенов возникла в начале позднего рифея на территории Восточного Заира — Ньянгара, Земио, Ируму, Буньоро, Итомбве, Бушимае. Сравнительно небольшие по протяженности (длиной от 100 до 400 км и шириной от 20 до 50 км), выполненные карбонатно-терригенными отложениями и тиллитами, аналогичными (но более мощными) породам смежных платформенных чехлов, эти структуры примечательны кратковременностью своей эволюции. Возникнув на уровне около 1 млрд. лет, некоторые из них (Бушимае) замкнулись уже в 950 млн. лет, а

остальные в 800—750 млн. лет. Инверсия этих авлакогенов сопровождалась складчатостью. Данные структуры приурочены к древним разломам коры [320]. К этой же группе, по-видимому, относится и одновозрастный Букобский прогиб Танзании.

Своеобразной структурой позднего рифея является Западно-Конголезский прогиб, протягивающийся на 1800 км от Габона до Анголы в целом параллельно побережью Атлантического океана. Этот прогиб в какой-то мере унаследовал интракратонную геосинклинальную систему Маюмбе, замкнувшуюся в конце среднего рифея, расположившись непосредственно к востоку от нее. Формационный ряд позднего рифея соответствует рифтовой стадии и стадии проседания и представлен в нижней части существенно терригенными толщами, в верхней — терригенно-карбонатными с тиллитами. Он вполне соответствует формационному ряду синхронных интракратонных геосинклиналией (Дамарид, Катангид), однако в рассматриваемом прогибе не проявились гранитизация и метаморфизм. Западно-Конголезский прогиб по своему характеру строения и эволюции занимает промежуточное положение между интракратонной геосинклиналью и авлакогеном. По-видимому, к такому же типу относится Прибайкальский прогиб, выполненный трехчленным комплексом.

### 7.2.3. Интракратонные геосинклинали

Материал позднего рифея дает возможность исследовать эти структурные формы на разных стадиях их развития, поскольку в эту эпоху происходило как замыкание трогов, так и заложение новой их генерации.

**7.2.3.1. Энциалические интракратонные геосинклинали.** Системы субпараллельных сравнительно узких рифтогенных трогов, разделенных более широкими выступами древнего фундамента, составляют структурный план вытянутых широких подвижных пелосовидных областей, типичных для позднего рифея. Такая область прослеживается от Восточной Сахары через Нигерию в Северо-Восточную Бразилию (складчатая система Карири). Фрагменты другой аналогичной области, на реконструкции Гондваны составляющие Протоюжноатлантический пояс, находятся в юго-восточной части Бразилии (зона Рибейра), на юго-западе Африки (Дамариды и Западные Конголиды), Антарктиде (Пенсакола). В общем аналогичный структурный план с более извилистыми трогами присутствует в Центральном Казахстане, Алтае-Саянской области. Основная часть трогов в таких комплексных зонах энциалические. Они могут быть почти лишены вулканитов или быть ими насыщенными. Так, прогибы Каририанской области (Сериду, Медю-Кореу и др.) и «сланцевых поясов» Нигерии выполнены главным образом терригенными и карбонатными толщами. В составе отложений, выполняющих прогибы пояса Рибейра (Апия, Пелоташ, Поронгуш и др.), весьма существенную роль играют

основные вулканиты. Указанные рифтогенные прогибы лишены поперечной зональности.

Более сложно построены заложенные в позднем рифее Западно-Конголезская и Дамаро-Катангская системы Центральной Африки, представляющие собой — первая энсиалическое окончание, вторая такого же рода северо-восточное ответвление указанного выше Протоюжноатлантического пояса, составной западной частью которого является и зона Рибейра. Указанные структуры возникли в результате рифтинга. При этом в Дамарской зоне образовались вначале три [262] или два [243] грабена. Эта стадия в разрезах рассматриваемых геосинклиналей выражена мощными кластитами (Носиб, Сансиква, Роан) с основными (Западные Конголиды, Катангиды) или кислыми эффузивами со щелочными интрузиями (Дамариды). Впоследствии в южной части Дамарского бассейна обособился более глубоководный трог или узкий океанский бассейн (красноморского типа?), видимо, выклинивающийся к северо-востоку. Его существование отмечено присутствием флиша, амфиболитов и линз серпентинитов вдоль линии Матчлесс в Дамаридах, тогда как в остальной части Дамарской геосинклинали, т. е. к северу и югу от указанного трога, в миогеосинклинальных зонах Дамарид, так же как в Западно-Конголезской и Катангской зонах сформировались карбонатно-терригенные толщи с тиллитами систем Западного Конго, групп Отави и Свакоп, системы Кунделунгу. Рассматриваемые геосинклинали в конце позднего рифея испытали многофазный диастрофизм, который повсеместно привел к образованию сложных складчатых систем, а в Катангидах и Дамаридах сопровождался гранитизацией и метаморфизмом. Общий структурный план Западных Конголид асимметричный. На участках, прилегающих к массиву Шайю, там, где отложения переходят в породы платформенного чехла, отмечается пологая волнистость в слоях, однако в юго-западном направлении интенсивность складчатости резко возрастает, складки приобретают ясно выраженную вергентность к северо-востоку. Вблизи же осевой части хр. Маюмбе распространены узкие, опрокинутые к северо-востоку, складки, осложненные надвигами.

Внутренняя структура Катангид довольно сложная. Характерной особенностью Луфилийской дуги является наличие «цепи гранитных выступов» — гранитогнейсовых куполов, сложенных древними образованиями. Преобладающими структурами рифея являются линейные складки с ундулирующими шарнирами, а также купола и мульды. Вблизи форленда складки опрокинуты на север, северо-восток и нарушены надвигами. Метаморфизм катангских пород проявлен неравномерно. Степень его возрастает к западу и юго-западу от Медного пояса, обычно не превышая хлорит-серпичитовой стадии эпизоны. В Дамаридах метаморфизм также неравномерный. Максимальной степени (амфиболитовая стадия) он достигает в центральной части системы, где сосредоточены и тела гранитов, и почти отсутствует на севере в миогеосинклинальной зоне. Складчатость Дамарид очень напряженная, изоклиральная

ная. На юге развиты типичные покровы. Вергентность в северной части северная, в сторону кратона Конго. Надвигание рамы на соседние участки вырисовывается как общий структурный признак интракратонных складчатых систем.

**7.2.3.2. Энциматические интракратонные геосинклинали.** В позднем рифее после инверсии энциматических трогов произошло заложение мнгогеосинклинальных краевых прогибов в ряде систем данного подтипа. Эти прогибы обычно вытянуты вдоль складчатых ниже-среднерифейских зон, содержащих неполные офиолитовые ассоциации. В Центрально-Бразильской системе к востоку от Арашинской зоны закладывается прогиб Парагвай-Арагуайя, вытянутый на 2500 км от устья Амазонки на севере до среднего течения р. Парагвай на юге и выполненный терригенными, флишоидными и карбонатными толщами. Почти симметрично ему в западном обрамлении кратона Сан-Франсиску закладывается прогиб Бразилиа длиной около 1000 км, также заполненный карбонатно-терригенными отложениями с пластами основных вулканитов. Близкая структурная обстановка возникает в это же время в Мавритано-Сенегальской системе, на юге которой закладываются симметричные прогибы, выполненные карбонатно терригенными отложениями, андезитобазальтами и риолитами серии Роккел, кварцито-сланцевыми породами серий Бакел, Бассари (восток) и серии Бакел-Кулунту (запад). На севере, вдоль Мавританского серпентинитового пояса к западу от него формируются метаандезиты, метадациты, сланцы, кислые вулканиты, туфы групп Рабра-Ушкеш, а к востоку — терригенные породы серии Сангарафа. Примечательно, что известково-щелочные вулканиты появляются вдоль той части инверсированного среднерифейского комплекса, которая характеризуется максимальной «энсиматичностью», т. е. ближе всего по своему строению к офиолитам.

В Байкало-Витимской области после диастрофизма в ранне-среднерифейских трогах формируются прогибы, отнесенные некоторыми исследователями к орогенному ярусу байкалид [20]. Это прежде всего Прибайкальский прогиб, сложенный терригенно-карбонатными отложениями голоустенской, улунтуйской, вочергатской свит и их аналогами. Вулканиты практически отсутствуют, за исключением пачки спилитовых лав (500 м), залегающих в основании голоустенской свиты в разрезе по р. Куртун, левому притоку Бугульдейки. Мощность отложений до 4 км. Одновозрастными отложениями сложен Сыннырский прогиб длиной около 200 м и шириной 12 км, расположенный на складчатом основании Олокинской зоны. В его строении принимают участие андезитобазальты, песчаники, доломиты сыннырской, противодаванской и авгольской свит (до 8 км), сопоставляемые с трехчленным комплексом Прибайкальского прогиба. На продолжении Сыннырского в бассейне р. Мама расположен Мамский прогиб. В Забайкалье к прогибу подобного типа относится Ципа-Витимканский прогиб, вытянутый с юго-запада на северо-восток на расстояние 200 км при ширине 50 км. Он выполнен доломитами, известняками, аргилли-

тами, а в верхней части разреза — конгломератами и гравелитами. Породы данных прогибов практически неметаморфизованы, отмечается лишь филлитизация глинистых сланцев. Отложения Прибайкальского прогиба слагают линейные складки северо-восточного простирания, асимметричные, опрокинутые в сторону складчатой области (а не кратона, что более обычно!). Местами отмечаются надвиги с падением сместителя на северо-запад. Гранитоиды в Прибайкальском прогибе отсутствуют. В Патомском нагорье распространены граниты мамо-оронского, а в Забайкалье — баргузинского комплекса. Докембрийский возраст последнего оспаривается многими геологами — Ю. П. Бутовым, В. Г. Беличенко и др.

По своему строению и тектоническому положению Прибайкальский прогиб весьма напоминает структуры типа Западно-Конголезской системы, прогибов Парагвай-Арагуайя, Бразилиа, Фалеме, возникшие после инверсии и складчатости соответствующих ранне-среднерифейских зон и выполненные неметаморфизованными и негранитизированными флишоидными и карбонатно-терригенными отложениями верхнего рифея и молассоидными породами венда, умеренно деформированными и переходящими в горизонтально-залегающие породы соседних синеклиз. Аналогичный характер имеют Ангаро-Питский, Тейско-Чапский, Вороговский прогибы Енисейского кряжа, возникающие во второй половине позднего рифея после инверсии и складчатости на уровне 850 млн. лет.

Сравнительно хорошо обнаженной и изученной позднерифейской энсиматической интракратонной геосинклиналью является Ахаггаро-Атакорская система, протягивающаяся в меридиональном направлении через всю Западную Африку от северной части Ахаггара до Гвинейского залива. На ее примере можно рассмотреть строение и эволюцию энсиматических интракратонных геосинклиналей.

В общей структуре Африки данная структура расположена между Западно-Африканским кратоном на западе и сильно переработанным краем Восточно-Сахарского кратона или Ливийско-Нигерийским поясом ТТП на востоке.

В последние годы работами Р. Каби, Ж. Бертран и других хорошо изучена хоггарская часть данной системы. В ее поперечном сечении с запада на восток отмечается четко выраженная зональность: 1) миогеосинклинальная зона восточной окраины Западно-Африканского кратона, сложенная терригенно-карбонатными отложениями (по своей природе она представляет собой остаток крыла крупной рифтогенной структуры, из которой развилась Ахаггарская система); 2) эвгеосинклинальная зона Западного Ахаггара, разделенная на две половины архейским блоком Ин-Уззал (Рифейские образования представлены залегающей на древнем фундаменте строматолитовой серией, эквивалентной отложениям миогеосинклинальной зоны, прорванной многочисленными ультраосновными и основными интрузиями; вулканогенно-осадочным комплексом андезитов, рнодацитов, туфов, грауваккового фли-

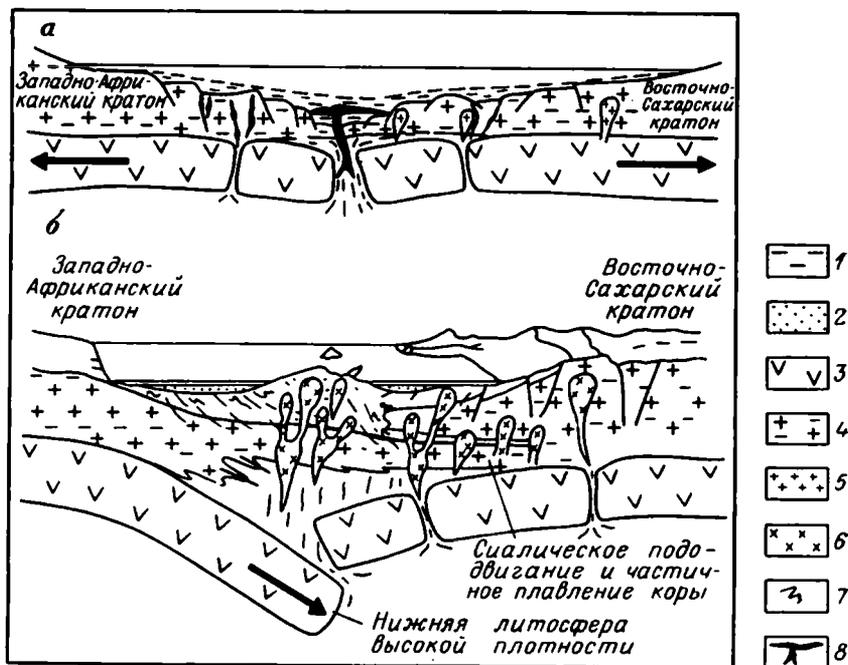


Рис. 62. Схема эволюции Фараузийского пояса между Западно-Африканским и Восточно-Сахарским кратонами (по А. Крёнеру):

а — раскрытие фараузийского океана, б — закрытие фараузийского океана.

1 — осадки; 2 — вулканогенный флиш; 3 — нижняя литосфера; 4 — нижняя кора; 5 — известково-щелочные гранитоиды; 6 — известково-щелочные и щелочные гранитоиды; 7 — островодужный комплекс; 8 — базиты и ультрабазиты

ша, прорванным известково-щелочными батолитами; молассовыми толщами); 3) область полициклического развития Центрального и Восточного Ахаггара, представляющая собой край Восточно-Сахарского или Центрально-Африканского кратона, втянутый в ланафриканскую переработку и относящаяся к Ливийско-Нигерийскому поясу (рис. 62).

Центральный отрезок рассматриваемой подвижной системы скрыт под чехлом Мали-Нигерской синеклизы, а южный представлен Атакорской зоной, уходящей в Гвинейский залив. Здесь также отмечается поперечная зональность: 1) миогеосинклиальная зона восточной окраины Западно-Африканского кратона, сложенная карбонатно-терригенными отложениями Отинского прогиба, переходящего в западном направлении в отложения впадины Вольта; 2) Аквапимская (собственно Атакорская зона), сложенная кварцито-сланцевыми отложениями серий Того-Атакора и андезитобазальтами серии Бузм (к этой зоне приурочены небольшие тела серпентинитов); 3) западная окраина Ливийско-Нигерийского пояса ТТП.

Отметим характерные общие черты Ахаггаро-Атакорской системы.

1. Расположение между двумя дорифейскими мегаблоками — Западно-Африканским кратоном и Ливийско-Нигерийским поясом ТТП древнего фундамента.

2. Резкое сужение меридиональной структуры с севера на юг.

3. Общее уменьшение в этом же направлении количества альпинотипных гипербазитов и габбро.

4. Уменьшение (до полного исчезновения) в Атакорской зоне проявлений известково-щелочного магматизма, совпадающее с уменьшением инициального магматизма и общим сужением пояса.

5. Резковыраженная асимметричная зональность, обусловившая развитие внешней (западной) миогеосинклинальной и внутренней (восточной) эвгеосинклинальной зон.

6. Широкое развитие покровных структур, а также движений по меридионально-направленным сдвигам в процессе орогенеза.

Выяснение тектонической природы, эволюции и геодинамики данной системы имеет существенное значение для понимания режима развития этого типа структур. Приступая к данной проблеме, следует иметь в виду то важное обстоятельство, что внедрение гипербазитов и габбро, послужившее началом образования продольной зональности, имело место повсеместно в сиалическую кору, а не в эвгеосинклинальной обстановке, характеризующейся накоплением глубоководных аспидных формаций, излиянием спилитов и т. п., а в субплатформенных условиях континентального рифтогенного прогиба, характеризующихся накоплением в общем мелководных отложений, переходящих по латерали в настоящие платформенные отложения серий строматолитовой, Мораго, Тамале. По-видимому, это была обстановка палеорифта, о чем свидетельствуют значительные мощности осадочных образований, а также щелочные дайковые комплексы, распространенные в пределах Ахаггарской зоны. Первый комплекс отмечается вдоль самого западного края системы, в Танезруфте вдоль периферии Западно-Африканского кратона. Он выражен системой вытянутых параллельных дотектонических даек, обнажающихся в меридиональном направлении на расстоянии около 500 км. Дайки представлены риолитами, фельзитами, альбитовыми трахитами, гранитами, сиснитами, нефелиновыми сиенитами, внедренными в более ранний основной дайковый комплекс. Геологические исследования Р. Каби и других однозначно показывают щелочной и субщелочной характер этих магматитов, а также происхождение этих фельзитовых пород из верхней мантии. Аналогичный по характеру дайковый комплекс, но уже синтетектонический, отмечается на расстоянии 120 км вдоль западной тектонической границы блока Ин-Уз-зал. Он внедрен в более ранний основной комплекс даек, представлен лейкократовыми гранитами и имеет выраженный щелочной состав. Эти данные указывают на то, что заложение рассматриваемой подвижной системы происходило в обстановке растяжения, близкой к условиям континентального палеорифта, в котором шло

накопление мелководных морских и континентальных формаций верхнего рифея.

Ж. Бертран и Р. Каби предполагают «раскрытие океанического бассейна на ширину 100—150 км» в течение последующей «базификации», что соответствует раскрытию современного Красного моря. Трудно оценить достоверность этих цифр. Достаточно уверенно можно утверждать лишь то, что к югу этот процесс внедрения гипербазитов и базитов резко ослабевал, так как в пределах Адрар-Ифораса и непосредственно южнее, а также в Атакоридах присутствуют лишь отдельные рассеянные, тектонические выжатые тела габбро и гипербазитов незначительного размера.

По-видимому, широтное растяжение, охватившее часть Западной Африки, было неравномерным и ослабевало в южном направлении. Этот процесс вызвал значительное увеличение плотности литосферы. Общее ее утяжеление привело в целом к опусканию рассматриваемой зоны растяжения. В опускание был вовлечен и край новообразованного Западно-Африканского кратона, что обусловило развитие миогеосинклинальных структур, прообраз пассивной окраины — Гурма, Вольта.

Следующая стадия развития Ахаггарской зоны отмечена периодом интенсивной известково-щелочной магматической активности в обстановке быстрого погружения. Была накоплена 6-километровая толща андезитов, риодацитов, дацитов, туфов и агломератов, впоследствии значительно размытых, что привело к формированию флишвидных толщ вулканических граувакк.

Становление мощных известково-щелочных комплексов Р. Каби, Ж. Бертран связывают с зоной субдукции. В пользу этого приводится соответствующий наклон гравитационной ступени, отмечающийся на стыке кратона и подвижной области.

Независимо от того, имела ли место субдукция океанской коры, А. Крёнер полагает, что на стыке Фарузийского-Дагомейского пояса и Центрального Ахаггара имела место тектоника гималайского типа, т. е. пододвигание корового материала под Восточно-Сахарский кратон с последующим поднятием последнего. Это вызвало увеличение мощности коры, региональный метаморфизм, плавление, магматизм и сильную вертикальную и сдвиговую разломную тектонику, как это имело место в Центральном Ахаггаре и Нигерии (см. рис. 62).

Однако изложенные геодинамические модели не могут быть приняты по следующим соображениям.

1. Нигде в пределах Транссахарской системы не встречен разрез офиолитовой ассоциации. Более того, как было показано, габбро и гипербазиты внедрялись, по существу, в мелководные отложения чехла. Следовательно, настоящей океанской коры не было сформировано, поэтому и субдукция ее полностью исключается.

2. Следует исключить значительное раскрытие ахаггарского отрезка системы, учитывая данные палеомагнетизма, указывающие на сходство кривых блужданий полюсов в докембрии на кратонах Гондваны (рис. 63).

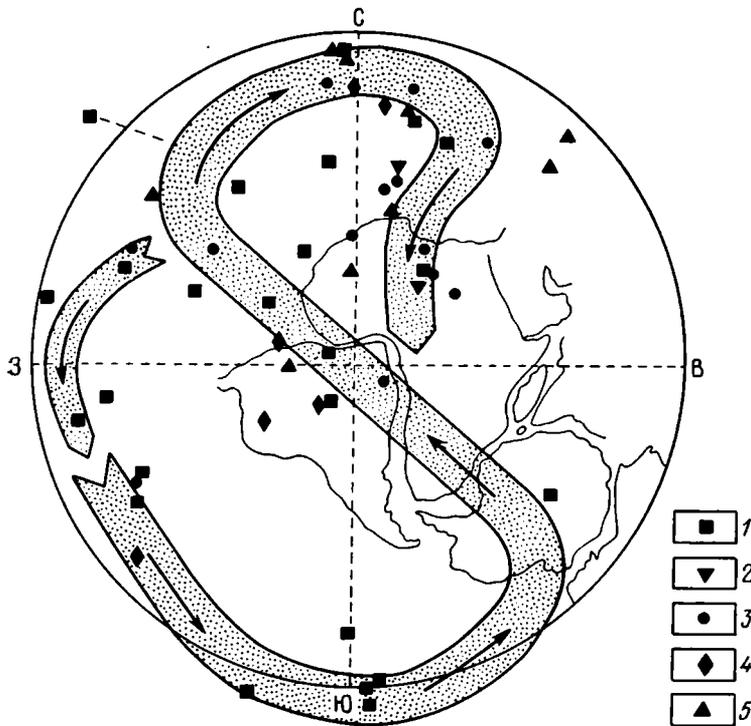


Рис. 63. Кривая перемещения полюсов для гондванских континентов (заштриховано) в интервале 1000—400 млн. лет (по М. Мак Элхинни и Б. Эмблтоу, с упрощениями).

Положения полюсов, определенные по породам разного возраста (от 1200 млн. лет до раннего палеозоя): 1 — из Африки; 2 — из Антарктиды; 3 — из Австралии; 4 — из Индии; 5 — из Южной Америки

3. Процесс известково-щелочного магматизма в восточной зоне Ахагара шел одновременно с «базификацией» — становлением тел габбро и гипербазитов, т. е. новообразованием предполагаемого океана или, во всяком случае, перекрывается во времени, т. е. последовательность событий соответствующая циклу Вильсона отсутствует.

4. Не находит объяснения полное отсутствие известково-щелочного магматизма и гранитизации в Атакорской зоне и в непосредственной близости от нее.

По-видимому, Ахагаро-Атакорскую систему следует рассматривать в качестве рифтогенной «апофизы», клинообразно отходящей от широтной океанской области Антиатласа в глубь континента подобно тому, как это имело место в меньшем масштабе в южной части Аравийско-Нубийской области.

Развитие таких клинообразных зон характеризовалось переплетением внутриплитного и окраинно-плитного тектонических стилей. Первый выражался в малой ширине раскрытия, интрузивном ха-

рактуре становления базитов и ультрабазитов, отсутствия субдукции или ее незначительном масштабе, общем «вырождении» магматизма и затухании пояса по простиранию в теле кратона; второй — в обширном поступлении мантийного материала на фоне общего растяжения, последующем мощном известково-щелочном магматизме.

Многие аспекты геодинамики орогенеза Атакорской зоны пока еще не ясны. Можно с уверенностью сказать лишь то, что он проходил в обстановке сжатия, охватившего обширную область к востоку от Западно-Африканского кратона. При этом в значительной степени силы сжатия были направлены извне и носили общий глобальный характер, если учесть одновременное проявление панафриканского орогенеза в различных поясах Африки и Гондваны в целом. Это сокращение в пределах системы компенсировалось складчатостью, покровными структурами и сдвигами. Появление известково-щелочного магматизма можно объяснить за счет смещения корового и мантийного материала при отделении глыб утяжеленной литосферы и нижней коры, погружения их в астеносферу и частичном плавлении. Такому утяжелению могло способствовать массовое внедрение гипербазитов. Характерно, что известково-щелочной магматизм и вулканизм проявился только в тех местах (Ахаггар), где интенсивно прошел процесс «базификации». Утяжеленная таким образом литосфера с своей нижней части быстрее переходила в эклогит и могла отделяться в виде отдельных пластин, погружающихся в астеносферу. Возможность выплавки андезитов вне зон субдукции в настоящее время отмечается многими авторами. В этой связи можно считать несостоятельными попытки реконструировать зоны субдукции лишь на основании установления известково-щелочного характера магматизма без учета полярности.

Сказанное выше показывает много общего в строении и развитии Мавритано-Сенегало-Бразильской и Ахаггаро-Атакорской систем: сходство осадочных и магматических формаций и прежде всего развитие альпинотипных гипербазитов, заложение в условиях неравномерного растяжения, что обусловило и дальнейший различный характер в отдельных отрезках поясов. Характерно общее уменьшение магматизма и вулканизма с севера на юг, сопровождающееся уменьшением ширины систем до почти полного их выклинивания. Обращает внимание тождественность строения подобных участков сужения в прогибе Рокелл и в Атакоридах — наличие синклиналей, выполненных андезитобазальтами, приуроченных к кровле терригенного разреза (свита Коленте серии Рокелл и серии Буэм Атакорид), а также отдельных четковидных тел серпентинизированных хромсодержащих ультрабазитов, которые присутствуют и в пределах соседних выходов фундамента.

Вместе с тем явно видны некоторые части различия между рассматриваемыми системами: Мавритано-Бразильская система значительно протяженнее, если рассматривать ее в масштабе суперконтинента Гондваны; Мавритано-Сенегальская зона продолжает-

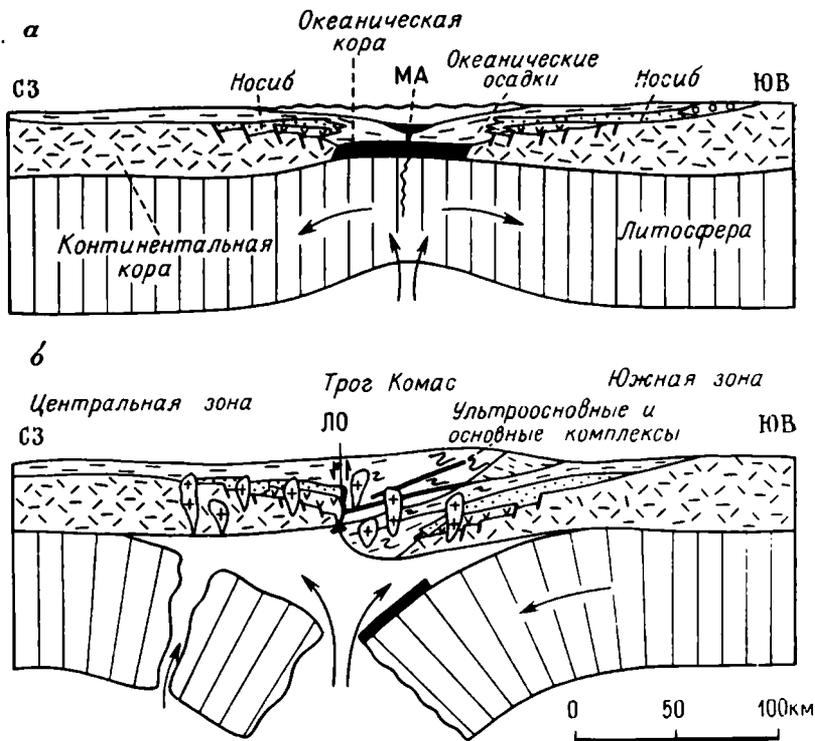


Рис. 64. Интракратонная модель развития Дамарского пояса, включая ограниченный спрединг вдоль южного грабена с последующим утолщением коры (а) и субдукцией (б). По К. Кешу.

ЛО — ливеамент Окаханджа; МА — амфиболиты Матчлесс

ся в Южной Америке на тысячи километров в виде складчатых зон Парагвай-Арагуайя, Араш-Эстронду, Гурупи, Бразилиа, составляющих Центрально-Бразильскую систему. Продолжение же Атакорид в виде еще более суженной зоны Медиио-Кореау (Северо-Восточная Бразилия) устанавливается четко, но имеет небольшую протяженность. В своем развитии отдельные участки Мавритано-Бразилид, видимо, испытали растяжение, приведшее к набору магматических формаций, весьма приближающихся к офиолитовой ассоциации, хотя пока и не установленной.

Расхождения, аналогичные пониманию природы Ахаггара, отмечаются и в геодинамической интерпретации Дамарской геосинклинали. Плитно-тектоническая модель предполагает океанское раскрытие между кратонами Конго и Калахари и последующую субдукцию, завершившуюся континентальной коллизией. Интракратонная модель исходит из ограниченного рифтинга, сменившегося «континентальной субдукцией». Последняя была вызвана расслоением литосферы (рис. 64). Несмотря на спорность предлагаемого механизма сгущивания во второй модели, она кажется более

предпочтительной, учитывая интракратонный характер Дамарской геосинклинали, отсутствие фрагментов настоящей офиолитовой ассоциации, комплекса известково-щелочных вулканитов, резкое убывание и исчезновение «энсиматичности» в сторону Катангид, указанные данные палеомагнетизма. Это же относится и к эволюции зоны Гарип-Малмсбери системы Проприя и др. [18].

Тектонический режим структур позднерифейской генерации в целом не отличается от таковых раннего и среднего рифея, характеризуясь на ранних стадиях развития отчетливым рифтогенным стилем, а на заключительных — орогенным, сопровождающимся метаморфизмом обычно зеленосланцевой фации, складчатыми деформациями, внедрением гранитоидов. Как и прежде выделяется несколько фаз деформации и плутонизма.

Заканчивая характеристику интракратонных геосинклиналей позднего рифея, отметим существенное усложнение их тектонического строения. В продолжающихся развиваться энсиматических трогах инверсия вызвала формирование краевых прогибов. Новообразованные зоны имеют значительно более сложный структурный план и не только поперечную, но и продольную зональность, выражающуюся, в частности, в переходе по простирацию энсиматических зон в энсиалические.

#### **7.2.4. Пояса тектоно-термальной переработки (ТПП)**

К концу позднего рифея, по-видимому, относятся первые импульсы так называемой «панафриканской орогении» — проявления тектоно-магматической активности, охватившей в венде и раннем кембрии почти все южные континенты. На фоне результатов более поздних мощных процессов трудно отделить позднерифейскую переработку. О том, что она проявилась, можно судить по реликтовым цифрам абсолютного возраста 700, 750, 800 млн. лет в пределах Мозамбикского, Ливийско-Нигерийского и других поясов ТПП.

Более четко выделяется переработка позднего рифея в областях среднерифейской консолидации. Этот процесс хорошо изучен на севере Кабарид, в Бурунди [312]. Переработка последовала почти через 30 млн. лет после складчатости пояса и выразилась в формировании крупных сдвигов ( $1100 \pm 38$  млн. лет), становлении оловоносных гранитов (980 млн. лет), формировании локальных сдвиговых зон меридионального простираения, внедрении недифференцированного щелочного комплекса интрузий (775—740 млн. лет), внедрении сиенитов и карбонатитов вдоль меридиональных разломов ( $739 \pm 7$  млн. лет), возобновлении движения по разломам, изотопном омоложении (707—699 млн. лет).

#### **7.2.5. Окраинно-кратонные геосинклинали**

Анализ позднерифейской тектоники позволяет впервые воссоздать разнообразные палеоструктуры, отражающие различные стадии развития ортогеосинклиналей. Материалом для этого служат

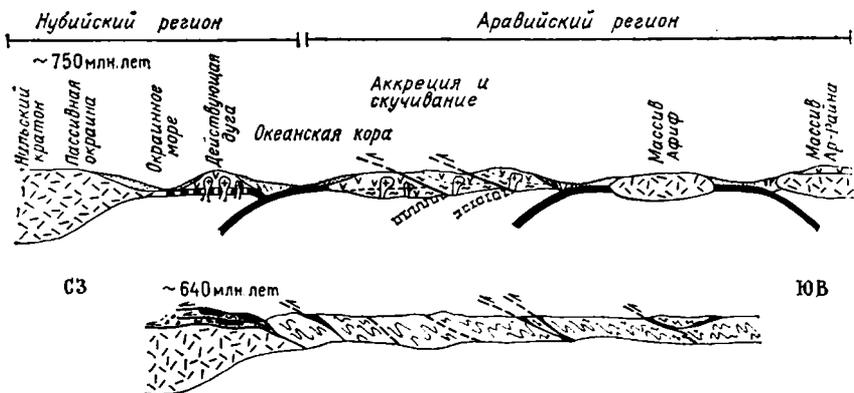


Рис. 65. Гипотетические профили через южные части Восточной пустыни Египта (Нубийский регион) и Аравийского щита (Аравийский регион), показывающие предполагаемую эволюцию области на уровне 750 (вверху) и 640 млн. лет (внизу). По А. Крёнеру.

Черным цветом на нижнем профиле обозначены офиолиты и зоны меланжа

рифейские образования Аравийско-Нубийской области, Антиатласа, Тихоокеанского геосинклинального пояса и Грампианского пояса.

**7.2.5.1. Аравийско-Нубийская область.** Здесь продолжалось образование аккреционного комплекса (рис. 65). Верхнему рифею соответствуют андезиты и риодациты с прослоями граувакк группы Абла и ее аналогов, прорванные диоритами, а также вышележащие с несогласием эффузивы групп Халабан, прорванные плутонами гранитов и гранодиоритов. Отношения  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  в диоритах Абла — 0,7028, а в гранитоидах Халабан — 0,7035. В формирование аккреционного комплекса были вовлечены микроконтиненты Афиф и Ар Райан.

Характерно, что обломочный материал в осадочных породах указанных групп содержит преимущественно породы подстилающих магматических образований, что в сумме с другими данными указывает на внутриокеанскую островодужную обстановку. Синхронные образования на неократоне, т. е. в пределах уже сформированного в среднем рифее аккреционного комплекса, представлены континентальными молассоидными толщами, кислыми вулканитами и щелочными гранитоидами.

**7.2.5.2. Антиатлас** представляет собой сложную систему докембрийских образований, слагающих фундамент герцинской зоны, поднятой в альпийскую эпоху орогении.

Геологическое строение Антиатласа и его развитие в последнее время являются предметом дискуссий между крупными исследователями этого региона — Ж. Шубером и Фор Мюре, с одной стороны, и другими французскими геологами М. Лебланом, Ж. Шарло, Н. Клауэром, Ж. Бертран, Р. Каби, с другой. Сущность расхождений во взглядах этих исследователей лежит в интерпретации данных радиометрических датировок и, следовательно, в оценке возраста толщ, слагающих Антиатлас. Вместе с тем

последовательность тектонических событий и геодинамическая обстановка формирования складчатого сооружения всеми исследователями этого региона рассматривается с близких позиций, практически идентичным взглядам тектоники плит.

Синтезируя данные многочисленных публикаций последних лет, тектоническое строение Антиатласа можно представить в следующем виде. Юго-западный сегмент, как указывалось, расположен на северной окраине Западно-Африканского кратона, консолидированного в эбурнейскую эпоху (2 млрд. лет). На фундаменте лежит толща платформенного чехла кварцито-известняковой серии, перекрытая развитой северо-восточнее вулканосадочной серией. Так реконструируется пассивная окраина Западно-Африканского кратона, образованная в результате рифтинга. Об этом свидетельствуют многочисленные интрузии габбро-диабазов, прослеживающиеся по краю кратона параллельно зоне Антиатласа. Севернее пассивной окраины за линией современного Главного Антиатласского разлома располагался океанский бассейн, существование которого мы вправе предположить на основании аллохтонного залегания на краю кратона пластины древней океанской коры, разрез которой описан М. Лебланом (рис. 66). Время раскрытия океана условно датируется около 800 млн. лет [254]. По-видимому, со стороны северной плиты аналогичная пассивная окраина фиксируется миогеосинклинальными верхнерифейскими призмами, окаймляющими Северо-Американский континент [303]. Рифтовая стадия сменяется обдукцией океанской коры — надвижением офиолитового комплекса на край кратона. Движение осуществлялось с севера на юг. Деформация вызвала эпизональный метаморфизм и сопровождалась синтетектоническим внедрением кварцевых диоритов и посттектоническим — гранодиоритов. Возраст серицитовых сланцев серии Тачдамт-Блейда ( $685 \pm 15$  млн. лет) соответствует главному проявлению этой стадии, а датировка гранодиоритов ( $615 \pm 12$  млн. лет) — ее завершению [254]. Таким образом, впервые в докембрии надежно установлен режим активной окраины андийского типа. Развитие антиатласа в позднем рифее представляет собой еще один пример полного проявления цикла Вильсона в докембрии.

**7.2.5.3. Прототихоокеанский пояс.** К позднему рифею относится заложение наиболее протяженной подвижной структуры Земли — Тихоокеанского пояса (рис. 67). На существование его в позднем докембрии указывали многие советские геологи — Ю. М. Пушаровский, М. В. Муратов, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, Л. И. Салоп, Л. М. Парфенов и др. В позднем рифее возникла почти непрерывная лента миогеосинклиналей, опоясывающая притихоокеанскую часть Земли. Она зафиксирована в современных разрезах рифейских карбонатно-терригенных и турбидитовых серий Уиндермир, Тиндир и их аналогов в Кордильерах; Эль-Аллабике, Мараньон, Пусковискано в Андах; Бедморской серии Трансантарктических гор; серии Аделаида Австралии; лахандинская и уйская свиты Сибири. При этом устанавливается одна существенная осо-

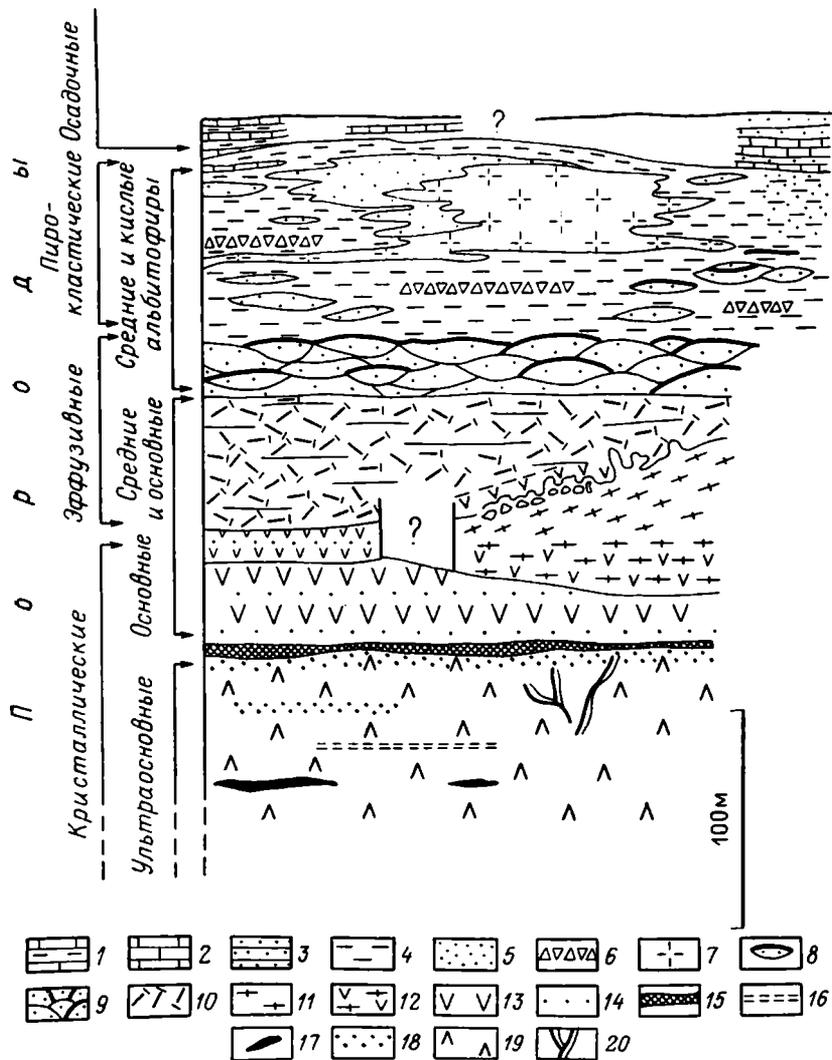


Рис. 66. Разрез офиолитовой ассоциации Бу-Аззер Антиатлас (по А. Леблану).  
 1 — сланцево-известняковая формация; 2 — известняки; 3 — кварциты; 4 — туфы; 5 — граувакки; 6 — пирокластические брекчии; 7 — кератофилы и риолиты; 8 — спиллиты; 9 — pillow-лавы и яшмы; 10 — диабазы; 11 — ориентированные кварцевые диориты; 12 — габбро-диориты; 13 — габбро лейкократовые; 14 — габбро меланократовые; 15 — пироксенолиты; 16 — линзы магнетита; 17 — линзы хромита; 18 — линзы пироксенов; 19 — серпентиниты; 20 — родиниты

бенность: в современной структуре эти многоэосинклинальные разрезы вместе с прилегающими к ним более молодыми геосинклинальными комплексами во многих случаях заблокированы, отделены от Тихого океана дорифейскими массивами типа Охотского, Чукотского, Аркипского, Мэри-Бэрд и другими, на которых развиты разновозрастные платформенные чехлы рифея. Соответству-

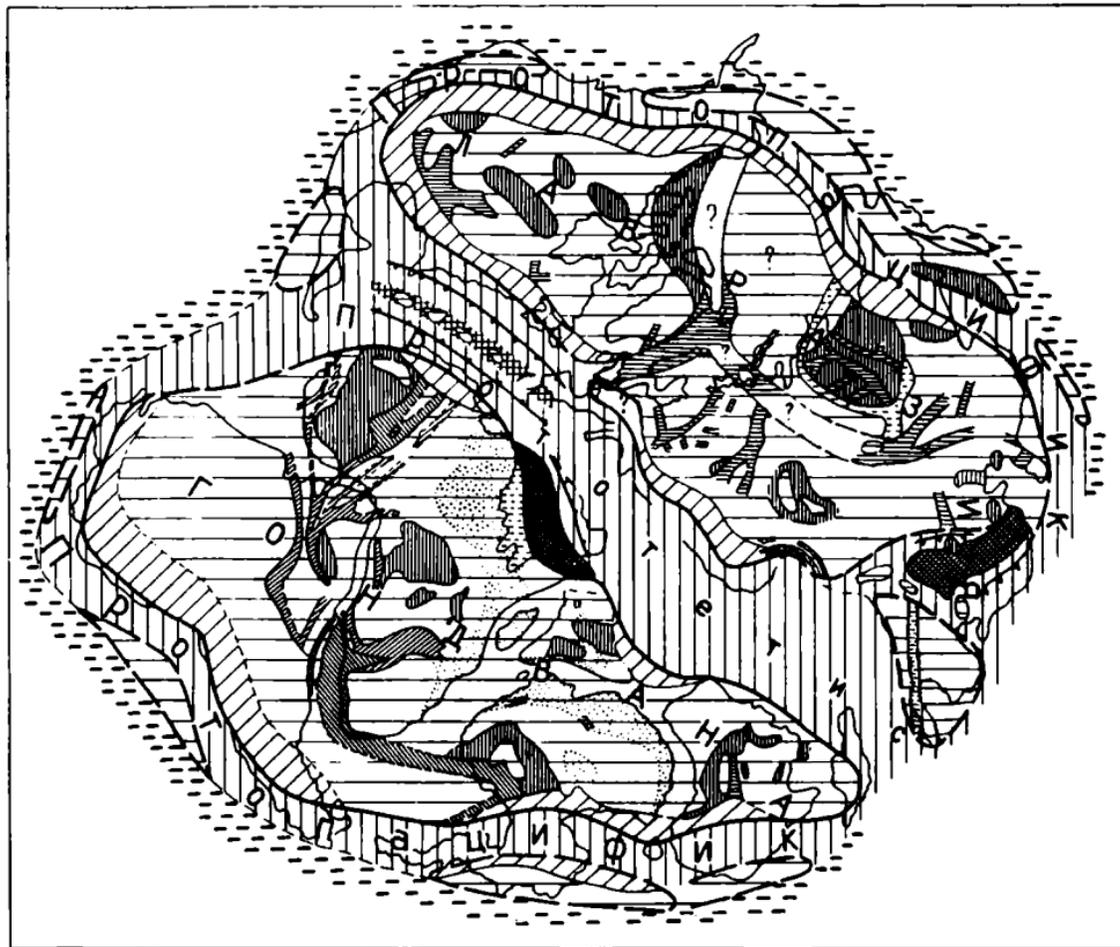


Рис. 67. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция. Поздний рифей (по Н. А. Божко).

- |  |    |   |
|--|----|---|
|  | 1  | 1 — континентальная раннедокембрийская кора; 2 — платформенный чехол; 3 — авлакогены; 4 — эвсинклинальные интракратонные геосинклинали; 5 — эвсинклинальные интракратонные геосинклинали; 6 — зоны негеосинклинальной ТТФ фундамента; 7 — новообразованные складчатые системы; 8 — аккреционные комплексы; 9 — массивные окраины; 10 — дорифейская океанская кора Панталассы; 11 — новообразованная в рифее океанская кора; 12 — Авалонская островная дуга; 13 — зоны субдукции; 14 — офиолитовые пояса в аккреционном комплексе; 15 — граница континентальной коры |
|  | 2  |   |
|  | 3  |   |
|  | 4  |   |
|  | 5  |   |
|  | 6  |   |
|  | 7  |   |
|  | 8  |   |
|  | 9  |   |
|  | 10 |   |
|  | 11 |   |
|  | 12 |   |
|  | 13 |   |
|  | 14 |   |
|  | 15 |   |

ющие эвгеосинклинальные зоны в большинстве случаев недоказаны. Они либо скрыты под более молодыми породами в виде фрагментов, как в Уяндинской зоне Верхояно-Чукотской области, либо срезаны разломами, как это, видимо, имеет место в Билякчанской зоне, отделяющей Охотский массив от Юдомо-Майского прогиба. Офиолитовые структуры сохранились в трогах Бауэрс и Дандас в Антарктиде и Тасмании. Они предполагаются в Кордильерах. В большинстве случаев рассматриваемые рифейские миогеосинклинальные призмы испытали главные деформации не в докембрии, а в фанерозое — например, толщи Юдомо-Майского прогиба — в мезозое, серии Трансантарктических гор — в росскую раннепалеозойскую эпоху, серия Аделаида — в деламерийскую эпоху (салаирскую). Все это дает определенные основания предположить в районе позднерифейской Тихоокеанской окраины Пангеи, а вернее, Гондваны и Лавразии, цепочку новообразованных в результате рифтинга океанских бассейнов, ограниченных от Панталассы отодвинутыми массивами континентальной коры, которые можно сравнить с бордерлендами А. Шухерта. В последующей сложной фанерозойской истории эти массивы дробились на более мелкие и в результате замыкания указанных бассейнов прилеплялись к континентам в виде отдельных блоков или экзотических земель [293], в результате чего был создан современный структурный план. Эта схема дает возможность представить континентальную кору или ее фрагменты, которые были отделены рифтогенезом от Пангеи в процессе заложения Тихоокеанского пояса и образования ленты его рифейских пассивных окраин. Без этого трудно восстановить ход такого рифтогенеза. Из этой схемы следует, что заложение Прототихоокеанского геосинклинального пояса происходило на вторичной океанской коре без существенного влияния инертной в то время области самого Прапацифика или Панталассы. Сам пояс представлял собой глобальную цепь рифтогенных океанских бассейнов по краю Пангеи. Процесс образования таких бассейнов можно сравнить с образованием в мезозое Тасманова моря за счет отодвигания континентального блока Новой Зеландии и Лорд-Хау от Австралии.

Островодужная обстановка продолжает существовать в начале позднего рифея и во всей Юго-Восточной Азии, но к середине эпохи в Китае и Индокитае происходит кратонизация значительных пространств коры. Образуется кратон Янцзы, который согласно одним схемам прилепляется к Китайско-Корейскому кратону, согласно другим — отделяется от него океанским бассейном Циньлинь.

**7.2.5.4. Протосевероатлантический пояс.** В позднем рифее будущий раннекаледонский океан (Япетус) переживал свою эмбриональную рифтовую стадию. Крупная континентальная рифтовая структура (Протояпетус), возможно, система субпараллельных рифтов, возникла вдоль протяженной зоны от Авалонской платформы до Шпицбергена. Фрагменты этой единой позднерифейской рифтовой структуры ныне разобщены и устанавливаются в виде

мощных призм кластических верхнерифейских отложений типа группы Элеонор-Бей (Восточная Гренландия), Гекла-Хук (Шпицберген), супергруппы Восточного Финмарка (Норвегия), Торридона (Великобритания), группы Флер-де-Лис и группа Гандер (Ньюфаундленд). Мощность этих клиньев увеличивается на восток вдоль западной окраины основной структуры Протояпетуса и на запад вдоль ее восточной окраины. Заложение и развитие этой рифтовой системы предопределило раскрытие Япетуса в вендекембрии.

Палеотектонический анализ раннего, среднего и позднего рифея показывает существование структур очень длительного, полциклического развития типа Енисейского кража, Протоурала, Мавританид, развивавшихся в течение всего позднего докембрия, и моно- и дициклических структур, длительность существования которых измеряется одной или двумя эпохами — Ахаггаро-Атакориды, Кибаро-Анколиды, Дамаро-Катангиды и др.

Общее усложнение глобального структурного плана позднего рифея (см. рис. 67) — возникновение бассейнов со вторичной оканской корой и вдающихся в них в виде «апофиз» энсиматических интракратонных трогов, которые в свою очередь соединялись по типу тройных сочленений с энсиматическими прогибами, свидетельствуют прежде всего об усилении интенсивности рифтогенеза. Это явилось предпосылкой для дальнейшего развития окраинно-плитных процессов в обстановке возникших активных окраин. Вместе с тем продолжали быть активными интракратонные структуры, стиль их эволюции усложнялся (инверсия энсиматических трогов и формирование краевых прогибов). Все это позволяет сделать вывод, что в позднем рифее наступила своеобразная глобальная обстановка почти равновесного сочетания внутриплитных и окраинно-плитных тектонических режимов. Выдающимися событиями позднего рифея явилось полное раскрытие Прототетиса и соответственно распад Пангеи на два суперконтинента — Гондвану и Лавразию, а также заложение Прототихоокеанского кольца (Протопацифика).

## Глава 8

# ВЕНД: КОНСОЛИДАЦИЯ ГОНДВАНЫ И ЗАЛОЖЕНИЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ЛАВРАЗИИ НА ФОНЕ ЕЕ РАСПАДА

## 8.1. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

### 8.1.1. Северо-Американский кратон

В венде продолжалось формирование миогеосинклинали Скалистых гор, начавшееся, по-видимому, в конце позднего рифея. Тиллоиды Тоби супергруппы Уиндермир сменяются вверх по раз-

резу эффузивами основного состава Айрин, чередующимися с конгломератами и песчаниками (до 2,5 км), а затем толщей темных аргиллитов, алевролитов и песчаников Хорстиф-Крик (до 2,5 км). Наиболее мощные разрезы венда фиксируются к западу от разломного шва Скалистых гор. Здесь кембрий согласно сменяет вендские отложения, участвуя вместе с поздним докембрием в образовании нижних комплексов Кордильерской и Аппалачской геосинклиналей. К венду, по-видимому, относится возникновение восточной окраины Северной Америки, связанное с раскрытием Япетуса, о чем косвенно свидетельствует возраст базальтов Бато (605 млн. лет) на севере Ньюфаундленда. С этими событиями связывается и образование Южно-Оклахомского и Западно-Техасского авлакогенов, вдающихся в тело кратона в виде пассивных ветвей тройных сочленений.

Вендская часть разреза Южно-Оклахомского авлакогена представлена мощной толщей (5 км) терригенных пород и основных лав. Большая же часть Северо-Американского кратона в венде была приподнята и представляла собой сушу, окаймленную с востока, запада и юга океанскими бассейнами.

### 8.1.2. Северо-Атлантический регион

Особенности вендской тектонической эволюции региона связаны главным событием — раскрытием протерозойского Северо-Атлантического океана — Япетус (рис. 68).

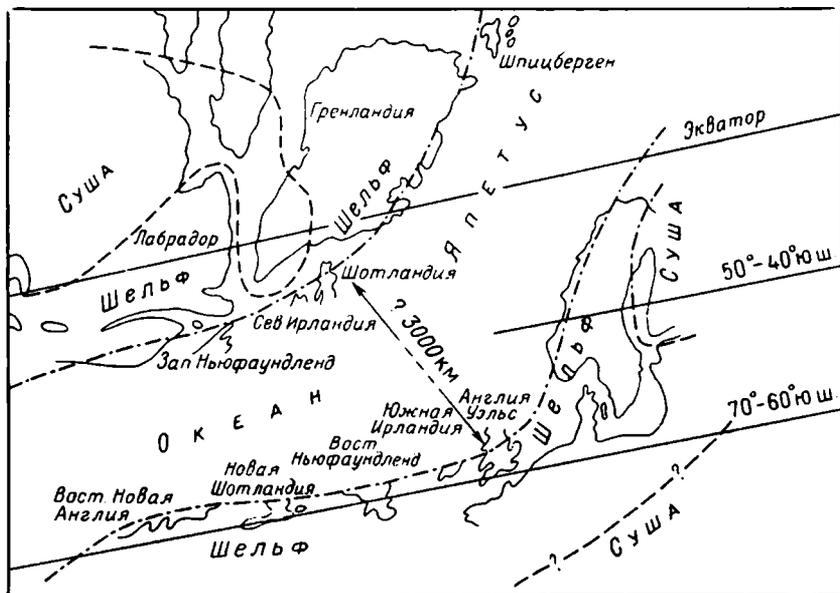


Рис. 68. Палеогеографическое расположение океана Япетус (по П. Тогилю и К. Челлу)

В центральной части Восточной Гренландии продолжалось накопление группы Элеонор-Бей (13 км), сменяющейся тиллитоносной формацией венда Меркебьерг (1 км). В западных разрезах им соответствуют основные лавы с некоторым количеством ультрамафитов.

Аналогичный комплекс Гекла-Хук (Шпицберген), также по объему соответствующий рифею-палеозою, перекрыт комплексом тиллитов Варангер.

В Юго-Восточной Норвегии в районе Мьесе-Остердален к этому времени относится формирование грабенообразного спарагмитового бассейна в рифте, отходящем от главной континентальной окраины в юго-восточном направлении. В состав спарагмитовой группы Хедмарк (3 км) входят континентальные отложения формаций Сторскарвен, Рендален Литлесбергер восточной части прогиба, переходящие фациально в морские пески (формация Атна) и турбидиты, граувакковые песчаники (формация Бреттум). Выше по разрезу следуют известняки Бири, конгломераты и песчаники формаций Осдален, Бископас, Ринг, тиллиты Муэльв, сланцы Экре и кварцито-песчаники свиты Вангсас, в верхней части уже относящиеся к кембрию [272]. К северо-востоку от этого региона в пределах аллохтонной спарагмитовой формации Швеции в фундаменте находятся долеритовые дайки. Аналогичные дайки Тронхейма в Норвегии. С ними связывается начальная фаза формирования Япетуса [290]. На крайнем севере Норвегии, в Восточном Финмарке верхнерифейские отложения перекрыты венд-кембрийской группой Вестертана с тиллитами возрастом  $668 \pm 7$  млн. лет.

В районе Британских островов развитие серии рифтов северо-восточной ориентировки, углубляющихся к юго-западу в направлении от рамы, по-видимому, сменилось возникновением континентального шельфа, где формировалась супергруппа Дальред. Нижняя группа Аппин представлена чередованием сланцев, кварцитов и известняков. Вышележащая группа Аргилл в основании сложена тиллитами с возрастом около 650 млн. лет, сменяющимися вверх кварцитами, турбидитами с силлами долеритов. Таким образом, сравнительно мелководные морские шельфовые отложения сменяются вверх по разрезу глубоководными, турбидитными [146], что указывает на формирование пассивной континентальной окраины. Фундамент южной Великобритании формировался в пределах южного борта океана Япетус. Согласно палеомагнитным данным, эта область была отделена от Лаврентии в конце докембрия и представляла собой микроплиту, присоединившуюся к северной Великобритании в результате каледонской субдукции [315]. Наиболее ранней островодужной формацией, сформированной в океане Япетус, считаются габбро, тоналиты и альбитовые граниты Уэльса. Станнера-Ханбера и Малверния с возрастом 700—640 млн. лет. Таким образом, к югу от сутуры Япетуса (линия Солвей-Шенно) нет коры древнее 700 млн. лет. В Центральной и Северной Англии сланцы Раштон с возрастом  $667 \pm 20$  млн. лет (Rb-Sr) несогласно перекрыты кварцитами кембрия. Они контак-

тируют по разлому с толентовыми базальтами урикония, которые немного древнее лонгминдия (600 млн. лет). Образование первого островодужного комплекса, вероятно, было синхронно накоплению комплекса Мона, испытавшего метаморфизм и гранитизацию в интервале 600—550 млн. лет. Таким образом фундамент каледонид южной части Великобритании сформирован в интервале 700—450 млн. лет и представляет собой аккреционный островодужный субдукционный комплекс.

### 8.1.3. Восточно-Европейский кратон

В венде началось формирование нижнего комплекса чехла в структурах типа синеклиз и пологих прогибов. Верхневендские отложения (валдайская серия) единым плащом перекрывают почти всю территорию кратона. В составе вендских отложений широко развиты тиллоиды, серо- и красноцветные терригенные и карбонатно-терригенные формации.

В Пачелмском авлакогене аналоги вильчанской и воынской серий представлены тиллитами, песчаниками, алевролитами (125 м); в Павлово-Посадском — рахмановской свитой (144 м); в Оршанском — красноцветными песчаниками, алевролитами, туфами (550 м). Плитный комплекс в Московской синеклизе выполнен валдайской серией в составе редкинской свиты (до 500 м) — аргиллиты, алевролиты, песчаники, пепловые туфы, глины; любимской (до 570 м) и решминской (до 400 м) свит — пестроцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники.

Балтийская синеклиза является стратотипической местностью для верхнего венда. Валдайская серия здесь разделяется на редкинскую (до 192 м), гдовскую (60 м) и котлинскую свиты. Литологический состав редкинской свиты близок к разрезу Московской синеклизы. Гдовская представлена глинами, гравелитами, песчаниками, алевролитами; котлинская — сероцветными алевролитами, ламинарнтовыми глинами, песчаниками. Вендские отложения вскрыты буровыми скважинами вдоль юго-западного края кряжа Ветреного Пояса в пределах Поморской низменности. Здесь они сложены грубообломочными породами, аргиллитами, песчаниками мощностью в районе р. Онеги до 220 м.

В Мезенской синеклизе развит плитный валдайский комплекс, сложенный устьпинезской свитой аргиллитов с прослоями туфов и песчаников (до 400 м), мезенской свитой и зимнебережной (Падунской) свитой пестроцветных терригенных пород (до 358 м). На Тимане в венде накапливались тиллиты, песчаники, аргиллиты чурочинской свиты (450 м) и потчурская серия (4,5 км) верхнего венда, песчаники, алевролиты, сланцы.

В Сергиевско-Абдулинском авлакогене представлен бишбулякской серией (157 м) песчаников, аргиллитов, алевролитов [2]. В Камско-Бельском авлакогене распространены красноцветные песчаники, аргиллиты, алевролиты готанской и штандийской свит, гравелиты, конгломераты, песчаники нижекаировской, аргилли-

ты, алевролиты, верхнекаировской и шкаповской свит (Е. Е. Постникова).

На юго-западе Восточно-Европейской платформы в начале вольтского времени накапливались лагунно-континентальные отложения горбашевской свиты, после чего проявилась активная вулканическая деятельность. Наземные базальтовые покровы, красные аргиллиты, туфы и туффиты берестовецкой свиты широко распространены в Волыно-Подольской плите и достигают мощности 465 м. В валдайское время возник единый эпиконтинентальный морской бассейн охвативший всю юго-западную часть платформы. Отложения нижнего гдовского горизонта (до 180 м) — кварцево-полевошпатовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с конкрециями фосфоритов. Котлинский горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями (до 200 м). В конце котлинского времени юго-западная окраина платформы испытала поднятие [131].

#### 8.1.4. Средиземноморский пояс

**8.1.4.1. Западно-Средиземноморская область.** После образования океанского бассейна в позднем рифее между Гондваной и Лавразией рассматриваемая область претерпела сложную тектоническую эволюцию в венде-раннем палеозое. Раскрытие Япетуса привело к возникновению обширного океанского пространства между Лаврентией, Африкой и Восточно-Европейской частью Евразии, в пределах которого существовали отдельные микроконтиненты и островные дуги. Значительным событием явилось проявление кадомского диастрофизма (640—600 млн. лет) охватившего северную Африку, территорию нынешней Западной Европы, Анатолию. В Северо-Западной Испании в Кадомском складчатом поясе присутствуют докембрийские офиолиты. Для всех кадомских плутонов Франции, Северной Испании характерны низкие (менее (0,705) отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). Эти данные свидетельствуют о формировании Кадомского пояса на океанской коре и о том, что континентальная кора в Западной Европе (за исключением небольших фрагментов типа пентеврия) не древнее 700 млн. лет [288]. Кадомской складчатостью были охвачены Иберия, Армориканский, Центральный Французский и Богемский массивы. Предполагается, что уже в раннем кембрии в результате нового рифтинга значительная часть новообразованной кадомской континентальной коры вместе с Авалонской плитой образовала новый микроконтинент — Арморик, расположенный между палео-Тетисом и Япетусом.

**8.1.4.2. Карпато-Балканский регион.** В венде имело место активное накопление отложений зеленосланцевого (салаирского) комплекса в различных зонах региона. В сводном стратиграфическом разрезе марисийской супергруппы Румынских Карпат выше основных вулканитов и сланцев основной вулканогенно-осадочной формации следуют сланцы и кварциты бластообломочной графитовые сланцы и известняки графитовой, эффузивы и терригенные породы риолитовой вулканоген-

но-осадочной, кварциты и филлиты кварцито-филлитовой, кварциты, сланцы метавулканиды верхней бластообломочной формации. Вендский возраст марсийской супергруппы общей мощностью 5 км подтверждается многочисленными определениями акритарх, а также U-Pb датировками кислых метавулканидов (560—600 млн. лет). Метаморфизм и гранитизация пород супергруппы имели место в конце кембрия [247]. Таким образом, рассматриваемый регион не был затронут кадомским (640—609 млн. лет) диастрофизмом и представлял собой в венде остаточный бассейн Прототетиса.

**8.1.4.3. Динаро-Анатолийская область.** На большей части Анатолии к началу венда, по-видимому, завершился байкальский тектонический этап, за которым последовало салаирское омоложение. Хотя достоверного вендского чехла в этом районе не обнаружено, имеются косвенные данные (привнос обломочного материала в ордовике с севера) предполагать существование начинающего кембрия или венда стабильного мелководного шельфа на окраине докембрийской плиты Гондваны.

**8.1.4.4. Иранская область.** Вендские отложения залегают в низах осадочного чехла Центрального Ирана и представлены в основном обломочными красноцветами с участием кислых вулканидов, эвапоритов, известняков. Разрез начинается песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями доломитов (500 м), сменяющимися вверх доломитами, глинистыми и кремнистыми сланцами (1160 м), пестроцветными известково-глинистыми сланцами (1 км). К венду относится формирование Керманского и Хормузского солеродных бассейнов [307], в которых отложились красноцветные песчаники, доломиты, кремнистые сланцы, кварциты, соли, гипсы. Образование этих пород ассоциировалось с вулканической деятельностью, о чем свидетельствует наличие в разрезе андезитов, кварцевых порфиров, туфов.

**8.1.4.5. Афгано-Белуджистано-Памирская область.** На рассматриваемой территории к венду возникла эпибайкальская платформа, временно (до начала палеозоя) вновь спаявшая северные и южные материковые глыбы. Вендские отложения несогласно перекрывают рифейский складчатый комплекс. К ним относятся конгломераты, доломиты бассейна р. Аргандаб Центрального Афганистана, зарабатской свиты Центрального Памира.

**8.1.4.6. Гималайская область.** В покрове Крол Низких Гималаев к венду относятся пестроцветные терригенно-карбонатные толщи серий Блайни и Крол. Они протягиваются почти непрерывной полосой вдоль краевых хребтов Низких Гималаев, залегая с несогласием на нижележащих отложениях, и формационно близки к одновозрастному осадочному чехлу более западных районов Прототетиса и венду Индостана. На востоке Гималаев в Бутане к венду относится серия бакса карбонатно-терригенного состава, а в Высоких Гималаях — формация Гарбианг.

В Соляном кряже Пакистана к венду относится пенджабская соляная серия мощностью около 600 м.

### 8.1.5. Доуралиды

Как уже указывалось, в стратотипе рифея на Южном Урале выделяется терминальный рифей (кудаш) в составе терригенно-карбонатных пород укской свиты (400—600 м) и терригенных пород криволукской свиты (560 м). Вендские отложения — аналоги валдайской серии Московской синеклизы, сложенные мощным комплексом песчаников, конгломератов, аргиллитов и алевролитов ашинской серии.

Кудашско-вендская ассоциация на Среднем и Северном Урале представлена терригенными и вулканогенными породами Басегской серии (2,5 км), а также песчаниками, тиллитами, основными эффузивами, карбонатными породами серебрянской серии и терригенными отложениями сылвицкой серии.

### 8.1.6. Западно-Сибирская плита

Рифей-вендские отложения участвуют в строении платформенного чехла Тунгусской синеклизы, а также развиты в Приенисейской полосе Западно-Сибирской плиты, где образуют плащеобразные комплексы доломитов мощностью 2—3 км с палеонтологически определяемым вендом. Этот комплекс вскрывается скважинами, его мощность до 1 км [106].

В составе доюрского фундамента юго-восточной части плиты многие исследователи уверенно выделяют Салаирский тектонический комплекс [47, 122]. Он развит на северном погружении Кузнецкого Алатау. Формирование этого комплекса началось, по-видимому, еще в конце позднего рифея, продолжалось в венде и завершилось в раннем-среднем кембрии. В его состав входят карбонатно-вулканогенные формации, вулканиты основного состава, водорослевые доломиты и известняки, слюдястые сланцы, метапесчаники. Характерно присутствие основных и ультраосновных образований и гранитоидов. В структуре доюрского фундамента рассматриваемые образования формируют горсты — Средне-Чулымский, Юлу-Юльский, Вездеходный, Ижморский и другие, отчетливо выраженные в магнитном и гравитационном полях.

Важно выяснить распространение салаирского (раннекаледонского) комплекса в северо-западном направлении. Эта система, западная граница которой проходит по Белоярскому разлому, а восточная условно проводится по градиентной зоне гравитационных аномалий [122], на многих схемах не протягивается далеко в глубь плиты. Вместе с тем заслуживает внимания реконструкция А. В. Пейве и А. А. Савельева [96], изображающая соединение данной системы с ранними каледонидами Полярного Урала. Она основана на формационном сходстве последних с салаиридами и на расположении вдоль единой линии простирания, учитывая резкие несоответствия структурного плана доуралид и уралид [8, 85].

### 8.1.7. Енисейский кряж и п-ов Таймыр

Согласно последним сопоставлениям с гипостратотипом рифея, к юдомию (венду) относятся на юге Енисейского кряжа островная свита (270 м), а на севере верхненемчанская подсвита [119, 129], сложенные терригенно-карбонатными отложениями.

В Игарском районе к венду, по-видимому, относятся известняки чернореченской свиты (800 м) и красноцветы излучинской (675 м), перекрытые гравийской свитой, относящейся уже к кембрию.

На п-ове Таймыр в венде происходит формирование субплатформенного чехла. В прогибе типа мульды (бассейн р. Шренк) накапливались битуминозные карбонатные породы, конгломераты совкинской свиты (550 м). В предкембрийское время породы испытали деформации с образованием крупной пологой синклинали [50]. При удалении от платформ карбонатно-терригенные толщи замещаются существенно песчано-глинистыми, молласоидными, появляются толщи флишоидного типа. В северо-западных районах Таймыра предполагается тесная связь вендских отложений с рифейскими, а на юго-востоке в основании венда отмечается несогласие.

### 8.1.8. Сибирский кратон

Начиная с венда, на месте современной Сибирской платформы существовала единая обширная платформенная область. Все рифейские авлакогены перед вендом претерпели существенную перестройку и трансформировались в синеклизы [11, 129].

Предвендская перестройка на юге выразилась сильнее. Вендские отложения залегают на различных горизонтах рифея, а также на дорифейском фундаменте. В северной части толщи венда тесно связаны с подстилающими образованиями рифея. Вместе с тем, как отмечает В. В. Хоментовский [129], в основании вендских отложений отсутствуют структурные несогласия и в авлакогенах нет ничего, что бы напоминало завершающую складчатость. Максимальная активизация предвендских тектонических движений имела место не в авлакогенах, а на краевых частях, окружавших их древних поднятий. На внутренних склонах поднятий всякие следы вендской перестройки теряются [129].

Аналогом вендского комплекса в Сибири в настоящее время большинством исследователей принято считать юдомскую серию (комплекс), широко развитую в гипостратотипе рифея [119, 129]. Нижняя ашинская свита сложена песчаниками, аргиллитами, доломитами мощностью до 400 м, верхняя устьюдомская — преимущественно доломитами мощностью до 450 м. Отложения серии содержат четвертый юдомский комплекс микрофитоцитов и устойчивую ассоциацию строматолитов [119]. Радиохронологические датировки определяют формирование юдомской серии в интервале 650—570 млн. лет [119, 129].

Ранневендский этап на севере кратона характеризовался тесной связью процессов терригенной седиментации и вспышками вулканизма, происходило излияние лав и извержение тефры основного и щелочно-ультраосновного состава. В позднем венде север Сибирской платформы был охвачен трансгрессией, распространявшейся с востока на запад от Хараулакского поднятия до западного склона Анабарского массива [133]. Преобладала карбонатная седиментация (старореченская, хорбусуанская, харанстекская свиты). Преимущественно карбонатные толщи венда в платформенной палеотектонической обстановке накапливались на территории Охотского, Омолонского массива и Приколымского поднятия (маревская, тройная, винкемская, коркодонская, кирпичниковская свиты).

### 8.1.9. Казахстанско-Тяньшанская складчатая область

В венде продолжалась деструкция консолидированного метаморфического основания, тектоническая дифференциация, начавшаяся в позднем рифее. Особенно хорошо восстанавливается поздневендская история региона. Геосинклинальные прогибы, по Ю. А. Зайцеву [49], «имели облик узких трогов, протягивающихся в виде лент на многие сотни и первые тысячи километров при ширине 60—100 км. Наиболее протяженным был трог, включающий Калмыккульский, Байконурский прогибы, а также прогибы Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны». Во многих прогибах происходит накопление спарагмитовой формации с тиллитами. В эвгеосинклинальных прогибах происходило накопление яшм-базальтовых серий\*. Видимо, с этим интервалом времени (а возможно, и с поздним рифеем) связано начало офиолитообразования в регионе. В современной структуре офиолиты выходят в узких протяженных зонах, отражая мозаично-складчатое строение области. Их состав и строение отличны от типичных офиолитовых ассоциаций прежде всего обилием в разрезе терригенных пород, отсутствием нормальной последовательности (триады) и другими особенностями. В этом смысле справедлив вывод о том, что офиолиты Казахстана следует рассматривать «как преимущественно реликты раздвиговых, рифтогенных, ограниченного спрединга структур, залегающих в общем плане (*in situ*)».

Завершая обзор позднедокембрийской тектоники Казахстанско-Тяньшанского региона, следует кратко упомянуть схему эволюции земной коры этого региона, резко отличную от вышеизложенной, авторами которой являются Г. И. Макарычев с соавторами [76]. В ее основе лежит концепция зональной разновозрастности гранитно-метаморфического слоя, возникшая в процессе преобразования исходного меланократового фундамента. Согласно его данным, в интервале 2 млрд. лет сформировалась Макбало-Бурханская; 1230—700 млн. лет — Актюзско-Прииссыкульская; 970—700 млн.

---

\* Ю. А. Зайцев отрицает присутствие венда в эвгеосинклинальном комплексе Казахстанско-Тяньшанской геосинклинали.



Рис. 69. Казахстанско-Сибирский океанский бассейн в венде-раннем кембрии (по А. А. Моссаковскому и А. Б. Дергунову).

1 — терригенные отложения; 2 — карбонатные отложения; 3 — андезиты и андезитобазальты; 4 — океанические толеито-базальты; 5 — довендский сиалический фундамент; 6 — пелагические осадки

лет — Таласская зоны Тянь-Шаня. В позднем рифее-кембрии было сформировано Кенкольско-Восточно-Терская и Сонкульско-Аштурухская зоны. Становление континентальной коры Улытау происходило в этом стиле практически в течение всего рифея.

### 8.1.10. Восточная часть Центрального Казахстана, Западный Саян, Западная Монголия

Рассматриваемая область\* характеризуется непрерывным разрезом венд-раннепалеозойских спилито-диабазовых глубоководных кремнистых толщ в ассоциации с фрагментами пород офиолитовой ассоциации. Это определяет палеотектоническую обстановку венда-раннего кембрия, а именно: существование Казахстанско-Сибирского бассейна в виде глубоководной впадины-залива (1600—2000 км в поперечнике) по отношению к Центрально-Азиатскому палеоокеану [88] (рис. 69). Как показала работы последних лет (Т. Н. Херасковой, Н. Н. Хераскова, Р. М. Антонюка, А. Б. Дергунова и др.), спилито-диабазовые и кремнистые формации залегают на меланократовом фундаменте, который представлен обычно серпентинитовым меланжем. Вендский и раннекембрийский возраст этих формаций установлен в Озерной зоне Западной Монголии, в Монгольском и Горном Алтае, в Западном Саяне, в других местах рассматриваемого региона он предполагается.

Западная и северо-западные границы этого океанского бассейна с Западно-Казахстанской континентальной окраиной имеет форму дуги и характеризуется развитием вдоль нее терригенных комплексов, включая турбидиты, позволяющих реконструировать пассивную континентальную окраину атлантического типа. Восточная граница имеет неправильную форму и характеризовалась субдукционным типом сочленения океанской и континентальной коры, т. е. представляла собой активную окраину. На всем ее протяжении от восточного склона Салаира, вдоль северного и южного краев Западного Саяна, параллельно окраине Дзобханской зоны развиты контрастные спилит-кератофировые и андезитовые серии.

\* В основном дается по А. А. Моссаковскому и А. Б. Дергунову [88].

Метабазальты этих серий по петрохимическим признакам соответствуют вулканитам современных островных дуг. Таким образом, в венде — раннем кембрии устанавливается господство условий растяжения и существование обширной океанской впадины, у западного края которой формировались отложения континентального склона и подножия, а на восточном крае возникла система островных дуг, активная континентальная окраина.

### **8.1.11. Восточная Тува, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Дзабханская зона Центральной Монголии**

В венде-кембрии рассматриваемый регион подвергся мощному рифтогенезу с образованием системы разноориентированных узких интракратонных геосинклинальных прогибов, разделенных выступами древней, доведской коры. Такими устойчивыми массивами явились Хакасский, Бийско-Катунский, Ондум-Буреньский, Хамсаринский и др. Разделяющие их прогибы были как энсиматическими с признаками офиолитовой ассоциации, с мощными спилито-кератофировыми сериями, кремнистыми и терригенно-карбонатными толщами, так и энсиалическими, главным образом карбонатной хубсугульской серии Северной Монголии флишондного и карбонатного выполнения типа сархойской, боксонской свит Восточного Саяна. К первому типу относятся Калмыкский, Тельбесский, Лерасский, Черноуский, Кизир-Казырский, Боруцкий, Хамсаринский, Джидинский прогибы и др.; ко второму — Миричунский, Боксон-Сархойский прогибы и др. Н. А. Берзин [11] считает, что в периферической части области, примыкающей к Сибирской платформе, преобладают зоны, развивающиеся на сиалической коре, тогда как во внутренних частях Алтае-Саянской области деструкция увеличивалась и создавались прогибы с корой океанского типа. В целом это совпадает с интерпретацией истории региона А. А. Моссаковским и А. Б. Дергуновым [88], которые отнесли его к восточной венд-раннепалеозойской окраине Казахстанско-Сибирского океанского бассейна.

Растяжение, обусловившее их возникновение, было ограниченным и не привело к формированию обширных океанских бассейнов. В фанерозое на месте данных прогибов возникли складчатые интракратонные системы салаирид и каледонид.

Вместе с тем указанные авторы сделали правильный вывод о том, что континентальные окраины Казахстанско-Сибирского океанского бассейна (Западно-Казахстанская и Алтае-Саянская) в равной степени испытали сильное растяжение в венде-раннем кембрии, обусловившее многочисленные раздвиги и тектонические зияния, в результате чего была создана мозаично-блоковая структура.

На массивах в венде накапливались карбонатные и кремнисто-карбонатные толщи, наращивающие квазиплатформенные рифейские образования.

## 8.1.12. Байкало-Витимская складчатая область

Отложения венда тесно связаны с нижнекембрийскими. С другой стороны, этот комплекс формировался в пределах тех же линейных структур, которые существовали в позднем рифее. При этом в одних прогибах не устанавливается какого-либо несогласия — ни стратиграфического, ни углового, в других — такие несогласия улавливаются. Данные прогибы развивались синхронно салаиридам Алтае-Саянской области, но значительно уступают им в «эвгеосинклинальности». Так, В. Г. Беличенко [8] было показано развитие вендской спилито-диабазовой формации в Джидинском, андезито-дацитов в Удино-Витимском. Синхронно в северо-восточных частях Байкало-Витимской зоны в венде развивались молассоидные, песчано-сланцевые и терригенно-вулканогенные формации. Таким образом, намечается более общая пространственная закономерность. Байкало-Витимская область, наиболее отдаленная от океанской Кузнецко-Озерной зоны, характеризуется существенно энсиалическим типом троговых структур, тогда как для расположенной западнее Алтае-Саянской области типичны вендско-кембрийские прогибы с офиолитами.

Рассмотрим строение вендских толщ в некоторых конкретных зонах.

В Прибайкальском прогибе отложения верхнерифейской кочергатской свиты согласно сменяются конгломератами, полимиктовыми песчаниками и алевролитами ушаковской свиты \* (325—1300 м). Для алевролитов этой свиты Г. А. Воронцовой получены изотопное значение возраста — 644 млн. лет. Вышележащая мотская свита (до 750 м) сложена красноцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, известняками, доломитами, в которых встречены микрофитолиты *Osagia* и другие, строматолиты *Jumisania*, *Voхopia* и др. Определения абсолютного возраста из сланцев и доломитов 606 и 609 млн. лет.

Юдомскому уровню в Байкало-Патомском нагорье соответствуют водорослесодержащие терригенно-карбонатные тербинские и карбонатные тинновско-нижнетохтуйские отложения, с возрастом глауконитов (K-Ag) 480—620 млн. лет [119]. В Олокитском прогибе и Ангаро-Мамаканской впадине разрез венда представлен конгломератами и песчаниками холоднинской свиты (5 км), перекрывающимися терригенно-карбонатными породами туколамийской свиты (4,8 км), на которой залегает карбонатная коктинская свита.

В Боксон-Хубсугульской зоне сархойская серия венда залегает с угловым несогласием на нижележащих отложениях окинской серии и сложена пестроцветными конгломератами, песчаниками, эффузивами базальт-риолитовой (бимодальной) серии общей мощностью 4000 м. Вышележащая боксонская серия (венд-средний кембрий) сложена известняками и доломитами (4,5 км).

---

\* Часто можно встретить указания о несогласном залегании ушаковской свиты на кочергатской. Такие взаимоотношения нигде не подтверждаются в поле.

Багдаринский прогиб Витимского плоскогорья выполнен континентальными терригенными отложениями общей мощностью 3,2—3,5 км. Аналогичным молассово-карбонатным комплексом вендекембрия сложены и другие прогибы Забайкалья-Бирамьино-Намаканский, Адынский, Татауровский, Янгудский и др. Таким образом, в венде усилились дифференциальные движения и была заложена новая генерация прогибов по плану, в основном унаследованному от рифея и замкнувшихся в каледонском этапе. Эти прогибы испытали сложную эволюцию. Породы были деформированы в линейные и брахиморфные складки, прорваны интрузиями габброидов, гранитов. Последние наиболее распространены, слагая витимский, конкудеро-мамаканский комплекс. По мнению ряда исследователей [20], к раннему палеозою относится становление Баргузинского батолита, хотя другие исследователи [20, 83] оценивают время его внедрения концом среднего рифея, основываясь, в частности, на Rb-Sr датировке  $1014 \pm 80$  млн. лет.

Таким образом, вырисовывается непростая геологическая история Байкало-Патомского региона в венде — раннем палеозое. Несмотря на обычные для региона противоречия, в стратиграфических интерпретациях отдельных толщ можно сделать вполне определенный вывод о проявлении в это время значительной тектонической активности.

Этот этап эволюции области в литературе трактуется различно. А. Н. Булгатов [20] считает его дейтероорогенным, т. е. повторноорогенным; Е. П. Алтухов и др. — панплатформенным; К. А. Клитин и др. — орогенным. В. Г. Беличенко рассматривает этот этап геосинклинальным, выделяя в венде-кембрии «известняковую» геосинклиналь с проявлением гигантского гранитоидного магматизма.

Тектонические события венде-кембрия были в общем идентичны по своей природе и синхронны событиям в соседней Алтае-Саянской области. Это была новая вспышка рифтогенеза, которая максимально проявилась в Озерно-Кузнецкой зоне салаирид, постепенно теряя свою интенсивность по обе стороны от нее в направлении Казахстана и Байкальской области.

### 8.1.13. Китайско-Корейский кратон, Индокитай

На значительной территории Китая в пределах Китайско-Корейского, Таримского и Янцзы кратонов шло накопление платформенных чехлов в виде отложений верхов Синийской системы. Предполагается, что начиная с синийского периода Таримский кратон был непосредственно связан через Алашаньский массив с Китайско-Корейским [130].

Вместе с тем уже, по-видимому, со второй половины рифея начался новый этап офиолитообразования в Юго-Восточной Азии, продолжавшийся в венде и кембрии. Он отражает деструкцию только что образовавшейся континентальной рифейской коры Китайско-Вьетнамского кратона. Рифтогенез привел к возникновению бассейнов с океанской корой, реликтами которой являются офио-

литы Шонгма, Тамки-Тханьми и Шонггъяй Банка. Возникла система рифтогенных прогибов, давших начало заложению геосинклиналей Катазнатской геосинклинальной области [70]. К этому же времени, по-видимому, относится и заложение геосинклинальной системы Северного Памира-Куньлуня-Циньлиня. Таким образом, венд-кембрийский интервал явился важной эпохой растяжения и офиолитообразования на значительном пространстве Юго-Восточной Азии.

#### 8.1.14. Южно-Американский кратон

Венд — эпоха кульминации и завершения Бразильского цикла тектогенеза, завершившегося активным диастрофизмом в интервале 680—450 млн. лет.

**8.1.14.1. Кратоны Амазонский и Сан-Франсиску.** На Амазонском кратоне эти события выразились внедрением даек и силлов основных пород на его восточной и северо-восточной окраинах, с возрастом 600 млн. лет, образованием локальных грабенов (Такуту).

На кратоне Сан-Франсиску шло накопление верхних карбонатно-терригенных формаций группы Бамбуи, сменившихся моласкоидными (формация Тред-Мариас). Верхний возрастной предел группы Бамбуи равен  $600 \pm 50$  млн. лет по Rb-Sr и Pb определения валовых проб из этой группы.

**8.1.14.2. Бразилиды.** Главные подвижные зоны, возникшие в позднем рифее, продолжали свое тектоническое развитие в венде.

Приблизительно в середине венда в интракратонных «бразильских» трогах имеет место интенсивная складчатость, метаморфизм, внедрение гранитов. Породы были смяты в линейные складки с генеральным простиранием параллельно краям, ограничивающим пояса кратонов. Вместе с общей вергентностью складчатости в сторону соседних платформ отмечается и латеральное движение масс в этом направлении. Так, вдоль края кратона Гуапоре со стороны складчатого пояса Парагвай-Арагуайя происходило надвижение вдоль серии надвигов длиной каждого более 100 км. Крупные надвиги и покровы, но уже в восточном направлении в сторону кратона Сан-Франсиску отмечены в Бразильском складчатом поясе. Породы подверглись метаморфизму и зеленосланцевой фации, а также внедрению синтетектонических штоков. Геохронологические датировки по ним позволяют отнести главную фазу метаморфизма и гранитизации к уровню 650 или 620 млн. лет [143]. Существенную роль играют сдвиговые перемещения по субширотным разломам, пересекающим нынешнее побережье Атлантики.

Заключительные движения бразильского цикла, за которым или во время которых шло образование типичных красноцветных моласс типа группы Джанбарас, происходило в конце венда и в начале кембрия. Многочисленные радиометрические датировки, полученные различными методами в складчатых поясах Бразилии, находятся в интервале 650—600 млн. лет и относятся к посттекто-

ническим гранитам. При этом отмечается широко распространенный магматический эпизод около 540 млн. лет.

Аналогичные события с образованием складчатых поясов произошли в Каририанской подвижной области, системах пояса Рибейра, но помимо складчатости и метаморфизма рифейских отложений в геосинклинальных трогах здесь имела место интенсивная ТТП фундамента в горстообразных выступах («срединных массивах»), разделяющих эти трого. Движения по разломам, заложённых ещё в начале рифея, возобновились и часто имели сдвиговый характер. Значительные сдвиговые перемещения правостороннего характера отмечались вдоль разломов Пернамбуко и Параиба в Каририанском поясе. В поясе Рибейра вдоль сдвиговой зоны Сан-Паулу произошло горизонтальное правостороннее смещение на 300 км.

Довольно широкое распространение в венде получили молассы, накопление которых происходило в структурах типа передовых прогибов и межгорных впадин. Так, вдоль южного края Амазонского кратона у подножия складчатого пояса Парагвай-Арагуайя в прогибе Альто-Парагвай длиной около 900 км формировалась мощная красноцветная терригенная серия Альто-Парагвай мощностью до 5 км. У восточного края Бразильского пояса также происходит накопление терригенных красноцветных толщ (группа Пирапора). В пределах пояса Рибейра в межгорных впадинах формируются молассы формаций Бом-Жардин, Камаринха, Марика, Итаджи, а в Сержипском и Каририанском поясах — аналогичных групп Истансия, Джука, Коррериш. Отличительным свойством этих моласс является широкое развитие в них кислого субсеквентного вулканизма.

По-видимому, с орогеническими событиями связано оформление краевой геоструктуры Токантинс-Арагуайя на стыке Амазонского (Гуапоре) кратона и пояса Парагвай-Арагуайя, отмеченной телами (протрузии?) ультраосновного и основного состава, протягивающейся до Илья-де-Марайо на севере на расстоянии 1200 км [20]. Они сосредоточены в породах группы Токантинс, но встречаются восточнее в группе Араша и фундаменте (комплекс Шинго).

**8.1.14.3. Андийский пояс.** Имеются данные, позволяющие предполагать, что режим пассивной окраины, существовавший в Протоандской системе, сменился в венде обстановкой, близкой к современной активной окраине андского типа. Об этом свидетельствуют радиометрические определения, полученные по гранитам из докембрийских образований Анд. Так, по Rb-Sr изохроне гранитоиды Сьерры-Пампы в Аргентине датированы 600—500 млн. лет, а граниты Сьерры-Аустралес —  $575 \pm 10$  млн. лет. Метаморфические породы Восточной Кордильеры Перу имеют возраст 600 млн. лет [143], а в Венесуэле —  $660 \pm 30$  млн. лет. Имеются сведения о накоплении позднекембрийских моласс в Протоандском поясе, в частности в провинциях Катамарка и Кордоба (группа Амбато). Эти молассы завершают геосинклинальную эволюцию рассматри-

ваемого сегмента Анд в позднем докембрии-кембрии. Внедрение гранитоидов, накопление моласс сопровождалось также местами кислым вулканизмом. Так, в Сьерре-Аустралес (Аргентина) присутствуют риолиты с возрастом  $671 \pm 35$  млн. лет. Вместе с тем в некоторых местах отмечается залегание известняков нижнего кембрия, не затронутых метаморфизмом на образованиях докембрия. В других местах описано несогласное залегание пород верхнего кембрия на поздние и раннедокембрийских гранитоидах.

В результате орогенических «панамериканских» процессов конца докембрия в пределах континентальной окраины западной части Южной Америки возник Протоандский складчатый пояс, сложенный метаморфизованными в зеленосланцевой местами в амфиболитовой фации породами, прорванными гранитоидами.

### 8.1.15. Африканский кратон

Венд— эпоха тектонической активности, охватившей все подвижные зоны Африки. Лишь на кратонах, обособившихся в позднем рифее, продолжалось накопление платформенного чехла в спокойной тектонической обстановке.

**8.1.15.1. Кратоны Западно-Африканский, Конго, Калахари.** В синеклизах Тауденни и Вольта венду соответствуют надтиллитовые комплексы. В разрезе Мавританского пояса верхнерифейская группа Ассабет-эль-Хасан перекрывается карбонатно-терригенной группой Бхат-Эргил с тиллитами в основании и песчаниками Фалез-Атар в верхней части. По глинистым отложениям, непосредственно перекрывающим тиллиты, имеются датировки —  $615 \pm 51$  и  $595 \pm 43$  млн. лет [183, 194].

Удивительное постоянство верхней части разреза докембрия отмечается повсеместно в надтиллитовых комплексах Западной Африки. Отчетливо выделяются две литостратиграфические толщи — нижняя обычно начинающаяся тиллитами, которые перекрываются горизонтом известняков и доломитов, переходящих в толщу зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов флишоидного облика, и верхняя молассоидная, сложенная пестроцветными песчаниками, аргиллитами, конгломератами. В Мавритании и на северо-западе Мали этим толщам соответствуют серии Уа-Уа и Агуаньет, Киффа и Тагант-Ассаба; в Сенегале — серии Фалем и Бунду; в Гвинее — серия Мали; в Буркина-Фасо — Кайес-Нара; в Гане — свиты Оти и Обосум серии Тамале. В карбонатной брекчии, замещающей тиллиты в свите Оти, автором были обнаружены обломки верхнерифейско-вендских строматолитов, а в надтиллитовой части — комплексы вендских микрофоссилий. Глауконит из отложений, непосредственно перекрывающих тиллиты во впадине Вольта, был датирован в 620 млн. лет [18]. Таким образом, тиллиты и надтиллитовые толщи Западной Африки можно отнести к венду. Стратиграфическое положение молассоидной верхней толщи не вполне ясно. Возможно, ее верхи переходят в кембрий.

Часть разреза синеклизы Конго также относится к венду. На это указывает возраст средней части разреза группы Линди (690 млн. лет), а также переход отложений синеклизы в складчатые породы Западных Конголид и Катангид, относящихся в своей верхней части к венду.

Платформенный чехол начал формироваться в венде юга Намибии и непосредственно к югу от р. Оранжевой. Здесь он представлен группой Нама, состоящей из трёх подгрупп: Куибис (400 м) — аркозово-карбонатной; Шварцранд (до 1700 м) — сланцево-известняковой; Фиш-Ривер — красноцветной, терригенной. В нижней половине разреза (Кубис-Шварцранд) содержится вендская эдиакарская фауна, в верхней — фауна нижнего кембрия [112]. Палеомагнитные данные указывают на вендский (650 млн. лет) возраст для нижней части группы Нама и раннекембрийский для подгруппы Фиш-Ривер [250].

**8.1.15.2. Ахаггаро-Атакорская складчатая система.** Эпоха конца позднего рифея начала венда отмечена проявлением известково-щелочного магматизма в геосинклинальных системах, окружавших Западно-Африканский кратон. В Западном Ахаггаре было сформировано около 6 км андезитовых лав, туфов, агломератов серии Верт, в Мавритано-Сенегальском поясе — андезитобазальтовых серий Рабра, Кеш-Кеш, Рокелл. Андезитовый вулканизм сопровождался внедрением комагматичных интрузий гранитондов с возрастом около 650 млн. лет. Эта дата фиксирует раннюю стадию панафриканского диастрофизма Ахаггара [160] — метаморфизма, складкообразования и надвигания толщ на край Западно-Африканского кратона. Поздняя стадия диастрофизма (600—550 млн. лет) выразилась в значительном сжатии пояса за счет образования складок меридионального простирания и гигантской системы правосторонних сдвигов.

В остаточных грабенообразных впадинах Западного Ахаггара шло накопление отложений серии Пурпуре, залегающей с несогласием на образованиях серии Верт. Низы ее сходны с разрезом прилегающих частей синеклизы Таудени и включают тиллиты и глинисто-известняковую толщу. Эта часть разреза прорывается посттектоническими гранитами с возрастом 580 млн. лет. Вышележащие яшмы и кислые вулканы, датированные в 530 млн. лет, сменяются мощными красноцветными молассами.

В Атакорской системе надтиллитовая серия Буэм имеет похожий разрез, но разрез этот венчается вулканитами существенно основного состава с возрастом  $620 \pm 50$  млн. лет [18].

В Центрально-Ахаггарском сланцевом трогe Тиририн тектонические события несколько запаздывали по сравнению с Западным Ахаггаром. Здесь возраст синорогенных гранитов близок к 585 млн. лет.

В прогибе Анка Нигерии [231] выше гранитов с возрастом  $600 \pm 70$  млн. лет залегают полимиктовые конгломераты и песчаники, рассматриваемые как панафриканские молассы

Диахронность позднедокембрийского диастрофизма становится еще более очевидной при сравнении с материалом по геосинклинальным системам Центральной Африки. Как указывалось, главная фаза диастрофизма здесь имела место еще в конце позднего рифея, а в раннем венде уже шло накопление моласс, тогда как в Западной Африке континентальные молассы имеют в основном кембрийский возраст.

**8.1.15.3. Западные Конголиды, Катангиды, Дамариды.** В Западных Конголидах красноцветные песчаники, конгломераты, сланцы серии Инкиси (1 км) выполняют передовой прогиб у фронта складчатого сооружения. Серия Инкиси характеризуется возрастом  $613 \pm 20$  млн. лет, а последние движения в Западных Конголидах —  $604 \pm 53$  млн. лет.

Дискретный характер проявления диастрофизма устанавливается и для Катангид. Луфилийская фаза датируется в 863 млн. лет. Она имела место после накопления Нижней Кунделунгу. За ней последовала фаза Колвези —  $662 \pm 20$  млн. лет, после которой последовало образование красноцветных моласс серии Плато. Возрастной интервал последней, таким образом, соответствует раннему венду — 662—613 млн. лет. По-видимому, несколько позднее главные тектонические движения проявились в Дамарской системе. Возраст диастрофизма, предшествовавшего накоплению моласс группы Мулден, — 650 (665) млн. лет [250]. Осадконакопление красноцветной группы Мулден имело место в интервале 610—560 млн. лет [229].

Возраст диастрофизма системы Гарип —  $598 \pm 25$  млн. лет [248], а внедрение посттектонических гранитов Кубус произошло приблизительно 550 млн. лет назад.

**8.1.15.4. Аравийско-Нубийская область.** Африканская континентальная окраина Прото-Тетиса в венде была повсеместно активной. В Аравийско-Нубийской области завершается развитие крайних восточных частей аккреционного комплекса и формируется современный структурный план (рис. 70).

В юго-западной части Аравийского полуострова к венду относится группа Мурдама и ее эквивалент Фатима, представленные андезитами, риолитами, граувакками, конгломератами, залегающими несогласно на верхнерифейской группе Халабан и прорывающиеся кварцевыми монцонитами с возрастом 570—550 млн. лет. В Египте этому уровню соответствует группа Хаммамат, залегающая на вулканитах Докхана и рвущаяся посттектоническими гранитами, с возрастом 620—590 млн. лет; в Судане — группа Ават; в Народной Демократической Республике Йемен группа Габар. В этих толщах значительную роль играют терригенные, в том числе и красноцветные молассоидные образования. Они отражают мелководноморские и континентальные условия осадконакопления на аккреционной коре неократона, сформировавшегося в этой части пояса еще в позднем рифее.

**8.1.15.5. Система Антиатласа.** В зоне Антиатласа рифтогенная и океанская стадии развития бассейна и обдукция сменились суб-

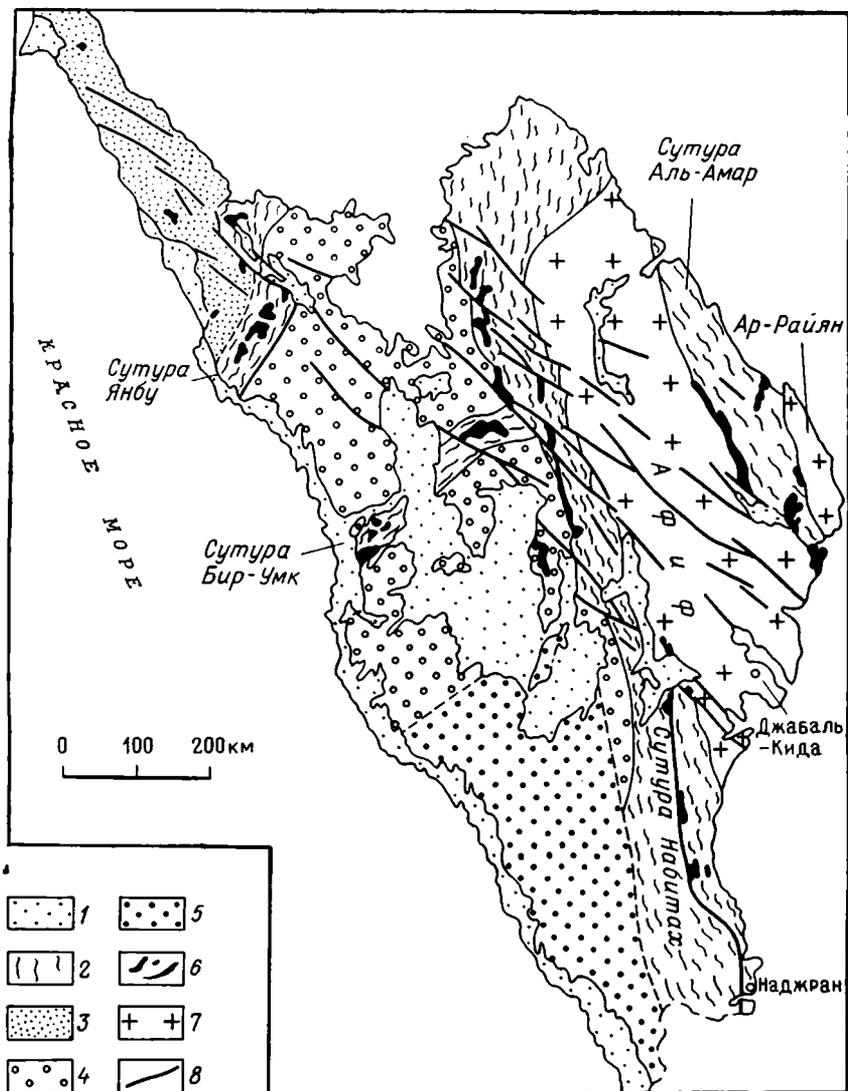


Рис. 70. Тектоническая схема Аравийского щита (по Д. Стосеру и В. Кампу).  
 1 — фанерозойский чехол; 2 — орогенный пояс; 3—5 — островодужные комплексы (3 — 700—600 млн. лет, 4 — 800—700 млн. лет, 5 — более 900—800 млн. лет); 6 — офиолиты; 7 — континентальные блоки; 8 — разломы системы Наджд

дукцией океанской коры под северный край Западно-Африканского кратона [254].

Оставшаяся после обдукции часть океанской коры была пододвинута (субдуцирована) под край кратона, что вызвало формирование грауваккового флиша, кислых и основных вулканитов серии Тиддилин поверх надвинутого офиолитового комплекса, а также

известково-щелочного вулканического комплекса Уарзаат ( $578 \pm 15$  млн. лет). Заключительные, коллизонные движения фиксируются субвулканическими гранитоидами с возрастом  $563 \pm 20$  млн. лет.

**8.1.15.6. Зоны ТТП фундамента.** К эпохе венда относится максимальное проявление ТТП фундамента на огромных пространствах Африки. Крупнейшие ее области — Мозамбикский пояс Восточной Африки и Ливийско-Нигерийский пояс Сахары и Нигерии. Панафриканской переработкой были также охвачены древние докембрийские образования приатлантической части Центральной Африки и др. Тектоно-термальная переработка развивалась синхронно с событиями в соседних интракратонных геосинклиналях и на ранних стадиях проявлялась в основном в условиях растяжения (рассредоточенный рифтинг) раннедокембрийской коры, обусловившего ее проницаемость, сменившегося на заключительных стадиях общим сжатием. В это время интенсивно проявляются сдвиговые движения, образование зон милонитов, внедрение пегматитов и гранитов, метасоматоз и изотопное «омоложение». Тектонические деформации и главный магматизм в зонах переработки закончились в венде, однако термальные процессы продолжались и в раннем палеозое (до 450 млн. лет), что фиксируется «омоложенными» датировками метаморфических пород.

#### **8.1.16. Индостанский кратон**

Вендские отложения имеют незначительное развитие в Индостане. К ним относится группа Бандер (1 км), венчающая разрез Виндийской впадины. Она сложена красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков, гипсов и конгломератов. К венду В. М. Моралев [87] относит песчаники свиты Джодпур-Синд Пенджабского прогиба, подстилаемые верхнерифейскими риолитами Малани. В венде продолжали быть активными Раджастанская и Восточно-Гатская зоны ТТП фундамента, о чем свидетельствуют радиометрические датировки пегматитов 700—580 млн. лет. Интенсивные движения по разломам происходили в Сингбуме.

#### **8.1.17. Австралийский кратон**

В венде продолжается формирование платформенного чехла во впадинах Северо-Западной и Центральной Австралии. В их составе присутствует много карбонатных пород.

Во впадине Кимберли (прогиб Лаббок) группа Кунинди перекрывается с несогласием группой Луиза-Даунс (около 4 км). В ее основании залегают тиллиты Эган, выше которых следуют сланцы, песчаники и доломиты формаций Юраби, Мак-Аэм, Тин, Лаббок. Возраст тиллита Эган 680—660 млн. лет [132]. Для сланцев Мак-Аэм имеется Rb-Sr датировка 665 млн. лет. Разрез перекрыт кембрийскими базальтами Антрим.

На западной окраине плато Стёрт с группой Луиза-Даунс сопоставляется группа Альберт-Эдвардс, в разрезе которой тиллиты отсутствуют. Rb-Sr датировки глинистых минералов из этой группы 666 и 653 млн. лет.

В Центральной Австралии с тиллитами Эган впадины Кимберли сопоставляется тиллит формации Олимпик во впадине Амадиес. Таким образом, в венде была сформирована верхняя часть докембрийского разреза впадины, включая формации Олимпии-Пертатака и песчаники Арамбера I. Верхние формации Арамбера содержат археоциты и относятся к кембрию. Маркирующие горизонты формации Олимпик прослеживаются во впадинах Нгалия и Джорджина, отмечая низы вендских разрезов этих структур.

### 8.1.18. Аделаидская система и о. Тасмания

С тиллитами Эган Западной Австралии сопоставляются тиллиты Ерилина, залегающие в основании подгруппы Виллокра группы Амбератана Аделаидия. Вышележащая группа Уилпена (10,7 км) сложена аргиллитами, алевролитами, доломитами, сланцами, известняками. Венчается разрез кварцитами Паунд, в которых М. Глесснером была найдена и описана знаменитая эдиакарская фауна бесскелетных организмов. Кварциты Паунд перекрываются с размывом отложениями кембрия. Так, в венде была сформирована верхняя часть разреза аделаидия — от тиллитов Ерилина до кварцитов Паунд включительно.

В Тасмании к венду относятся толщи основания разрезов палеозойских трогов Дандас, Диан-Рейндж, Смиттон, Адамсфилд, изученные Б. Вильямсом [327]. Здесь они ассоциируют с расчлененными офиолитами, которые, возможно, имеют позднерифейский возраст. Принято считать, что в трого Дандас алевролиты и песчаники группы Саксес-Крик (970 м) залегают на формации Уна, района Роки-Кейп, однако реально между ними отмечается тектонический контакт. Вышележащая формация Кримсон-Крик (2,5 км) представлена турбидитами, к которым приурочены протрузии ультрабазитов и габбро.

Таким образом, палеотектонический анализ обнаруживает две отличительные особенности.

1. В Австралии почти не отразилась «панафриканская» переработка (венд-ранний палеозой). Вероятно, это находится в какой-то связи с отсутствием в данное время смежных активных континентальных окраин. Так, наличие переработки древнего фундамента Восточной Австралии отмечается в девоне, когда в соседнем Тасманском поясе тектонический режим пассивной континентальной окраины сменился активными процессами взаимодействия плит в обстановке островных дуг.

2. В Австралии в конце докембрия слабо проявилась складчатость. На всех материках Гондваны это время отмечено возникновением интракратонных складчатых сооружений Бразилид, Катангид, Западных Конголид, Дамарид и т. п. В Австралии же подоб-

ных событий не отмечено, за исключением локального проявления «орогении Питерман-Рейндж», в авлакогене Амадиес, которая, впрочем, не явилась завершающей в формировании западной части о. Тасмания, испытавшей затем пингвинскую орогению. Толщи прогиба Аделаида подверглись деламерской складчатости совместно с кембрийскими отложениями соседнего трога Канманту, а толщи авлакогенов Амадиес, Нгалия, Оффисер были деформированы в раннем карбоне.

### 8.1.19. Восточно-Антарктический кратон

Структурный план, заложенный в позднем докембрии, в основном продолжал существовать и в рассматриваемое время. Восточная окраина кратона от Земли Эндерби до Земли Виктории была охвачена ТТП, которая фиксируется в массовых Rb-Sr и K-Ar датировках магматических и метаморфических образований, отражающих вендско-раннепалеозойское омоложение в соответствующих зонах диафоритов. Развивались авлакогены, возникшие в позднем рифее. Так, в авлакогене Земли Мак-Робертсона продолжалось накопление пород серии Содружества, о чем свидетельствуют находки вендских акритарх и бесскелетных двустворчатых раковин.

По-видимому, к венду относится формирование верхней половины толщи в депрессии Пенка западной части Земли Королевы Мод, на это указывают результаты определения аргоновым методом времени ослюденения аргиллитов (590—515 млн. лет). В конце венда — начале палеозоя образования авлакогенов претерпели метаморфизм и тектонические деформации.

### 8.1.20. Западно-Антарктическая континентальная окраина

В конце позднего докембрия ( $650 \pm 50$  млн. лет) в области Трансантарктических гор проявились мощные тектонические движения, соответствующие главной фазе складчатости между геосинклинальной и орогенной стадиями развития и формированию структурного несогласия в подошве раннепалеозойского молассового комплекса [33, 33а, 201]. Эту фазу движений в английской литературе, называемую «орогенией Бедмор», целесообразно именовать раннеросской тектонической эпохой, подчеркивая этим незавершенность росского геотектонического цикла к моменту ее проявления. Важнейшими эндогенными событиями раннеросских движений в Трансантарктических горах были интенсивная синкinemатическая мобилизация доросского фундамента (в виде реоморфических диорито-гранодиоритовых батолитоподобных интрузий в супракрустальные формации), а также дальнейшее разрастание инфраструктуры за счет контактового метаморфизма этих формаций в условиях амфиболитовой фации; при этом метаморфизм в удалении от интрузий не превышал фации зеленых сланцев. Одновременно со становлением батолитов шло формирование кислых

и средних вулканитов, залегающих на породах сланцево-граувакковой формации и перекрываемых обычно отложениями кембрия. В разрезах в горах Уайятт и Гардинер в верховьях ледника Роберта Скотта развита формация Уайятт, представленная кислыми метавулканитами. Определение абсолютного возраста для этих пород Rb-Sr методом  $633 \pm 13$ , а для прорывающих их гранитов —  $627 \pm 22$  млн. лет [108]. Сходные по вещественному составу и положению метавулканиты (формация Феруэтер) вскрываются в горах Дункан и в районе ледников Акселя Хейбарга и Лиз. С бедморской орогенцией связана переработка древнего фундамента Трансантарктических гор.

В горах к венду, видимо, относится нижняя часть группы Херитидж. Ее разрез (2,3 км) содержит значительное количество грубообломочных терригенных пород, носит молассоидный характер и рядом авторов относится к орогенному вендскому комплексу [108]. Таким образом, палеотектоническая обстановка в области Трансантарктических гор в эпоху венда резко изменилась от условий пассивной континентальной окраины.

## 8.2. ТИПЫ СТРУКТУР И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

### 8.2.1. Платформенные впадины (синеклизы)

Формирование обширных плит, плащей осадков на огромных площадях, начавшееся в Гондване в позднем рифее, в венде распространилось на Восточно-Европейский и Сибирский кратоны. Началось образование структур типа пологих прогибов, впадин и синеклиз, характерных для плитной стадии развития (рис. 71).

На Восточно-Европейском кратоне ранний венд выделяется как переходный этап между этими структурными стилями — авлакогенными и окраины, существовавшей в позднем рифее до режима активной окраины, сопровождавшегося складчатостью, метаморфизмом, становлением гранитных батолитов, формированием вулканогенно-терригенных молассоидных толщ. Полное закрытие русского пояса произошло в позднеросскую эпоху ( $E_3 - O$ ) [201]. Обстановка этой эпохи весьма напоминает условия активной окраины Андского типа. Ее возникновение, видимо, было связано с частичным закрытием вышеупомянутого малого океанского бассейна к западу от Восточно-Антарктического кратона и формированием зоны Беньофа, направленной на восток под Восточно-Антарктический кратон [18].

В рифейских складчатых зонах северо-восточной оконечности Земли Виктории и западной оконечности Земли Мэри Бэрд предкембрийская фаза движений и соответствующий магматизм не фиксируются, что указывает на продолжение существования до конца венда морского бассейна, отделявшего этот микроконтинент от Восточно-Антарктического кратона. Альпийнотипная складчатость и внедрение гранитоидов в рассматриваемых верхнедевонских формациях связывается с девонским тектогенезом Бору-гровик [201].

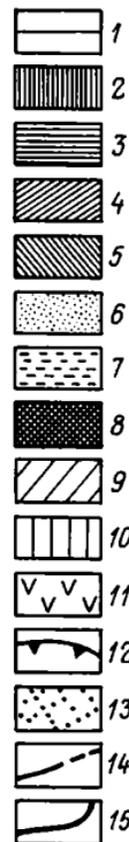
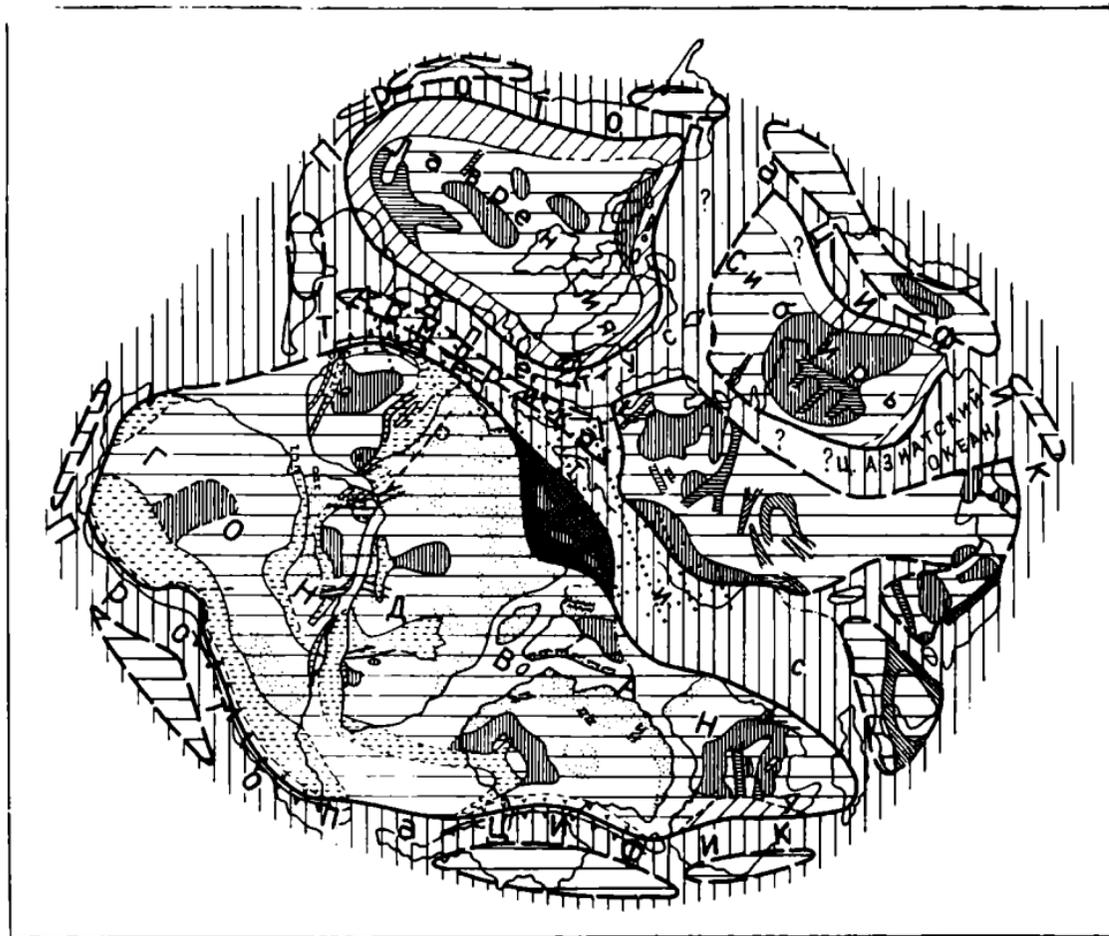


Рис. 71. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция. Венд (по Н. А. Божко).

1 — континентальная раннедокембрийская кора; 2 — платформенный чехол; 3 — авлакогены; 4 — энсиалические интракратонные геосинклинали; 5 — энсиматические интракратонные геосинклинали; 6 — зоны негеосинклиальной ТТП фундамента; 7 — новообразованные складчатые системы; 8 — аккреционные комплексы; 9 — пассивные окраины; 10 — океанская кора; 11 — вулканоплутонические пояса; 12 — зоны субдукции; 13 — Кадомская складчатость в области Прототетиса (640—600 млн. лет); 14 — разломы; 15 — границы континентальной коры

В пределах микроконтинента Земли Мэри Бэрд в венде, по-видимому, продолжалось осадконакопление. В районе Берега Сондерса верхнерифейская серия Вест перекрывается серией Пассел, сложенной однородными хлорит-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми микросланцами (метааргиллитами) общей мощностью 1 км. В породах серии Пассел обнаружены вендско-кембрийские акритархи и микрофитолиты.

На Урале происходит усиление рифтового режима и формирование спарангитовой формации [68], индикаторами которой являются тиллиты и тиллитовидные конгломераты. Ее аналоги прослеживаются в северо-восточном и северо-северо-западном обрамлении Восточно-Европейской платформы. К концу раннего венда происходит запечатывание авлакогенов, расширение зоны осадконакопления и отложение аргиллитов, песчаников, алевролитов непосредственно на фундамент. Формируется плитный чехол валдайской серии, характеризующийся выдержанным разрезом песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями туфов и туффитов. Осадконакопление происходит в мелководных опресненных внутриконтинентальных морских бассейнах.

На Сибирском кратоне палеотектоническая обстановка раннего венда определялась теснейшей связью процессов седиментации со вспышками вулканизма [133]. В позднем венде кратон был охвачен трансгрессией с преобладанием карбонатного накопления.

В синеклизах Южной Америки и Африки в венде наблюдается обратная тенденция — некоторое сокращение площадей осадконакопления и сосредоточение их в центральных частях впадин. Происходит формирование толщ с тиллитами, завершающееся моласоидными красноцветными отложениями. Резкое сокращение области накопления платформенного чехла наблюдается в Индостане. В карбонатно-терригенных толщах здесь присутствуют эвапориты. Однообразный карбонатно-терригенный платформенный чехол продолжает накапливаться в Австралии почти в тех же пределах, что и на предыдущем этапе. В целом можно говорить о повсеместном накоплении плитного осадочного чехла венда в типичном платформенном режиме. Отмечается его сочленение, переход в синхронные отложения передовых прогибов (Западные Конголиды, Мавританиды, Атакорида), миогеосинклиналей (Аделаида), крупных авлакогенов (Протоурал).

### 8.2.2. Авлакогены

В венде происходит резкое уменьшение количества авлакогенов не только в Гондване, где они вообще нетипичны, но и в Евразии. Пожалуй, наиболее активными оставались авлакогены Австралии — Джорджина, Амадис, Оффисер, Нгалия и Антарктиды — Королевы Мод, Мак-Робертсона, Адели.

### 8.2.3. Интракратонные геосинклинали

Материал по венду позволяет изучать складчатые системы, возникшие в результате замыкания интракратонных геосинклиналей, а также заложение или ранние стадии развития третьей генерации позднедокембрийских структур данного типа.

**8.2.3.1. Интракратонные энсиалические системы.** В результате «панафриканского» диастрофизма (650 млн. лет) замкнулись геосинклинальные системы Южной Америки и Африки (см. рис. 72). Этот процесс протекал неравномерно. Системы Центральной Африки (Западные Конголиды, Катангиды), как указывалось, уже в конце позднего рифея испытали главную складчатость и превратились в горные сооружения, о чем свидетельствует возникновение у их фронтальных частей передовых прогибов, заполняющихся типичными континентальными молассами. В этом видно еще одно приближение к фанерозойскому стилю геосинклинального развития. Такой прогиб Инкиси наблюдается у края Западных Конголид, в Катангидах красноцветы серни Плато формируются в соответствующем прогибе перед Луфилийской дугой. В Дамаридах в аналогичном прогибе у северной периферии системы накапливаются молассы серни Мулден.

Породы системы Бразилиа испытали пять фаз деформаций, которые разделяются на два этапа: синтетектонический и посттектонический [188]. В первые две фазы, составляющие первый этап, образовались цилиндрические складки северо-восточного простирания и кливаж. Завершился этап крупным надвигообразованием группы Капастра на группу Параноа. В посттектонический этап (три фазы) формировались менее напряженные складки северо-восточного простирания без кливажа. С этим же этапом связаны сбросы северо-западного простирания.

Складчатость в структурах Западной Африки и Бразилии проявилась позднее, на уровне 650 млн. лет, но привела к образованию аналогичных структур. Энсиалические трои Тиририн, Нигерии, Северо-Восточной Бразилии, пояса Рибейра испытали деформации, внедрение гранитоидов, метаморфизм зеленосланцевой фации. В возникших передовых и межгорных прогибах стали формироваться осадочно-вулканогенные венд-кембрийские молассы (серии Пурпрэ, Нигритий, Обосум, Тамбарас, Камаринья и др.). Рассматриваемые системы испытали сложные деформации — линейную складчатость, надвиги и местами покровы типа зоны Наукулуфт у Южного края Дамарид. В большинстве геосинклинальных трогов широко проявилась гранитизация. Как и в структурах предыдущей генерации, внедрение гранитов имеет полифазный характер. Выделяются синтетектонические и посттектонические гранитоиды с разделением местами на фазы.

Широко развиты граниты в северо-восточной (Каририанской) складчатой области Бразилии, где они группируются Е. Сантосом в четыре плутонические провинции. Наблюдается тесная пространственная связь крупных гранитных батолитов с разломами, разде-

ляющими данную область на зоны, выполненные верхнедокембрийскими образованиями группы Сеара и разделяющие их переработанные массивы древнего основания. Связь гранитоидного магматизма с пограничными разломами обусловила их распространение как среди собственно верхнедокембрийских комплексов, так и в пределах смежных «срединных массивов» — выступов переработанного древнего фундамента.

На северо-востоке Бразилии наиболее широко (90 % общего объема) развиты синтетектонические гранитоиды в виде крупных батолитов с возрастом  $650 \pm 30$  млн. лет. Среди них различается нижний гетерогенный комплекс от диоритов до нормальных гранитов и более кислая интрузивная серия, представленная тоналитами и нормальными гранитами. Синорогенные гранитоидные плутоны Северо-Восточной Бразилии формировались в нижних частях позднедокембрийских трогов за счет анатексиса выполняющих их осадочно-вулканогенных образований, тогда как поздние и посттектонические гранитоидные комплексы являются продуктами частичного плавления нижней коры.

Аналогичное развитие позднедокембрийского гранитоидного магматизма устанавливается Е. Верником и другими для пояса Рибейра Юго-Восточной Бразилии. Интрузии гранитов здесь также контролируются главными разломами, отделяющими древние массивы от складчатых систем. Отмечается полифазность внедрения, как и на северо-востоке, однако в поясе Рибейра наибольшим распространением пользуются поздне- и посттектонические интрузии. Они приурочены в основном к троговым комплексам, тогда как синтетектонические тела — к древним массивам.

Некоторые поздние и посттектонические гранитоиды пояса Рибейра формируют мигматиты. Имеет место непрерывный характер становления полифазальных интрузивных комплексов без существенных пауз от синтетектонических к посттектоническим гранитам.

Количество интрузий в различных зонах и массивах пояса Рибейра изменчиво. Всего их описано 52. Они занимают около 60 % площади пояса. Время становления синтетектонических гранитов оценивается в 650 млн. лет; поздне- и посттектонических — 610 млн. лет и посттектонических — 550 млн. лет [18].

Таким образом, Е. Верник подчеркивает полифазный характер внедрения гранитоидов северо-востока и юго-запада Бразилии, формирование их за счет повторяющегося анатексиса на различных коровых уровнях, роль тектонических разломов в структурном контроле распространения гранитоидов. Время внедрения синтетектонических диорит-порфиров и тоналитов оценивается им в  $650 \pm 30$  млн. лет, поздне- и посттектонических в  $540 \pm 25$  млн. лет, а посттектонических в  $510 \pm 60$  млн. лет. Однако такая интенсивная гранитизация проявилась далеко не во всех трогах. Значительно более умеренный характер она имела в Катангидах и Дамаридах, а в Западных Конголидах вообще отсутствовала. Неравномерный характер имеет и региональный метаморфизм энсиалических систем — от практически неметаморфизованных отложений в Катанг-

ском поясе до зонального метаморфизма и мигматизации в трогах пояса Рибейра. Наиболее типичен метаморфизм зеленосланцевой фации.

**8.2.3.2. Энсиматические интракратонные геосинклинали.** Троги этого типа в Африке и Южной Америке замкнулись после «панафриканского» диастрофизма одновременно с энсиалическими. Синтектонические граниты с возрастом 650 млн. лет в Западном и Центральном Ахаггаре указывают на значительные процессы плавления коры во время пика ранней фазы панафриканской орогении. Этот орогенез был связан с неравномерным поднятием Ахаггара в связи с развитием системы сдвигов и более поздней блоковой тектоники, что обусловило сложную структурную и метаморфическую обстановку. Степень метаморфизма и деформаций в поясе зависит от природы коры. Более слабые деформации и метаморфизм отмечаются в Центральном Ахаггаре, лежащем на гранулитовой коре, тогда как амфиболитовая фация, анатексис и синтектонические границы локализируются западнее. Полифазная деформация покровообразования приурочена к наиболее глубоким структурным уровням западного Ахаггара, тогда как в центральном и восточном Ахаггаре отмечаются лишь складки с меридиональными и вертикальными осевыми плоскостями. В Атакоридах складчатость ослабевает в западном направлении и имеет западную вергентность в сторону передового прогиба.

В венде завершила развитие и Мавритано-Бразильская зона, заложенная еще в раннем рифее. Заключительная стадия эволюции связана с зарождением весьма протяженных передовых прогибов — Фалемского у восточной окраины Мавритано-Сенегальского пояса и Альто-Парагвай у западного края Парагвай — Арагуайской системы. В последнем прогибе мощность красноцветных моласс достигает 5 км. Аналогичное структурное положение занимают впадины, выполненные немчанской свитой Енисейского кража.

Сложный структурный план был создан в результате деструкции, начавшейся еще в конце позднего рифея в Центральной Азии. В самом общем виде он определялся существованием главной полосы Центрально-Азиатского океана [51], по обе стороны от которой соответственно располагались раздробленные сегменты континентальной коры — Казахстанско-Тяньшанский на западе и Алтае-Саяно-Забайкальский на востоке. В этих сегментах серии срединных массивов-блоков, сохранившихся от деструкции, разделялись сложными ветвями преимущественно энсиматических интракратонных геосинклиналей, многие из которых (Джидинская зона и др.) являлись апофизами основной океанской ветви. Интракратонные прогибы часто носят дугообразный характер, подчиняясь овалльному плану (Центральный Казахстан).

Процесс развития деструкции при заложении позднебайкальско-палеозойских геосинклиналей Казахстанско-Тяньшанской области, палеотектонические обстановки эмбриональной-геосинклинальной стадии детально рассмотрены Ю. А. Зайцевым [49]. Со-

гласно его схеме, относительно узкие и протяженные прогибы возникли во внешней части территории палеозойд Казахстана. Примером такой зоны является система прогибов длиной до 2500 км и шириной 60—150 км, включающая Калмыккульский и Байконурский синклиории, синклиории Большого Каратау и Чаткало-Нарынского региона. В этих прогибах накапливались вулканогенно-терригенные, яшмо-диабазовые формации, которые могли сменяться по простираанию молассовыми толщами. Изменение «степени геосинклинальности» вдоль прогибов, подмеченное в интракратонных трогах Казахстана, является вообще характернейшей чертой структур данного типа. В своих построениях Ю. А. Зайцев принимает точку зрения об отсутствии венда в эвгеосинклинальном комплексе каледонской Казахстанско-Северо-Тяньшанской области и на основании этого изображает относительно устойчивое центральное ядро, на место которого лишь в кембрии возникнут эвгеосинклинали с офиолитами. Однако, как признает сам Ю. А. Зайцев, проблема венда в эвгеосинклинальной системе Казахстана пока не решена. Если принять точку зрения о его присутствии там, то палеотектоническая обстановка дополнится офиолитовыми прогибами восточной эвгеосинклинальной зоны. В этом случае «энсиматичность» интракратонных трогов будет уменьшаться с востока на запад — от внутренней зоны, примыкающей к Зайсанской системе Центральноазиатского палеоокеана, до Кокчетавско-Каратауской внешней зоны, находящейся на периферии огромной области деструкции.

В самом общем виде аналогичная обстановка устанавливается в расположенном симметрично восточном фланге главного океанского бассейна — на востоке Алтае-Саянской области — Кузнецком Алатау, Горной Шории, Восточном Саяне и Туве. Здесь также в конце позднего рифея — венде-кембрии структурный план определялся «сложным мозаичным сочетанием узких разноориентированных линейных вулканических зон и изометрических участков с карбонатной и карбонатно-терригенной седиментацией» [80]. В указанных линейных зонах присутствуют также небольшие тела ультрабазитов, габброидов и серпентинитового меланжа, что указывает на то, что деструкция при их заложении приводила к раскрытиям красноморской стадии. Обращает на себя внимание близкий к казахстанскому дугообразный характер прогибов, некоторые из них (Джидинский и др.) «вливались» в главный океанский бассейн. В Забайкалье и Байкало-Олёкминской области синхронные венд-кембрийские прогибы, отнесенные А. Н. Булгатовым [20] к дейтероорогенным, выполнены молассоидными и карбонатно-терригенными отложениями и являются существенно энсиматическими. Это согласуется с их более периферическим положением по отношению к главной зоне деструкции (палеоокеану) по сравнению с восточной частью Алтае-Саянской области.

«Дейтероорогенные прогибы» А. Н. Булгатова возникли в результате той же деструкции, но меньшего масштаба, которая проявилась в венде при заложении синхронной Западно-Забайкаль-

ской каледонской геосинклинали. Они отражают новый импульс рифтогенеза, во время которого были заложены интракратонные геосинклинали каледонского цикла. В Прибайкальском (Ангаро-Ленском) прогибе вендские отложения ушаковской и нижнемотской свит залегают согласно с нижележащими рифейскими (кочергатская свита) и вышележащими кембрийскими (усольская свита) слоями.

#### 8.2.4. Пояса тектоно-термальной переработки (ТТП)

В венде наиболее интенсивно проявилась переработка коры на огромных пространствах Африки и Южной Америки, что привело к формированию крупнейших поясов переработки — Ливийско-Нигерийского, Мозамбикского, Бразильского. Возобновилась переработка в Раджастханском, Восточно-Гатском, Сатпурском поясах Индии, а также в Антарктиде.

Субстрат в «панафриканских» поясах переработки гетерогенный. Он включает как нижнедокембрийские образования, так и среднерифейские системы Алексод, Лурио, Намама. В Ливийско-Нигерийском и Бразильском поясах переработанные участки фундамента чередуются с интракратонными позднерифейско-вендскими трогами. В Мозамбикском поясе присутствие толщ данного возраста не доказано, однако с Катангидами пояс образует тройное сочленение, а структурные «клинья», отходящие от Аравийско-Нубийской ортогеосинклинали, в районе Судана и Эфиопии непосредственно вдаются в структуру Мозамбикского пояса. Таким образом, отмечается тесная пространственная и эволюционная связь зон ТТП с синхронными геосинклиналильными системами. Все «панафриканские» зоны переработки испытали тотальное изотопное омоложение отраженное в массивах Rb-Sr и K-Ar датировках преимущественно в интервале 650—500 млн. лет.

В пределах Мозамбикского пояса трудно выделить гранитоиды, синхронные «панафриканской» переработке от более древних, особенно учитывая все более выявляющуюся важную роль гренвилльской эпохи в становлении пояса. К ним относятся, по-видимому, небольшие гранитные массивы типа Кейп-Маклир, Чапалапата на территории Малави и Замбии, многочисленные пегматиты, часто ураноносные, отмечающиеся по всей территории.

В процессе «панафриканской» переработки фундамента Нигерии были внедрены так называемые «древние граниты» — крупнокристаллические, биотитовые, рассланцованные, с порфиробластами микроклина, ассоциирующие с диоритами и снититами, характеризующиеся сравнительно низкими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705$ . В более поздних слабометаморфизованных пегматитах это соотношение увеличивается до 0,718.

Широко развиты гранитоиды на северо-востоке Бразилии и в поясе Рибейра. Они прорывают отложения интракратонных трогов, но главным образом находятся в обширных выступах древнего фундамента. В основном это синтетектонические граниты, которые

описывались выше, с возрастом около 650 млн. лет, развиты также, но в меньшей степени посттектонические — 560—510 млн. лет. Отмечается непрерывный характер становления полифациальных интрузивных комплексов без существенных пауз от синтетектонических к посттектоническим гранитам.

Гранитоиды зон ТТП Индии, как показал В. М. Моралев, представлены в основном адамеллитами. По сравнению с гранитами фундамента, они более кислые, в них возрастает роль плагиоклаза, уменьшается сумма щелочей, отмечается низкое отношение тория к урану и высокое урана к калию.

Непросто объяснить вендско-раннепалеозойский метаморфизм рассматриваемых зон, учитывая их полициклический характер. Несомненно, развитие диафтореза вдоль зон наложенных деформаций, амфиболитизация гранулитов. Судя по зеленосланцевому метаморфизму толщ, близких по возрасту к переработке, такой же метаморфизм накладывался и на окружающий субстрат. Вместе с тем мнение о заведомо катархейском возрасте гранулитов зон переработки сейчас не столь неоспоримое, о чем свидетельствуют надежные рифейские датировки гранулитовых комплексов Австралии, Индии. В Мозамбикском поясе гранулитовый метаморфизм проявлялся на гренвильском этапе, судя по его развитию в поясе Лурно Мозамбика.

Обнаруживается также тесная взаимосвязь между степенью деформации и интенсивностью метасоматической перекристаллизации и, в частности, калиевого метасоматоза, ведущего к микроклинизации кислых и средних пород. Для зон ТТП характерна приуроченность метаморфогенных пегматитов. В. М. Моралевым [86] было показано, что в Индостане формирование этих пород происходило в зонах повышенной проницаемости, испытавших горизонтальные перемещения. Изотопные определения возраста минералов из пегматитов и вмещающих пород свидетельствуют об одновременности отдельных фаз пегматитообразования с фазами наложенного метаморфизма. Этот вопрос подробно и всесторонне рассмотрен на примере переработки докембрийского фундамента Западной Канады [171]. Здесь показано, что привнос калия, выражающийся в микроклинизации, тесно связан с деструкцией плагиоклаза в процессе катаклаза и его замещения калием. При этом существенное значение имеет миграция вверх при подъеме мантийного диапира межзернового флюида, обогащенного K, Rb и другими ионами. Процесс катаклаза и последующего метасоматоза приводит к увеличению количества Rb и K и уменьшению Sr, что чрезвычайно затрудняет радиометрическое датирование пород, подвергшихся ТТП. Радиометрическое омоложение древнего субстрата неизменно возникает при повторном его разогреве. При перестройке кристаллической решетки минералов происходит утечка продуктов радиоактивного распада, поэтому большинство K-Ar и Rb-Sr датировок отражают возраст последнего метаморфизма и разогрева. Механизм омоложения представляет сложный вопрос, требующий особого рассмотрения. Отметим только, что хотя эта проблема

явно геохимическая, истинное значение цифр радиометрического возраста, как омоложенных, так и реликтовых, может быть установлено надежно только с привлечением геологических данных.

Породы верхнего яруса в процессе ТТП подвергаются прогрессивному метаморфизму. При этом фазы метаморфизма проявляются дискретно.

Основная часть зоны ТТП испытывает при переработке повторные деформации. Они часто связаны с образованием гранитогнейсовых куполов облекания, как показывает, например, эволюция деформации в зоне панафриканской (500 млн. лет) ТТП Замбези и западной части Мозамбикского пояса у края кратона Зимбабве.

Сложная эволюция наложенной складчатости при переработке субстрата Мозамбикского пояса восстановлена на севере Малави, северо-востоке Ахаггара, в Танзании, Кении и других местах. В первоначальные стадии переработки отмечается господство обстановки растяжения, которое лишь впоследствии сменяется сжатием.

В пользу этой точки зрения указывает присутствие сохранившихся рифтогенных грабенообразных прогибов в некоторых зонах ТТП. Впоследствии, в эпоху сжатия, эти прогибы, выполнявшиеся терригенными и вулканогенно-терригенными комплексами, испытали складчатость и гранитизацию, превратившись в складчатые пояса. Примерами могут служить южный сегмент зоны ТТП Рибейра, область Нигерии в Ливийско-Нигерийской ТТП и т. д.

Возникающая в процессе тектонической переработки наложенная складчатость и кливаж усложняют ранее созданную структуру фундамента, однако не затушевывает полностью первичную складчатость, уступая ей в морфологической выраженности. В целом перерабатываемый субстрат является относительно хрупким и растрескивается с образованием сети линейных разломов. Движения по ним — главное проявление тектонической переработки. Они приводят, в частности, к возникновению зон тектонитов значительной мощности, в пределах которых породы испытали дробление, скалывания и приобрели вторичную складчатость. Они характеризуются сравнительно простым внутренним строением, но, по существу, являются зонами максимальной деформации, в которых первичная структура исчезла вследствие полной переработки. Протяженность таких линейных зон диафторитов достигает сотен и тысячи километров. Они возникают на самых ранних этапах переработки и оказывают существенное влияние на ее дальнейший ход, разделяя коры на самостоятельные в дальнейшем блоки, испытавшие дифференциальное перемещение разного характера. Результат такой переработки пород скалыванием описан Д. Хелворсом на северо-востоке Танзании, Д. Алленом в Центральной Австралии и т. д. Первичный гнейсово-амфиболитовый комплекс здесь переработан в плитчатые гнейсы, падающие совместно с шарнирами новообразованных складок на восток, в направлении, поперечном главному простиранию пояса. Среди этих пород сохраняются «острова» непереработанных гнейсов.

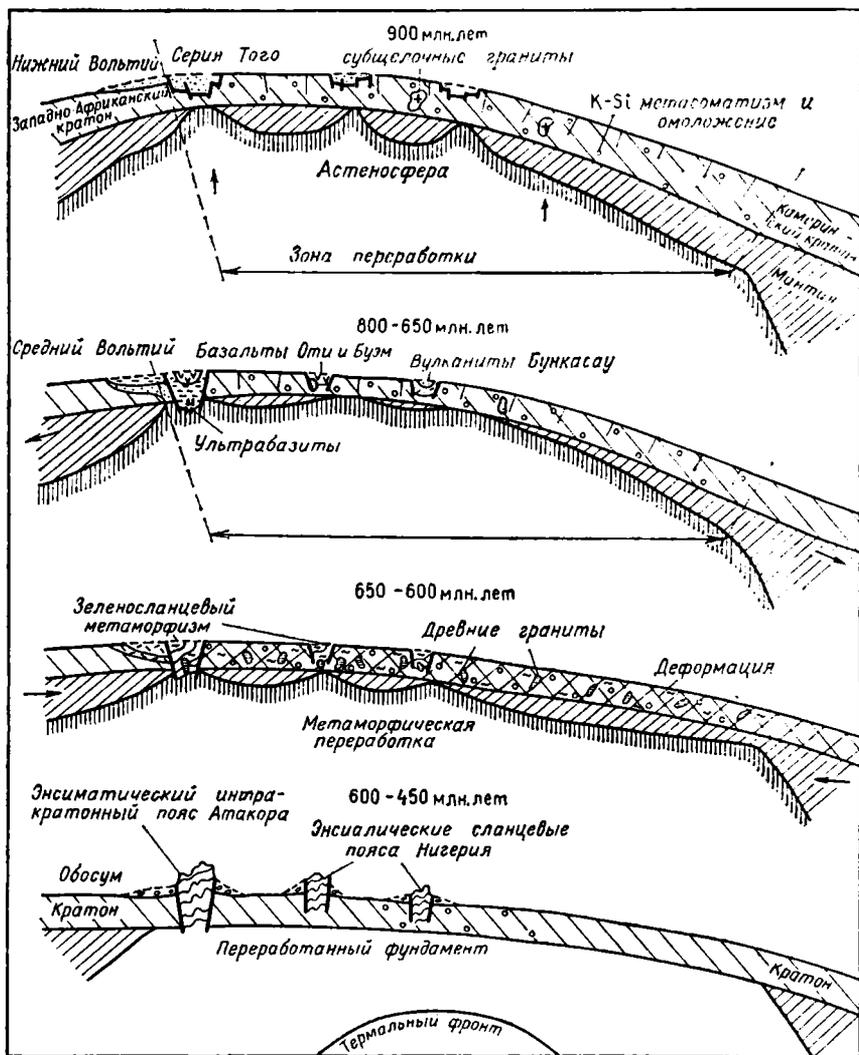


Рис. 72. Принципиальная схема ТТП фундамента на примере южной части Западной Африки (по Н. А. Божко)

С процессом ТТП в докембрии Гондваны связано много сдвиговых зон, направленных поперечно к главному структурному простиранию зон ТТП. К ним относится зона Асва в Уганде, пересекающая Мозамбикский пояс в западно-северо-западном направлении на расстоянии более 1000 км и утыкающаяся в краевую зону милонитов, ограничивающую Мозамбикский пояс с запада; зона Мвембеша в Замбии, также заканчивающаяся у края пояса; разломы Таксакура и Сан-Паулу в Бразилии; зоны нарушений Ан-

голы; поперечные зоны активизации рифейского возраста в Индии, Австралии, в районе Тибести в Африке и др.

Движения вдоль разломов в зонах ТТП были не только сдвиговыми или вертикальными. В последнее время выявлена значительная роль надвигов и покровов в процессе тектонической переработки. Надвигообразование в панафриканскую эпоху имело широкое распространение и, в частности, играло важную роль в эволюции пояса ТТП Рибейра у бразильской континентальной окраины. Высокометаморфизованный в гранулитовой фации кристаллический фундамент был ремобилизован и перекрыл здесь низкометаморфические породы. Позднедокембрийские наложенные деформации, сдвиги и тектонические покровы переработанного фундамента известны также в Юго-Западной Африке, вдоль восточной и западной окраин Западно-Африканского кратона, в Центральной Австралии и других местах. Громадная покровная структура Центральной и Западной Австралии, известная как покров Питерман, расположена непосредственно к югу от рифейского бассейна Амадиес. Площадь ее превышает 30 000 км<sup>2</sup>. Формирование этого покрова связано со складчатостью одноименного названия, охватившей осадочные толщи рифея и приведшей к ремобилизации древнего фундамента, перемещению его по надвигам в северном направлении.

Таким образом, фактический материал по «панафриканской» и «бразильской» переработкам коры показывает тесную связь этого процесса с развитием интракратонных трогов, находящихся либо непосредственно в зонах ТТП, либо смежных с ними. Схематически развитие зоны переработки на примере юга Западной Африки изображено на рис. 72. Следует отметить, что рассматриваемая схема ТТП, имевшая место в конце докембрия начале кембрия на материках Гондваны — яркое, но последнее проявление этой формы тектогенеза в таком масштабе.

### 8.2.5. Краинно-континентальные геосинклинали

Значительная часть Тихоокеанского подвижного пояса продолжала развиваться в рифтовом режиме. Пассивные окраины существуют в Кордильерах, на окраине Сибирского кратона, Австралии. В Юго-Восточной Азии после временной стабилизации наступает новый этап деструкции, приведший к образованию бассейнов с океанской корой, реликтами которых являются офиолиты Шонгма, Тамки-Тханьми и Шонггъяй-Бакха, что означает заложение эвгеосинклинальных поясов фанерозоя. В это же время в пределах крупных докембрийских блоков (Янцзы, Индосинийского, Синобирманского) продолжалось формирование осадочного чехла.

Вместе с тем уже в венде в пределах некоторых сегментов Тихоокеанского «кольца» возникает палеотектоническая обстановка активных окраин андийского типа. Это относится к самим Андам и району Трансантарктических гор. Как указывалось выше, режим пассивной окраины в Протоандийском поясе сменился в венде вне-

дрением гранитоидов, формированием моласс и кислых эффузивов. В Трансантарктических горах в это время происходит становление известково-щелочных базитов и проявляется «бедморская» орогения. Таким образом, тихоокеанская окраина западной Гондваны первой была вовлечена в активные окраинно-континентальные процессы после формирования в позднем рифее глобальной ленты миогеосинклиналей Протопацифика.

Венд-кембрийское время примечательно раскрытием Япетуса — первого океанского бассейна Северной Атлантики, возникшего на месте протяженной позднерифейской рифтовой структуры. Япетус с Иннуитским ответвлением в глобальном плане явился как бы проливом, соединявшим Прототетис с Протопацификом. Его раскрытие привело к обособлению палеоконтинента Лаврентии. В области сочленения Япетуса и Прототетиса в венде протекали сложные геодинамические процессы. Согласно последним работам В. Ван дер Ву, Н. Раста и других, последовательность их следующая. Небольшие микроконтиненты и блоки сиалической коры, оставшиеся после отделения Африки от Лаврентии и Европы, сгруппировались с образованием Авалонской островной микроконтинентальной дуги типа Японской. Континентальные фрагменты в ней были представлены платформой Мидленд (ныне в составе Британских островов), Авалонской платформы Ньюфаундленда, блоком Нью-Брунсуик и др. Указанная дуга, окруженная с одной стороны Кадомским океаном, с другой — Монийским окраинным морем, наращивалась вулканоплутоническим материалом в процессе замыкания Кадомского бассейна. В конце концов приблизительно на уровне 650—640 млн. лет произошло столкновение Авалонской дуги с северной частью Африканского кратона, уже развивавшейся в режиме активной окраины в районе Антиатласа, где был образован известково-щелочной вулканоплутонический пояс Уарзазат. Эта коллизия вызвала обширную кадомскую орогению, тогда как менее значительная монийская орогения проявилась в результате коллизии Авалонской микроконтинентальной дуги с Лаврентией.

Таким образом, основная часть коры Западной Европы была сформирована во время кадомской орогении. Остаточный бассейн, по-видимому, продолжал существование в Карпато-Балканском регионе, где складчатость проявилась в кембрии (салаирская).

Кадомский диастрофизм по времени совпал с панафриканским, в частности в Хоггаро-Атакорском (Фарузийском) поясе. Он совпал также с завершением формирования аккреционного комплекса и закрытием бассейна в тылу Аравийско-Нубийских островных дуг, что вызвало деформацию и метаморфизм толщ Анатолии, Ирана. Во всяком случае вендские отложения этих территорий носят уже платформенный характер.

Через сравнительно короткое время после кадомско-монийских событий в раннем кембрии новый импульс рифтогенеза восстановил океанскую обстановку почти в первоначальном виде, однако между Тетисом и Япетусом находился уже более крупный микро-

континент — Арморика, включавший не только бывшую Авалонскую дугу, но и часть новообразованной коры, возникшей в процессе кадомских событий.

Раскрытие Центрально-Азиатского океанского бассейна в венде-кембрии предполагается на основании развития в Озерной зоне Западной Монголии спилит-диабазовых и глубоководных кремнисто-сланцевых серий в ассоциации с ультрабазитами и серпентинитовым меланжем. Аналогичные образования прослеживаются в восточной части Центрального Казахстана, в Западном Саяне, Горном Алтае и до района г. Томска. Реконструируя Казахстанско-Сибирский океанский бассейн, А. А. Моссаковский и А. Б. Дергунов считают, что в конце венда и раннем кембрии он окончательно оформился в виде четко очерченной глубоководной впадины-залива с минимальными размерами в поперечнике 1600—2000 км. С запада этот бассейн в венде ограничивался пассивной континентальной окраиной, а на востоке — активной, с цепью краевых вулканических дуг. Продолжение бассейна в северном направлении неясно. Согласно одним реконструкциям, он выклинивается под Западно-Сибирской плитой в меридиональном направлении. Однако не лишен оснований вариант продолжения ранних каледонид в область Полярного Урала, как это сделано на схеме А. В. Пейве, А. А. Савельева [96].

Завершая обзор палеотектоники венда, отметим чрезвычайное усложнение глобального структурного плана, преобладающую роль плитных и окраинно-плитных процессов, океанообразования. В венде развиваются все типы тектонических режимов, обособливаются новые континенты, возникают очаги орогенических процессов. При этом распространение последних не глобально, а подчинено особенностям геодинамики отдельных сегментов Земли. В одних регионах господствуют условия растяжения, в других — сжатия. Четко видно несоответствие геодинамических процессов Гондваны и Лавразии. Внутренние части Гондваны консолидируются под влиянием «панафриканского» орогенеза, в то время как Лавразия распадается за счет возникновения новых океанов и рифтогенных структур. Можно сказать, что в венде завершился переходный этап к тектонике литосферных плит, которая становится отныне доминирующей формой тектогенеза.

## Глава 9

### ОБЩИЙ ХАРАКТЕР РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

В этой главе мы попытаемся подвести итог изложенному в остальных главах данной книги и охарактеризовать, в самом общем виде, эволюцию структуры земной коры в докембрии. При этом, учитывая существенные различия в тектоническом стиле раннего

и позднего докембрия, мы рассмотрим их отдельно и в отношении каждого из этих двух основных подразделений сперва остановимся на конкретных стадиях развития и главных структурных элементах, кратко резюмируя предыдущее изложение, а затем объясняя на возможной геодинамической модели.

## **9.1. СТАДИИ РАЗВИТИЯ И ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**

Самой первой стадией в истории Земли является стадия ее формирования как планеты, стадия ее аккреции. Как отмечалось в гл. 1, эта аккреция могла быть гомогенной или гетерогенной. Мы отдали предпочтение промежуточному варианту, допускающему первоначальную аккрецию внутреннего ядра Земли и образование затем внешнего ядра за счет дифференциации мантийного вещества. Предположение об общей первичной однородности последнего не исключает, однако, возможности того, что состав этого вещества мог в определенных пределах постепенно изменяться по мере роста планеты. В результате нижняя часть разреза мантии по составу могла быть обогащенной железом и другими сидерофильными элементами, а верхняя уже близка к углистым хондритам, как предполагают Э. М. Галимов с соавторами [26]. Общее время аккреции, как указывалось, было скорее всего относительно непродолжительным, порядка сотни миллионов лет.

На второй (значительно более продолжительной) догеологической стадии дифференциация вещества Земли должна была протекать наиболее энергично. Вероятно, на этой стадии сформировалось внешнее ядро Земли — источник ее главного магнитного поля, что должно было сопровождаться выделением значительного количества тепла. Правда, непосредственные данные палеомагнетизма подтверждают существование магнитного поля лишь начиная с эпохи 3,5 млрд. лет, но другого нельзя было и ожидать в связи с глубокой термальной переработкой всех более древних пород.

На данной же стадии должна была начать формироваться первичная кора Земли базальтового, коматиит-базальтового или анортозитового состава. Опять же мы не знаем достоверных реликтов этой первичной коры (несмотря на большое желание их обнаружить), не считая ксенолитов в «серых гнейсах» или недостаточно подтвержденных радиометрически предположений о древнейшем возрасте некоторых выступов мафических пород (например, сутамская и курультинская серии Алданского щита). Но косвенные данные говорят в пользу того, что первичная и, очевидно, мафическая кора существовала. На Луне недавно обнаружены «морские» базальты с возрастом более 4,2 млрд. лет. Нельзя не считаться с возможностью, что и на Земле когда-нибудь будут обнаружены породы столь же древнего возраста, хотя вероятность их сохранности в непереработанном виде и невысока.

Процесс выплавления из мантии первичной коры должен был, с одной стороны, стимулироваться высоким тепловым потоком, порожденным дифференциацией мантийного вещества и его еще очень значительной естественной радиоактивностью, с другой стороны, интенсивной метеоритной бомбардировкой. Наиболее вероятная картина поверхности Земли в это время — обширные овалы-округлые впадины, подобные лунным «морям», залитые базальтами толентового типа и разделенные невысокими плато, скорее всего сложенными щелочными базальтами и продуктами их дифференциации. Эта поверхность, разогретая до первых сотен градусов, должна была быть окутана вторичной плотной атмосферой, еще полностью бескислородной. Словом, картина, гораздо ближе напоминающая современную Венеру, чем Луну, Марс или Меркурий.

С третьей стадией развития Земли, в СССР именуемой катархейской (3,9—3,5 млрд. лет), связано формирование протоконтинентальной «серогнейсовой» коры. О происхождении этой вулканоплутонической (с участием осадков) ассоциации в настоящее время можно высказываться лишь предположительно. Тем более, что у нее намечаются и меланократовые эквиваленты того же возраста, свидетельствующие о возможном в это отдаленное время разделении земной поверхности, более четко выраженном, чем на предыдущей стадии, на протоконтинентальные и протоокеанские площади\*. Сами «серые гнейсы», как отмечалось в гл. 2, скорее представляют продукт переплавления первичной более основной коры или, вернее, сплавления продуктов этого анатексиса с мантийной магмой, чем последнюю в чистом виде. Напомним, однако, что, по мнению некоторых исследователей, прямое выплавление «серогнейсовой» магмы из мантии было вполне возможным вследствие обогащенности последней летучими, в частности водой, по сравнению с современной, и более высокого теплового потока. Это последнее предположение как будто подтверждается низкими стронциево-изотопными отношениями в «серых гнейсах», но первичная базальтовая кора также могла характеризоваться подобными отношениями.

Остается открытым вопрос, насколько сплошным был покров «серых гнейсов» на поверхности земли. Существование меланократовых эквивалентов «серых гнейсов» показывает, что этот покров не образовывал сплошной оболочки, но отдельные «серогнейсовые» поднятия могли иметь в поперечнике сотни и до тысячи километров. Мощности «серогнейсовой» коры могла достигать 30 км, судя по времени наиболее раннего проявления гранулитового метаморфизма (3,7 млрд. лет — Южная Гренландия).

Уже к началу рассматриваемой стадии температура земной поверхности должна была понизиться настолько, чтобы допустить

---

\* Но они еще не имели ничего общего, в отличие от представлений В. А. Рудника — Э. В. Собоновича [107], с современными континентами и океанами.

существование жидкой воды, т. е. формирование гидросферы. Атмосфера же сохраняла свой бескислородный характер, но плотность ее, очевидно, понизилась.

Наиболее характерными структурами четвертой, архейской стадии эволюции земной коры являлись зеленокаменные пояса. Первично они могли иметь более широкое распространение, чем мы наблюдаем на современных щитах; так как в районах их отсутствия архей метаморфизован в гранулитовой фации, что может свидетельствовать о более глубокой эродированности коры. Зеленокаменные пояса наиболее типичны для архея, где известны три их генерации с возрастами: 1) более 3,0 млрд. лет; 2) 3,0—2,8 млрд. лет и 3) 2,8—2,6 млрд. лет. Менее распространены и типичны (меньше коматитов, больше средних и кислых вулканитов, обломочных пород) они в раннем протерозое, где, однако, к ним, на наш взгляд, ошибочно нередко относят и протоавлакогены пещенгского типа.

Зеленокаменные пояса, несомненно, закладываются на протоконтинентальной «серогнейсовой» коре в обстановке ее растяжения, образуя полирифтовые системы. Но растяжение это было скорее пластичным, чем хрупким (упруго-вязкий рифтинг). Во многих случаях (первый тип поясов) оно не приводило к полному разрыву сплошности протоконтинентальной коры или не к сосредоточенному, а к рассредоточенному разрыву с общим повышением проницаемости коры для магматических расплавов мантийного происхождения. Но в других случаях (второй тип поясов) такой разрыв имел место с новообразованием океанской коры и ее последующей субдукцией.

Пояса первого типа продолжали развиваться в основном в обстановке растяжения или вовсе не испытывали сколько-нибудь значительного сжатия в заключительную фазу, подобно поясам Восточной Финляндии [263], или испытывали его в небольшой степени. Магматизм этих поясов носил бимодальный, контрастный характер; появление кислых лав на средней стадии их развития было обязанным, очевидно, плавлению протоконтинентальной коры. Гранитоидный плутонизм заключительной стадии может объясняться ремобилизацией той же коры и диапиризмом под влиянием инверсии плотностей—тяжелая верхняя кора, сложенная базальтами и коматитами и более легкая нижняя «серогнейсовая» кора в ее основании. В работе [263] этот процесс назван «сагдукцией»\* (в отличие от субдукции).

В развитии поясов второго типа уже проявлялась, правда в эмбриональной форме, тектоника плит, о чем свидетельствует непрерывно дифференцированный ряд вулканитов, характерный для этого типа поясов. Ввиду повышенной плотности, менее истощенной астеносферы в архее, литосфера быстро теряла свою плавучесть и подвергалась полной субдукции; обдукция же вообще была невозможна. Именно поэтому мы скорее всего и не находим офиоли-

---

\* От англ. *saging* — проседание.

тов в составе архейских образований. Тем же обстоятельством объясняется относительно короткий период развития зеленокаменных поясов, обычно измеряемый десятками, а не сотнями миллионов лет.

В заключительную фазу своей эволюции пояса второго типа подвергались весьма интенсивной деформации, вплоть до образования шарьяжей, что свидетельствует о значительном горизонтальном сжатии. Возможно, умеренное сжатие некоторых поясов первого типа является результатом передачи этих напряжений сжатия от поясов второго типа через промежуточные жесткие блоки. Включение в плавление над зонами субдукции нижней части протоконтинентальной коры привело в конце развития зеленокаменных поясов второго типа к смене натриевых гранитоидов калиевыми. То же наблюдалось, но уже под действием другого механизма, в поясах первого типа.

Гранитогнейсовые поля, разделяющие зеленокаменные пояса в гранит-зеленокаменных областях, сложены материалом двоякого происхождения. Во-первых, это сформированная еще в катархее «серогнейсовая» протогора, выступающая местами на поверхность в ядрах гранитогнейсовых куполов (например, на Алданском щите [46]). И, во-вторых, архейские гранитоиды, натровые и калинатровые, образовавшиеся скорее всего за счет ремобилизации этой протогоры и сохранившие характерные для нее стронциево-изотопные отношения. Натровые гранитоиды при отсутствии радиометрических датировок иногда ошибочно причисляют к «серым гнейсам». Нижняя часть коры гранитогнейсовых полей, судя по выведенным на поверхность ее участкам (например, пояс Уит в блоке Йилгарн Западной Австралии, в провинции Черчилл Канадского щита), уже в архее находилась на гранулитовой ступени метаморфизма.

Начиная с рубежа между ранним и поздним археем (3 млрд. лет назад), значительные площади в пределах современных щитов (и, очевидно, платформ в целом) вступили в стадию кратонизации (Южная Африка, Восточная Антарктида и др.). К концу архея она охватила практически всю площадь современных древних платформ. Везде на этой площади катархейские и нижнеархейские, а местами и верхнеархейские образования испытали интенсивные деформации, вплоть до возникновения переслаивания тектонических пластин, и региональный метаморфизм, лишь в центральной части зеленокаменных поясов понижающийся до зеленосланцевой ступени. Итак, протоконтинентальная кора и нарастившие ее продукты архейской аккреции, претерпев общее скупчивание, гранитизацию и метаморфизм с натровым, а затем калиевым метасоматозом, превратились к концу архея уже в зрелую континентальную кору. Эта кора скорее всего сформировала единый массив, единый суперконтинент, который можно обозначить как Пангея 0. Правда, Ч. Б. Борукаев [19] относит возникновение первой Пангеи уже к концу катархея, но для этого нет достаточных оснований.

Если Пангея 0 появилась благодаря стягиванию сиаля в одно полушарие с соответственным утолщением коры, то в другом полу-

шарии в это время могла образоваться вследствие удаления этого силля Панталасса (Прапаацифик). В отличие от рифтинга-спрединга, порождавшего более молодые океаны, этот процесс должен был носить, так сказать, более пластический характер общего центрбежного течения (по отношению к Панталассе) материала, компенсировавшегося подъемом из глубины, из астеносферы все новых порций базальтового расплава.

Однако прямых доказательств существования Панталассы (Прапаацифика) с конца архея не существует; они появляются лишь начиная с конца раннего протерозоя. Вместе с тем нельзя считать исключенным, что предпосылки для разделения земной коры и всей литосферы на силлическое и симатическое полушария могли возникнуть уже в катархее или даже еще раньше. Неодинаковая степень ударного воздействия на разные стороны Земли могла породить неодинаковый темп выплавления коры, а концентрация протоконтинентальных ядер в одном полушарии быть причиной последующего ее скупивания именно в этом полушарии.

Так или иначе, Земля вступила в новую стадию своего развития — четвертую по счету, раннепротерозойскую (2,6—1,9 млрд. лет), уже обладая на значительной площади своей поверхности вполне зрелой континентальной корой, почти не отличающейся по своим реологическим свойствам (вязкость) от современной. Лучшим доказательством этого служит, как отмечалось в гл. 4, образование гигантских роев даек базальтоидного состава, включая мафическую-ультрамафическую Великую дайку Зимбабве, а затем и площадных излияний континентальных толеитов (платобазальтов). Процесс кратонизации начался уже в позднем архее, вслед за консолидацией отдельных участков древних платформ, но получил свое полное завершение в начале протерозоя. С этого времени под влиянием ротационных напряжений возникает и непрерывно обновляется регматическая сеть Земли.

В эту же эпоху континентальная литосфера Панген 0 подверглась значительному дроблению, очевидно, в результате своего охлаждения. Она разделилась на изометрические округло-полигональные протоплатформенные блоки с поперечником во многие сотни, иногда более 1000 км и разделяющие их линейные протогоеосинклинальные пояса с поперечником до 200—300 км и длиной в многие сотни километров. Фундаментом первых служат, как правило, гранит-зеленокаменные области катархее-архее, вторые имеют энсиллическое рифтогенное происхождение. Особенно большое значение имеют два параметра — величина начального растяжения и величина конечного сжатия. Два обстоятельства указывают на то, что растяжение должно было происходить в относительно ограниченных масштабах: во-первых, редкость находок офиолитов и их нетипичность (Байкало-Витимская, Северо-Сингбумская, Араваллийская протогоеосинклинали) и, во-вторых, данные палеомагнетизма, не улавливающие сколько-нибудь существенных взаимных перемещений протоплатформ, разделенных подвижными поясами (например, поясом Дамара в Намибии). Последнее показывает,

что размер раздвига должен был соответствовать точности палеомагнитных измерений, которая составляет около 500 км.

Таким образом, раннепротерозойские протогеосинклинали могли носить либо частично энсиматический характер, с раскрытием красноморско-аденского типа, либо развиваться на континентальной коре и коре переходного типа, либо являться целиком энсиналическими. Наиболее распространенным был скорее всего второй тип.

Характерной особенностью достаточно полно развитых протогеосинклиналей служит их впервые в истории Земли отчетливо проявленная зональность строения. Наиболее показательны в этом смысле протогеосинклинали Канадского щита — Уопмей, Циркумунгавская и Южная. В них четко выражены зоны шельфа, континентального склона, подножья и ложа бассейна. Соотношения фаций, присутствие местами турбидитов — все это говорит об относительно глубоководности осевых частей протогеосинклиналей. Можно предполагать, что глубины могли достигать здесь 2—3 км (на коре переходного типа), а в протогеосинклиналях с корой океанского типа 3—4 км.

Замыкание первой генерации эопротерозойских протогеосинклиналей, очевидно, сопровождалось заложением второй их генерации, закончившей свое развитие к концу зона. Масштаб сжатия в них в общем пропорционален масштабу начального растяжения и в зональных протогеосинклиналях достаточно значителен, с общим срывом осадков континентальной окраины со своего фундамента и их шарьированием на протоплатформу. Проявление субдукции в протогеосинклиналях первых двух типов документируются формированием мощных вулканоплутонических поясов на северо-западе Канадского щита, в Скандинавии, Сибири, Австралии и некоторых других областях. Эти пояса скорее напоминают пояс, возникший в конце мела-раннем палеогене к северу от офиолитового шва Гималаев, чем краевые пояса андийского типа, что дает основание относить их к поясам коллизионного типа.

Особый и очень важный тип линейных подвижных поясов, разграничивающих протоплатформы, составляют гранулитовые пояса или, точнее, пояса ТТП. Появились они еще в архее, достигли расцвета в эопротерозое, но многие из них продолжали свое развитие в позднем протерозое, а некоторые «дожили» до начала палеозоя (Мозамбикский в Африке, Атлантический в Бразилии). Внутренняя структура этих поясов, весьма сложная, нередко состоящая из шарьяжных пластин, их надвиговые соотношения с гранит-зеленокаменными областями, повышенная мощность коры, высокая степень метаморфизма, глубокая денудированность — все свидетельствует о весьма высокой степени сжатия, заведомо превосходящей наблюдавшуюся при замыкании протогеосинклинальных систем. Таким образом, гранулитовые пояса (пояса ТТП) — это, несомненно, коллизионные структуры, возникшие на границах раннедокембрийских микроплит в процессе поддвига одной плиты под другую и удвоения мощность коры. На этом фоне на заключи-

тельных стадиях развития поясов в их центральных частях проявлялось растяжение с заложением рифтогенных структур, продолжавших развиваться и даже в ряде случаев (Восточная Африка, например), активизировавшихся в фанерозое.

Остаются, однако, неясными условия заложения гранулитовых поясов. Очевидно, они должны характеризоваться растяжением, но насколько оно было значительным и к какой степени деструкции архейской континентальной коры приводило? В ряде работ [41] указывается на меланократовый состав пород основания гранулитовых поясов — Станового, Мозамбикского, Восточно-Гатского и др. В случае Мозамбикского пояса в последних работах указывают даже на присутствие офиолитов. Означает ли это, что гранулитовые пояса возникли на месте зияний с корой океанского типа?

Во всяком случае такую возможность никак нельзя считать исключенной. Вместе с тем следует учитывать, что по крайние внешние зоны поясов ТТП несогласно наложены на прилегающие гранит-зеленокаменные области и сформированы по их субстрату.

Говоря о понятии гранулитовых поясов как эквиваленте понятия поясов ТТП, следует отметить два обстоятельства. Во-первых, далеко не все выступы на поверхность гранулитовых комплексов следует трактовать как гранулитовые пояса. Это могут быть просто более высоко поднятые и более глубоко эродированные участки гранит-зеленокаменных областей (Бугско-Подольский блок Украинского щита, пояс Уит Западной Австралии, некоторые районы провинции Черчилл Канадского щита). Во-вторых, породы этих поясов необязательно должны быть повсеместно метаморфизованы в гранулитовой фации. Местами их метаморфизм может не превышать высшие ступени амфиболитовой фации; кроме того, широко распространен диафторез в этой фации.

В конце раннего протерозоя завершился крупнейший этап (мегаэтап) в истории Земли — протогей (Г. Штилле). Это был не какой-то кратковременный переворот, а довольно продолжительная переходная эпоха, охватывающая не только последнюю треть раннего протерозоя (средний протерозой в нашем прежнем «доуфимском» понимании), но и начало позднего протерозоя — ранний рифей. Уже приводились данные об особенностях этой эпохи (см. 4.3). Главное ее содержание сводилось к восстановлению единства Пангеи — теперь это была уже Пангея I благодаря замыканию протогеосинклиналей и скупиванию в пределах гранулитовых поясов. Именно к этой эпохе относится возникновение многочисленных вулканоплутонических поясов и полей. Пояса занимают, как правило, периферическое положение по отношению к современным древним платформам. Если их рассматривать как коллизионные, то можно будет констатировать, что раскалывание Пангеи I и ее последующий распад на отдельные континенты-кратоны произошел вдоль этих залеченных гранитоидами швов.

Так, на этом рубеже оформились полигональные контуры кратонов, в которые были как бы вписаны многоугольники более вы-

сокого порядка с купольными ядрами гранит-зеленокаменных областей и сторонами, образованными поясами ТТП и испытанными складчатость и орогенез протогеосинклиналями. Так должен был сложиться характерный рисунок древних платформ, который теперь лучше всего читается на космоснимках и в геофизических полях, в частности магнитном поле. К структурам второго порядка в их пределах приурочены, очевидно, вулканоплутонические пояса и поля, занимающие уже интракратонное (по отношению к современным кратонам) положение.

Формирование Пангеи I должно было иметь своим неизбежным королларием окончательное оформление в противоположном полушарии Панталассы (Прапацифика). Имеются некоторые свидетельства того, что это действительно произошло. Такими свидетельствами являются вулканоплутонические пояса периферии Тихого океана: оз. Б. Медвежьего на северо-западе Канадского щита, п-ова Йорк в Австралии, а также раннерифейские офиолиты Юго-Восточного Китая. В дальнейшем режим активных окраин андийского типа повсеместно сменился в обрамлении Тихого океана режимом пассивных окраин, с откалыванием от Пангеи I микроконтинентов, игравших роль бордерлендов (см. 5.2).

Возникает вопрос: откуда взялась вода, заполнившая первичный океан? Очевидно, за счет осушения Пангеи, на поверхности составных частей которой существовали, как было показано, достаточно многочисленные и относительно глубоководные протогеосинклинальные бассейны (первое частично осушение могло иметь место еще в конце архея).

## **9.2. ХАРАКТЕР ТЕКТОГЕНЕЗА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

Отправным моментом для наших рассуждений о механизме тектогенеза в раннем докембрии должен служить тот факт, что Земля уже в процессе аккреции и вскоре после нее, в ходе первичной дифференциации (выделения внешнего ядра, начала образования коры), претерпела существенный разогрев и что в катархее тепловой поток мог, по расчетам А. С. Мониной [84], в 5—6 раз превосходить современный. Поскольку при этом не произошло полного расплавления планеты, следует считать, что уже на догеологическом этапе мантия была охвачена конвективными движениями и что эта конвекция осуществлялась гораздо энергичнее, чем в более позднее время. Если исходить из допущения, что температура верхней мантии превышала на 200 °С современную, то конвекция должна была быть хаотичной и зона частичного плавления равной степени — астеносфера однообразной вязкости должна была охватить всю планету [175]. В этих условиях локализация магматических излияний на поверхность могла зависеть лишь от места падения метеоритов и астероидов.

В катархее должен был произойти переход от хаотичной к более упорядоченной, мелкочаечистой конвекции. Происхождения магмы, материнской для «серых гнейсов», остается пока неясным. Некоторые исследователи [19, 84, 175] считают, что эти натровые гранитоиды уже являлись продуктом субдукции первичной базальтовой или коматитовой коры. Но такое предположение не кажется нам обязательным, ибо близкие по составу гранитоиды (трондёмиты, плагиограниты) образуются в обстановке срединно-океанских хребтов и входят в состав офиолитовых комплексов. Поэтому альтернативной субдукции моделью для катархей может считаться модель мантийных струй, поднимающихся от границы ядра и мантии и создававших центры первичного наращивания протоконтинентальной коры (частично за счет переработки предшествовавшей коры основного-ультраосновного состава).

Во всяком случае к началу архей коры оказалась уже дифференцированной на протоконтинентальные ядра и промежуточные протоокеанские участки, а конвекция приняла упорядоченный характер с течениями, направленными от миниокеанов к миниконтинентам. Миниконтиненты испытывали поднятие и вторичное растяжение с образованием пластичных рифтов — зеленокаменных поясов. Это должно было привести к увеличению их площади за счет миниокеанов и к субдукции коры последних. Не образовались ли впоследствии на месте этих первичных миниокеанов гранулитовые пояса?

Рифтинг в некоторой части архейских зеленокаменных поясов (пояса второго типа, энсиматические) переходил в спрединг, естественно сопровождавшийся субдукцией по их периферии. Эта эмбриональная форма тектоники плит существенно отличалась от развитой, фанерозойской формы не только масштабом плит и конвективных ячеек, но и высокой скоростью спрединга и субдукции, обусловленной в последнем случае, как отмечалось, большой плотностью коры и малой плотностью астеносферы.

Большая плотность коры и литосферы в целом не могла благоприятствовать их обдукции на протоконтиненты и этим, вероятно, объясняется отсутствие на поверхности настоящих архейских офиолитов, хотя время от времени сведения о них появляются в печати [226]. Субдукции подвергалась молодая литосфера и это приводило к ее погружению под протоконтинент под пологими углами. Думается, что погружением океанской плиты на относительно малые глубины можно объяснить и отсутствие в архее и раннем докембри андезитов и вообще высокобарических метаморфитов. Некоторым их эквивалентом могли быть менее высокобарические, но более высокотемпературные кианитовые сланцы.

Возможно, что эта форма тектоники плит была близка к предполагаемой в настоящее время на Венере, где обнаружены и структуры растяжения (рифты) и структуры сжатия и где отсутствуют крупные литосферные плиты.

В конце развития конвективных ячеек должно было происходить обращение направления движения мантийных течений — от их гра-

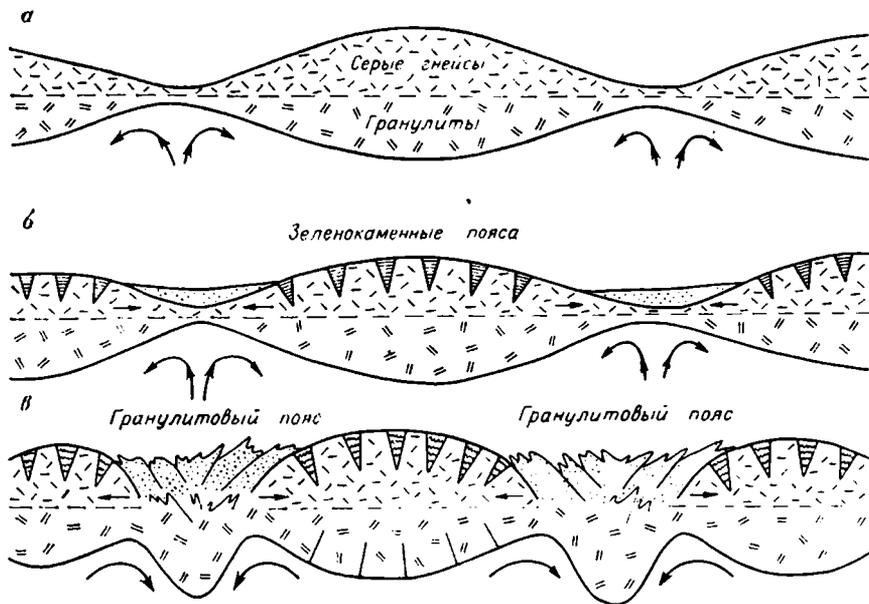
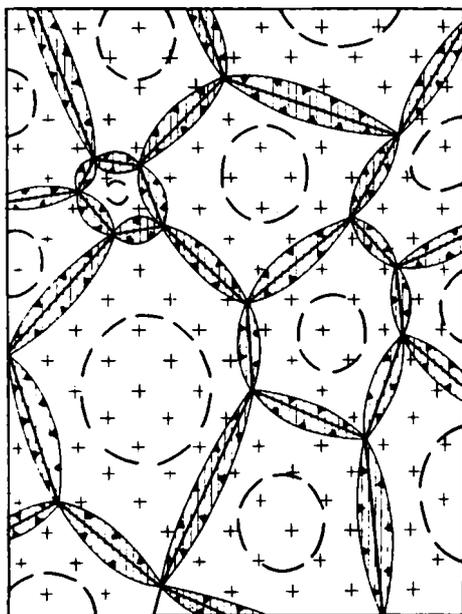


Рис. 73. Возможная модель развития земной коры в архее (по В. Е. Ханну).  
 а — конец катархей, б — архей, в — конец архей

нит-зеленокаменных ядер к гранулитовым поясам, испытывавшим благодаря этому интенсивное сжатие, скучивание, поднятие и затем вторичное растяжение и рифтообразование (рис. 73).

Вероятно, что гранит-зеленокаменные области архей наследовали «серогнейсовым» протоконтинентам катархей, а последние — ударным кольцевым структурам догеологического этапа истории Земли. Если это верно, то «серогнейсовую» кору необходимо рассматривать как продукт преобразования, замещения и наращивания первичной мафической-ультрамафической коры. Она надстраивалась продуктами архейского магматизма — ремобилизатами «серых гнейсов», мантийными эффузивными (материал зеленокаменных поясов) и интрузивными магматитами. В свою очередь, на основе архейских гранит-зеленокаменных областей возникли, вероятно, допротерозойские протоплатформы (эократоны). Окончательно внутренний структурный план площадей раннедокембрийской кратонизации — основы современных древних платформ (собственно кратонов) сложился к концу раннего протерозоя в виде куполов-кольцевых структур гранит-зеленокаменных областей, вписанных в многоугольники, образованные решеткой позднеархейско-раннепротерозойских гранулитовых поясов и протогеосинклинальных складчатых систем. Подобный характер этого структурного рисунка (рис. 74) был недавно отмечен независимо одним из авторов настоящей книги [128] и австралийским геологом М. Катцем [244]. Последний иллюстрировал эти представления примером строения части Африканской платформы.



1 — гранит-зеленокаменные области; 2 — гранулитовые пояса

Рис. 74. Принципиальная схема соотношения гранулитовых поясов с гранит-зеленокаменными областями (по В. Е. Ханну).

1 — гранит-зеленокаменные области; 2 — гранулитовые пояса

его антипода — Панталассы (Прапацифика). Автор этих строк присоединяется к мнению А. С. Мони́на и О. Г. Сорохтина [85], объясняющих подобный структурный план проявлением уже одноячейковой конвекции. Такая одноячейковая конвекция могла на относительно короткое время установиться уже в конце архея, если правильны наши предположения относительно образования в эту эпоху Пангеи 0. Мы отмечали, что, по мнению Ч. Б. Борукаева [19], тот же процесс мог иметь место еще в конце катархея.

Устанавливаемая для раннего докембрия унаследованность развития структурного плана прослеживается и в дальнейшей истории Земли. В рифее и начале палеозоя раскалывание Пангеи I с образованием палеоокеанов и на их активных окраинах геосинклинальных поясов происходило вдоль главных древних швов, ограничивавших крупные ячейки кратонного масштаба, подчеркнутых гранулитовыми и вулканоплутоническими поясами. Вдоль швов второго порядка, на границе более мелких ячеек, отвечавших протоплатформам (эократонам, мшикратонам), закладывались авлакогены. Рифтовые системы, родоначальные для молодых, мезокай-

Подобный структурный рисунок, как подметил М. А. Гончаров, полностью соответствует картине конвективных ячеек Рэлея-Бенара и, по всей вероятности, может служить объективным свидетельством справедливости представлений о проявлении мантийной конвекции в раннем докембрии.

В самом конце раннего протерозоя начале рифея стал складываться и более крупноячейковый план строения континентальной коры и литосферы, намеченный вулканоплутоническими поясами по периметру будущих древних платформ (кратонов). В принципе этот план подобен мелкоячейковому плану их внутренней структуры и может рассматриваться как наглядное свидетельство укрупнения масштаба конвективных ячеек. Это укрупнение имело своим конечным результатом создание суперконтинента Пангея I и

нозойских океанов, а также более молодые авлакогены и континентальные рифты, вплоть до позднекайнозойских, в значительной мере использовали те же ослабленные зоны континентальной литосферы. Таким образом, этот мотив унаследованности прослеживается на протяжении всей истории Земли.

Вместе с тем необходимо предостеречь против излишне прямолинейного восприятия этой закономерности. Надо, во-первых, учитывать, что внутреннее строение элементарных ячеек, определяющих основную делимость континентальной коры начиная с архея, испытывало значительные изменения во времени, особенно в раннем докембрии, при переходе от ударных кратеров к «серогнейсовым» ядрам и далее к гранит-зеленокаменным областям. Поэтому прямое отождествление наблюдаемых в настоящее время из космоса кольцевых структур с этими древнейшими астроблемами не вполне корректно. И, во-вторых, в ходе эволюции земной коры происходила неоднократная рекомбинация этих элементарных ячеек, их новая и новая перегруппировка, определявшая существенное обновление структурного плана поверхности Земли.

Обращает на себя внимание, что в начале каждого нового этапа развития земной коры — архейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского были широко проявлены процессы растяжения, по крайней мере континентальной коры. Не свидетельствует ли это об эпохах частичного увеличения радиуса Земли, некоторого ее расширения, которое к концу этапов могло смениться сжатием, создавая общую картину пульсации планеты? Расширение могло служить и дополнительным, но только дополнительным, а не основным, как считают, например А. И. Гликсон [216] и Е. Е. Милановский [81], фактором океанообразования.

### 9.3. СТАДИИ РАЗВИТИЯ И ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Поздний докембрий — эпоха коренных изменений в стиле глобального тектогенеза, изменений, которые явились основанием для выделения неогоя. Уже на первой стадии развития в раннем рифее существовали все типы структурных элементов, которые наблюдаются в позднем докембрии, однако роль отдельных типов на разных стадиях резко менялась. Поэтому целесообразно вначале подчеркнуть главное в содержании конкретных стадий, т. е. сделать общий обзор эволюции, а затем охарактеризовать главные структурные элементы на основе всего изложенного выше материала.

#### 9.3.1. Стадии развития

Главные события первой **раннерифейской** стадии — возобновление нового этапа деструкции и заложение новой генерации внутриконтинентальных структур — авлакогенов, интраконтинентальных геосинклиналей, зон негеосинклинальной ТТП, а также первые на-

дежные проявления окраинно-континентальных процессов в ограниченном районе Юго-Восточной Азии. Среди интракратонных структур преобладание существенно энсиалическое. Существование энсиматических интрагеосинклиналей, по существу, лишь можно предполагать, так как повсеместно раннерифейский возраст толщ, слагающих эти зоны, строго не доказан (Мавританиды, Аракшиды, сибирские системы). Уже в конце стадии некоторые системы вовлекаются в главный диастрофизм (Кибариды). Как отмечалось в гл. 5, в районе Юго-Восточной Азии возникает группа микроконтинентов, вокруг которых закладываются активные окраины и формируются островодужные комплексы, офиолитовые сутуры. Так восстанавливаются этапы цикла Вильсона от новообразования бассейнов с океанской корой до их «захлопывания». Не вполне ясна причина формирования этого микроконтинентального роа — либо это «крошево», оставшееся в результате разрыва этого сегмента Пангеи, либо это фрагменты, отделившиеся от сторон входящего в нее угла Панталласы. Примечательно, что Г. Штилле [134] в своем анализе ассинтской тектоники придавал большое значение юго-восточноазиатско-австралийской области, считая, что здесь располагался «угловой выступ океана, облегчавший во время альгонкского перелома пробивание глубокой ортогеосинклинальной борши в теле Мегагеи».

Более второстепенными тектоническими событиями данной стадии развития явились продолжающееся формирование вулканоплутонических комплексов в ассоциации с молассоидами акитканского типа, формирование платформенных чехлов в глубокопогружающихся сравнительно небольших по размеру впадинах, а также проявление негеосинклинальной ТТП субстрата типа эльсонской, паргуасанской в зонах, близко расположенных к ареалам кислого вулканизма, плутонизма и молассоидного образования.

В целом в раннем рифее отмечается явное господство внутриконтинентальных структур и внутриплитных тектонических режимов.

Наиболее примечательные события среднерифейской стадии — возникновение активной островодужной окраины в Аравийско-Нубийской области у края Африканского кратона, развитие и инверсия энсиматических интракратонных геосинклиналей, заложение и эволюция Гренвильского пояса — классической структуры негеосинклинальной ТТП субстрата. Известково-щелочные вулканические комплексы и батолиты с возрастом около 1 млрд. лет в Саудовской Аравии и Египте и заключенные среди них офиолитовые меланжи свидетельствуют о миграции океанообразования из района Юго-Восточной Азии на запад и о возникновении периокеанской эвгеосинклинали в данном районе, где описаны наиболее достоверно и подробно самые древние проявления цикла Вильсона в истории Земли. Складчатость интракратонных энсиматических геосинклиналей Западной Африки, Центральной Бразилии, Южной Сибири компенсируется заложением параллельно этим системам вытянутых существенно энсиалических краевых прогибов типа

Парагвай-Арагуайя, Прибайкальского. Заложение и развитие Гренвилско-Дальсландского пояса ТТП происходит одновременно с заложением и развитием авлакогена Квино — своеобразной и неповторимой в своем роде энсиматической структуры.

В среднем рифее завершается формирование кислых вулканоплутонических с молассоидами ассоциаций, в то время как процессами ТТП охватываются (помимо гренвилид) новые площади (Мадагаскар, Намакваленд, Трансантарктические горы). Платформенные чехлы и авлакогены развиваются в режиме, аналогичном раннерифейскому. Довольно длительное время, почти весь средний рифей (с интервалами), продолжается посттектонический магматизм в Кибаридах и разновозрастных им складчатых сооружениях. В целом внутриплитная тектоника продолжает доминировать, несмотря на усиление периокеанских процессов.

**Позднерифейская стадия** имела очень важное значение в позднедокембрийской эволюции. Она отмечена сквозным расчленением Пангеи с образованием океанского пространства между Северной Африкой и Северной Америкой, западного края Прототетиса и обособлением двух суперконтинентов — Гондваны и Лавразии. Был завершен процесс направленного расчленения Пангеи (с востока на запад), начавшийся в раннем рифее. С этой стадией связано заложение Прототихоокеанского подвижного пояса в виде планетарной ленты пассивных окраин и цепочки океанских бассейнов, отделенных бордерлендами от Панталассы. В позднем рифее закладывается новая генерация внутриконтинентальных структур — энсиматических и энсиалических геосинклинальных трогов, имеющих еще более сложное внутреннее строение, чем первая позднедокембрийская генерация. Местами (Центральный Казахстан, Алтай-Саянская область, Западный Ахаггар) в интервале между завершением развития первой среднерифейской генерации и возникновением второй фиксируются кратковременные платформенные условия. В позднем рифее закладывается эмбриональная структура Протосевероатлантического океана (Протояпетус) в виде системы континентальных рифтов, протягивающейся от Ньюфаундленда до Шпицбергена и связанной с Уралом. В это время продолжают свое развитие зоны длительного полициклического развития — авлакогены (Протоурал, Восточно-Европейской и Сибирской платформ) интракратонной геосинклинали (Енисейского края, Мавритано-Сенегальская, Центрально-Бразильская).

Принципиальное значение имела эта стадия в истории формирования платформенных чехлов. Огромные плащи осадочных образований в синеклизах начали сменять глубокие, но сравнительно небольшие по площади прогибы и впадины. Примечательно практическое отсутствие позднерифейских чехлов на Северо-Американском кратоне.

Особую роль играл рубеж 850 млн. лет. Именно к этому рубежу приурочено заложение миеосинклинали Кордильер на месте более древних до этого авлакогенов, складчатость в Карпато-Балканском регионе, Енисейском крае, возможно, в Байкало-Витим-

ском поясе, складчатость Янцзы в КНР, луфилийская складчатость Африки. По существу, события в Гренвильском поясе испытали полное затухание на этом уровне. Возможно, правильнее проводить верхнюю границу рассматриваемой стадии в середине позднего рифея.

Глобальная эволюция на рассматриваемой стадии характеризуется почти равномерным сочетанием внутриплитных и окраинно-плитных процессов.

**Венд-раннекембрийская стадия** примечательна многими событиями и прежде всего началом распада Лавразии в результате раскрытия океанов Япетус и Центрально-Азиатского.

Одновременно на флангах Центрально-Азиатского океана возникает третья генерация интракратонных геосинклиналей в пределах Алтае-Саянской области, Забайкалья, Центрального Казахстана. Регенерируются рифтогенные процессы в Юго-Восточной Азии.

Некоторые участки Тихоокеанского кольца (Анды, Трансарктические горы) втягиваются в активные окраинно-континентальные процессы. В венде завершается формирование аккреционного комплекса Аравийско-Нубийской области, происходит кадомская складчатость, охватившая значительную часть Западной Европы, Ньюфаундленд, Анатолию. Вместе с тем байкальская складчатость в тектонотипе не проявилась, более того, в венде-кембрии, как отмечалось, этот регион испытывал рифтогенез. Вендская обстановка ярко иллюстрирует противоположный характер геодинамики подвижных зон Гондваны и Лавразии. Повсеместно, теперь уже и в Восточно-Европейском, Сибирском кратонах формируются на огромных территориях сплошные плащи платформенного чехла. В пределах Северной Америки продолжает отсутствовать платформенное осадконакопление.

Приведенный палеотектонический анализ показывает последовательное усложнение глобального структурного плана от раннего рифея к венду, постепенную смену где-то на уровне середины позднего рифея господства внутриплитного режима окраинно-плитным, переход от мозаичного расположения подвижных зон к поясному. К концу докембрия была создана основа современного структурного плана континентов. Гондвана охватывается «панафриканской» орогенцией, включающей диастрофизм интракратонных зон и наибольший размах ТТП субстрата. С завершением этих процессов внутренние части Гондваны испытывают консолидацию и превращаются в платформу.

### 9.3.2. Главные структурные элементы

Попытаемся дать краткую итоговую характеристику структурных элементов позднего докембрия.

**9.3.2.1. Структуры платформенного чехла** позднего докембрия можно разделить на впадины или прогибы, развивавшиеся в раннем-среднем рифее и выполненные очень мощными и сравнительно деформированными толщами (типа впадины Бангемолл, Мак-Ар-

тур), и синеклизы типа Таудени, Конго, свойственные позднему рифею-венду. Синеклизы Евразии формировались на древнем субстрате, иссеченном рифейскими авлакогенами, тогда как в Гондване их заложение происходило непосредственно на фундаменте. Следует также отметить отсутствие антеклиз в платформенных чехлах рифея и венда. В развитии синеклиз устанавливается некоторая диахронность. На материках Гондваны они появляются в позднем рифее, на материках Евразии — в венде. Как отмечалось, квазиплатформенным ниже-среднерифейским осадочно-вулканогенным образованиям свойственно накопление в мелких грабенах и небольших неправильных очертаний впадинах.

**9.3.2.2. Авлакогены** были широко развиты в Лавразии и Австралии в раннем — среднем рифее. В позднем рифее они сохраняются в Евразии, Австралии и присутствуют в Центральной Африке. В венде эти структуры в основном «запечатываются» плитным чехлом и развиваются практически лишь в Австралии.

Можно выделить два главных типа авлакогенов — инверсионные (типа Амадиес, Белт, Маккензи и др.) и безинверсионные (типа Пачелмского и др.). Особо в классификационном ряду находятся энсиматические авлакоген Кивино и авлакогеосинклинали\* типа Западно-Конголезской\*.

**9.3.2.3. Интраконтинентальные (интракратонные) геосинклинали.** Этот тип линейных структур в позднем докембрии получил широкое развитие. Отличаясь четким внутриконтинентальным характером, интракратонные геосинклинали на ранней стадии своего развития испытывали опускание, а на заключительной — поднятие, сопровождающееся складчато-надвиговыми деформациями, метаморфизмом, гранитизацией. Таким образом, они вполне подходят под общее определение термина «геосинклиналь» В. Е. Хаина. В развитии этих структур наблюдается тенденция увеличения во времени количества энсиматических интракратонных геосинклиналей.

Отметим наиболее характерные черты энсиматических интраконтинентальных геосинклиналей: 1) неперенное присутствие древнего синэпигейского основания; 2) своеобразный рисунок в плане, напоминающий строение континентальных рифтовых систем; 3) терригенно-карбонатный, «миогеосинклинальный» характер толщ с неравномерным развитием бимодальных или основных вулканизов; 4) практическое отсутствие поперечной зональности; 5) развитие линейной складчатости, надвиговых деформаций, гранитизации и метаморфизма на заключительной стадии развития. Учитывая эти признаки, данные структуры можно назвать интрамиогеосинклиналиями.

\* Термин был введен Г. П. Леоновым и широко употребляется Е. Е. Милановским. При этом в этот класс структур включаются практически все энсиматические интрагеосинклинали. По нашему мнению, его следует применять лишь к таким довольно редким структурам, испытавшим складчатость, инверсию, сопровождавшуюся новообразованием передовых прогибов, но в которых полностью отсутствуют гранитизация и метаморфизм. В более широком смысле применение этого термина нецелесообразно.

Энсиматическим интраконтинентальным геосинклиналям, которые обычно протяженнее энсиалических, свойственны следующие черты: 1) присутствие ультрабазитов, часто в сочетании с другими породами офиолитового комплекса, не образующими, однако, полной последовательности офиолитовой ассоциации; 2) четко выраженная поперечная структурно-формационная зональность; 3) существенная роль вулканитов в выполнении систем, локальное присутствие в некоторых из них непрерывных известково-щелочных серий в сочетании с граувакковым флишем; 4) интенсивные складчато-покровные деформации; зональный региональный метаморфизм, распространение гранитоидных батолитов на заключительной стадии развития; 5) резкая изменчивость по простиранию, выражающаяся в потере «энсиматичности», переход в энсиалические отрезки, особенно при выклинивании систем в теле кратона; 6) образование «тройных сочленений» с некоторыми энсиалическими системами авлакогенов и с перикокеаническими поясами. В последнем случае энсиматические интрагеосинклинали сами являются «апофизами» по отношению к данным поясам.

Как видно, рассматриваемые структуры обладают многими чертами эвгеосинклиналей. Их поэтому можно назвать интраэвгеосинклиналями.

Следует особо подчеркнуть тесную пространственную связь между линейными интраконтинентальными подвижными зонами, взаимные переходы одного типа в другой по простиранию, что является следствием неравномерного рифтинга при их заложении. Создается градация, эволюционный ряд рифтогенных интраконтинентальных структур от авлакогенов до энсиматических зон (см. таблицу).

Выявляется дифференциация интраконтинентальных структур по длительности их развития. При этом тип подвижной зоны не имеет здесь особого значения. Энсиалический Протоурал развивался в течение всего позднего докембрия в стиле авлакогена одновременно с энсиматическим Енисейским кряжем или Мавританидами. Энсиматическая зона Западного Ахагара развивалась лишь от середины позднего рифея до кембрия и т. д. Причины, обуславливающие моно-, дициклическую или полициклическую эволюцию интраконтинентальных прогибов, не вполне ясны.

**9.3.2.4. Зоны негеосинклинальной ТТП субстрата** представляют собой структуры, развивающиеся исключительно в докембрии. Им свойственны наложенные деформации главным образом в виде протяженных сдвиговых зон, вдоль которых наблюдаются мощные диафориты. Тектоническая переработка может выражаться в образовании куполов и интерференционной складчатости. Для данных зон типично распространение чарнокитов, сопряженных с породами гранулитовой фации. При этом гранулитовый метаморфизм может возникать и непосредственно в эпоху ТТП, как это имеет место в Австралии и Восточной Африке. В процессе ранне-среднерифейской переработки фундамента (Гренвильский, Намаквейский пояса) возникают крупные тела анортозитов. Панафри-

Таблица

## Эволюционный ряд линейных структур позднего докембрия

№	Тип структуры	Признаки типов и подтипов	Примеры
1	Авлакогены	Отсутствие гранитизации, метаморфизма	Амаднес, Джорджина, Пачелмский
2	Интракратонные	1. Отсутствие гранитизации при незначительном основном и кислом вулканизме и метаморфизме, складчатость	Западные Конголиды, Эспиньясу, Протоурал
	Эвсиалические	2. Черты подтипа 1+гранитизация	Кибариды, Катангиды, Парагвай-Арагуайя, системы СВ Бразилии
	Геосинклинальные системы	3. Существенное проявление основного и кислого вулканизма, метаморфизм до амфиболитовой фации, гранитизации	Пенсакола, Алексод, Апия, Маюмбе, Дамариды
3	Интракратонные	1. Основной вулканизм, метаморфизм, гранитизация, единичные мелкие тела альпийно-типных гипербазитов и габбро	Северная часть Атакорид, Сержип
	Эпсиматические	2. Интрузии и протрузии ультрабазитов и габбро	Арашиды, Енисейский кряж
	Геосинклинальные системы	3. Усиленно выраженные черты подтипа 2+известково-щелочной магматизм	Хоггар, Байкало-Витимский пояс
		4. Присутствие расчлененной офиолитовой ассоциации, серпентинитового меланжа без известково-щелочного магматизма	Гарип, Малмсбери, Южные Арашиды
		5. Расчлененная офиолитовая ассоциация — известково-щелочной магматизм	Мавританиды, Тижукас, системы Центр. Казахстана
4	Окраинно-кратонные геосинклинальные пояса	Присутствие фрагментов полной офиолитовой ассоциации, непрерывных известково-щелочных серий. Признаки активной или пассивной континентальной окраины, развитие по типу сложного геосинклинального пояса	Антиатлас, Аравийско-Нубийская область. Протоандский пояс, Восточная Австралия, Россиды, Центрально-Азиатский пояс, Япетус, Юго-Восточная Азия

канским зонам ТТП анортозиты уже несвойственны и магматизм выражен главным образом гранитами и пегматитами. Хотя вопрос о формировании супракрустальных толщ, близких по возрасту к ТТП, не решен окончательно, имеющийся материал позволяет сделать вывод о присутствии в зонах переработки обычно единичных рифтогенных прогибов, испытывающих деформацию, метаморфизм и магматизм одновременно с такими же, но уже наложенными процессами в окружающем фундаменте. К подобным прогибам относятся Центральный метаосадочный пояс в Гренвильском поясе, Корас в Намаквайской зоне, Лурио в Мозамбикском поясе.

Особый структурный тип представляют области чередования полос переработанного фундамента с узкими рифтогенными трогами. Они возникают в позднем рифее. Примерами является Нигерийская зона, Каририанская, Рибейра. Зона переработки может соединяться с синхронной интракратонной структурой по типу тройного сочленения, например, Ирумиды—Мозамбикский пояс, Замбези-Катангиды—Мозамбикский пояс.

Пространственная и временная связь зон ТТП с интракратонными геосинклиналями— важная и неотъемлемая особенность зон негеосинклиальной переработки.

Одна из наиболее ярких черт зон ТТП, на основании которой мы их и распознаем,— тотальное изотопное омоложение субстрата фиксируемое, главным образом, Rb-Sr и K-Ar датировками.

Все больше данных свидетельствуют о неоднократной переработке одной и той же области, о полициклическом характере ТТП. Так, в Мозамбикском поясе совершенно определенно устанавливается этап «гренвильской» (около 1000 млн. лет) ТТП и «пан-африканской» — (650—500 млн. лет) переработок. Помимо всего остального об этом говорят и два «тройных сочленения» — со среднерифейской складчатой системой Ирумид и позднерифейско-вендской системой Катангид.

Вместе с тем существуют и моноциклические зоны негеосинклиальной ТТП. По-видимому, к такому типу относятся Намаквайская, Ниродская зоны.

#### **9.3.2.5. Крайинно-континентальные (периокеанские) структуры.**

В позднем докембрии можно восстановить все палеотектонические обстановки цикла Вильсона — рифты континентальные и красноморского типа: пассивные окраины, активные островодужные окраины и континентальные активные окраины андского типа. В современной структуре в результате плитных процессов возникли аккреционные комплексы (Аравийско-Нубийский), краевые вулканоплутонические пояса или лиминарные системы (Антиатлас — Анды, Антарктанды). Внутренняя структура аккреционных комплексов характеризуется сложным складчато-покровным строением, совершенно аналогичным строению таких же поясов фанерозоя. Как отмечалось, в них присутствуют аллохтонные пластины, содержащие фрагменты полной офиолитовой ассоциации, обширные зоны серпентинитового меланжа, грауваккового флиша, непрерывных известково-щелочных вулканических серий, прорванных батолита-

ми. На месте активных окраин андского типа в области Антиатласа был создан вулканоплутонический пояс с мощным известково-щелочным вулканизмом (Уарзаат). Для аналогичных поясов тихоокеанской окраины более типичны крупные тела гранитных батолитов (Трансантарктический пояс) в сочетании с молассовыми прогибами.

#### **9.4. ХАРАКТЕР ТЕКТОГЕНЕЗА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ**

Тектогенез позднего докембрия отражает прежде всего процесс деструкции и преобразования древней континентальной коры Панген, вплоть до замещения ее океанской. Лишь в конце позднего докембрия все более отчетливо стали проявляться новообразования океанской коры. В основе этого глобального процесса лежит рифтогенез. Материал позднего докембрия как никакой другой дает возможность рассматривать эволюцию различных рифтогенных структур, увидеть возможные пути развития и превращений рифтов. На протяжении значительной части позднего докембрия доминировал механизм приостановленного рифтинга и abortивного спрединга, который приводил к созданию разнотипных подвижных зон — от авлакогенов до энсиматических интракратонных геосинклиналей. Во второй половине позднего докембрия увеличивается количество окраинно-континентальных ортогеосинклиналей. Эта отчетливая тенденция постепенного возникновения и последующего нарастания во времени роли энсиматических структур, вплоть до появления настоящих океанов, является лейтмотивом протерозойского тектогенеза. Изложенный материал позволяет в значительной степени приблизиться к решению главной проблемы о значении плитно-тектонического механизма в докембрийской тектонике: с какого времени надежно фиксируется этот стиль тектогенеза? Имеющийся фактический материал показывает, что в современном виде, т. е. на фоне континентальных окраин планетарной протяженности и соответствующих им по размерам океанам, тектоника плит начинает проявляться только с позднего рифея. Вместе с тем в течение раннего — среднего рифея в сравнительно небольших зонах Юго-Восточной Азии и Аравии уже проходил цикл Вильсона, связанный с новообразованием океанских бассейнов и их закрытием посредством субдукции. Эти процессы протекали при господстве внутриплитной тектоники на остальной части Панген.

Механизм тектогенеза интракратонных геосинклиналей не вполне ясен. Принципиальная возможная модель изображена на рис. 75. Развитие этих структур тесно связано с эволюцией зон негеосинклинальной ТТП субстрата.

В основе процесса ТТП лежит рассредоточенный, рассеянный или ареальный рифтинг. Он мог протекать в условиях еще достаточно пластичной, не охлажденной коры. Этот процесс, по-видимому, начинается еще в предрифтовый этап, связанный с подъемом

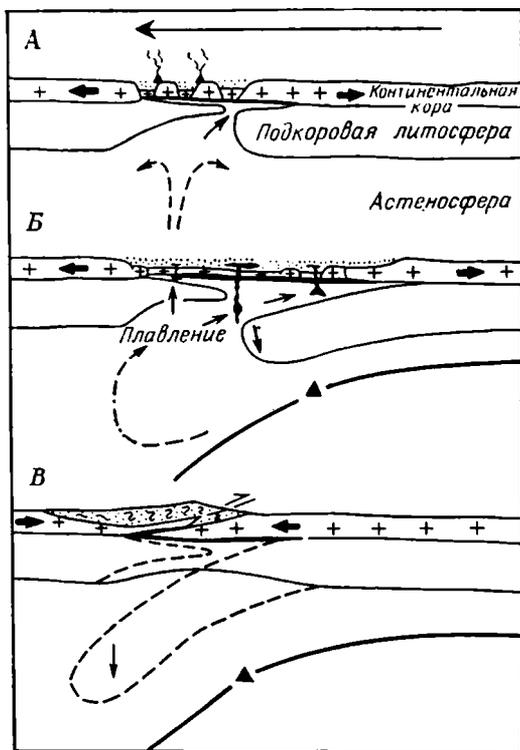


Рис. 75. Изображение трех стадий эволюции «энсиалического» складчатого пояса (по А. Кренеру).

А — рифтообразование; Б — растяжение коры, расчленение мантии; В — сжатие коры или А — субдукция, вызывающая горизонтальное сокращение и орогению

гранитов. Следовательно, зона переработки — неотъемлемая часть общего процесса, связанного с возбуждением мантии и приводящего к переработке коры как общим прогревом, так и линейным рифтингом. Процесс переработки начинается несколько раньше и заканчивается позже собственно рифтогенеза. Его окончание совпадает с полным охлаждением диапира.

Схематически развитие зоны переработки на примере юга Западной Африки изображено на рис. 72. Негеосинклиальная переработка в докембрии не наблюдается вокруг авлакогенов. По-видимому, для проявления этого процесса требуется достаточно крупная и сильно разогретая термоантиклиналь, близко расположенная к коре и способная вовлечь рифт в геосинклиальный процесс, одновременно вызвав значительный прогрев субстрата вокруг него. Типичная докембрийская переработка в фанерозое отсутствует, как бы замещаясь эпиплатформенным орогенозом.

диапира разуплотненной мантии. В это время имеет место прогрев значительной области литосферы, возникают коровые очаги плавления, выплавка пород со щелочным уклоном, общее ареальное растяжение и повышение проницаемости. В определенных местах, а именно в сводовых частях термоантиклинали, кора испытывает сводовое воздымание, сопровождающееся образованием рифтов. По мере охлаждения диапира растяжение сменяется сжатием, контракцией, приводящей к инверсии в области рифтов или вовлечения ее в геосинклиальный режим. За пределами собственно рифтов в областях негеосинклиальной переработки фундамента развиваются диафориты вдоль линейных зон деформаций, идет интенсивный метасоматоз, изотопное омоложение субстрата, образование пегматитов и

Основная проблема тектоники докембрия состоит в выяснении времени вступления в действие механизма тектоники плит, поскольку для фанерозоя значение этого механизма бесспорно, по крайней мере в кинематическом аспекте. С этой проблемой непосредственно связана и методологическая проблема — о границах применимости принципа униформизма и метода актуализма при анализе докембрийской истории Земли. Итак, принцип униформизма, с определенными поправками, соблюдается с позднего рифея, т. е. действителен для последнего миллиарда лет истории Земли. Поправки же проистекают из того факта, что эта история развивается циклически. Соответственно наиболее полно характер современных тектонических процессов соответствует тем процессам, которые протекали в эпохи высокой тектонической активности. Напротив, в эпохи снижения тектонической активности характер движений и деформаций земной коры мог существенно отличаться от современного. Поэтому тектонические режимы некоторых отдаленных геологических периодов могут быть ближе к современным, чем режимы более близких периодов (например, раннего палеогена и позднего мела).

Начиная со среднего рифея и особенно с границы позднего и раннего протерозоя, об униформизме тектонических процессов говорить становится все труднее, тем более применительно к архею и катархею. Но из этого не должен следовать отказ от использования метода актуализма, который надо понимать более широко, чем основанный строго на принципе униформизма. Имея дело даже с самыми ранними этапами развития земной коры, мы прежде всего должны искать аналогии с современным этапом, учитывая сходство большинства типов горных пород и типов дислокаций с современными. И только после обнаружения особенностей движений, деформаций, структур, пород, не сводимых к современным, нам следует обратиться к поискам отличий в тех процессах, которыми они были созданы, и флюидо-термодинамических условий их образования. Только так мы можем прийти к объективному выявлению направленности и стадийности в тектонической истории Земли, равно как и ее геологической истории в целом.

Поступая таким образом и сосредоточив наше внимание на времени появления «плитной» формы тектогенеза, мы можем выделить в докембрийской тектонической истории четыре этапа:

1) доплитнотектонический этап — примерно до 3,5 млрд. лет; соответствует эогею В. И. Шульдинера;

2) эмбриональный этап — отвечает архею и раннему протерозою и состоит из двух подэтапов (AR и PR); соответствует протогею Г. Штилле;

3) переходный этап — охватывает ранний и средний рифей, отвечает дейтерогее Г. Штилле;

4) современный этап — состоит из двух подэтапов (поздний рифей — палеозой и мезозой — кайнозой); это неогей Г. Штилле.

Смена одного этапа другим происходила не просто поступательно, а каждый этап, возможно, кроме первого, и даже каждый подэтап завершался созданием единого массива континентальной коры, единого суперконтинента — Пангеи, т. е. переходом к одной ячейковой конвекции, по А. С. Мопину и О. Г. Сорохтину. А каждый следующий этап или подэтап начинался с распада предшествующей Пангеи и установления режима конвекции, свойственного именно этому этапу. Не исключено, что распад Пангеи стимулировался некоторым, относительно кратковременным и небольшим увеличением радиуса Земли (на несколько процентов), в то время как в течение очередного этапа шло постепенное его уменьшение.

Доплитно-тектонический этап характеризовался высоким, возможно, в 5—6 раз выше современного тепловым потоком и соответственно неглубоким залеганием, большой мощностью, малой вязкостью (вследствие повышенного содержания расплавленного вещества) астеносферы, небольшой мощностью, пониженной вязкостью литосферы, повышенным содержанием в мантии флюидов. Мантийная (вероятно, общемантийная) конвекция носила хаотический характер, значительное воздействие на литосферу оказывала метеоритная бомбардировка, способствовавшая выплавлению базальтов (коматинитовых базальтов) из астеносферы и формированию первичной меланократовой коры. Возможно, что падение крупного астероида спровоцировало появление эмбриональной впадины Тихого океана и «стягивание» новообразованной к концу этапа протосиалической коры в противоположное полушарие Земли, положив начало ее фундаментальной дисимметрии. Кольцевые и купольные с протосиалическими («серогнейсовыми») ядрами структуры — господствующая форма тектоники на этом этапе.

Этап эмбриональной тектоники плит состоял, как указывалось, из двух подэтапов. На раннем, архейском, подэтапе тепловой поток все еще в 3—4 раза превышал современный, протосиалическая кора и вся протоконтинентальная литосфера отличались пониженной вязкостью и повышенной пластичностью. Однако мантийная конвекция постепенно приобретала более упорядоченную форму. Над ее восходящими ветвями происходил «пластичный рифтинг» и возникали зеленокаменные пояса с узлом в центре или полным разрывом протосиалической коры. Их развитие протекало относительно быстро (десятки миллионов лет), сопровождалось поглощением протоокеанской или переходной к ней коры, отличавшейся повышенной плотностью, известково-щелочным магматизмом и заканчивалось сжатием, деформацией поясов и внедрением диапировых плутонов гранитондов, сначала натриевых, а затем и калиевых. Очевидно, происходила перестройка си-

стемы конвективных ячеек, миграция мантийных диапиров на новое место с повторением описанного процесса. В итоге к концу архея произошло существенное наращивание сиалической коры, которая уже вполне заслуживает наименования континентальной. На глубине она подвергалась метаморфической дифференциации с образованием в низах гранулитового слоя и выплавлением гранитного материала, скапливавшегося в средней части коры и образовавшего диапировые внедрения в ее верхней части. Позднеархейская кора уже обладала достаточно высокой вязкостью и хрупкостью для образования под влиянием ротационных сил (изменение скорости вращения Земли), глобальной регматической сети, вдоль трещин и разломов которой началось внедрение даек базальтовой магмы. Система малых конвективных ячеек (диаметр — сотни км) в астеносфере в конце архея приобрела определенную упорядоченность; ее отражением служит образование полигональной (преимущественно гексагональной) решетки гранулитовых поясов с вписанными в нее куполами гранит-зеленокаменных областей. В какой-то мере эти купола могли быть унаследованы от протосиалических ядер катархея, возникших на месте метеоритных кратеров догеологического этапа. Окончательное становление этой структуры относится уже к позднему подэтапу рассматриваемого этапа, к раннему протерозою.

На этом подэтапе значительные площади в пределах современных континентов, древних платформ и срединных массивов в фанерозойских подвижных поясах оказались уже достаточно стабилизированными, о чем убедительно свидетельствует накопление поверх архейской коры слабдеформированного, слабо или даже совсем неметаморфизованного чехла, нередко с участием покровов континентальных толентов. Эти площади рассматриваются в качестве протоплатформ, эократонов или, в другой терминологии, микроплит (в этом случае со своими окраинами). Разделяющие их подвижные зоны (протогеосинклинали) уже обладали многими чертами сходства с настоящими межконтинентальными геосинклиналями неогей; в них выделяются внешние зоны на не подвергшейся полной деструкции архейской континентальной коре — аналоги пассивных окраин современных океанов и миогеосинклиналей геологического прошлого и внутренние зоны на коре переходного или даже океанского типа — аналоги мезо- или эвгеосинклиналей, отвечавшие глубоководным частям этих бассейнов. Но по масштабам и глубине это еще скорее внутренние моря типа Черного моря или средиземноморских котловин, чем настоящие океаны; таковым мог быть лишь Платикий океан, и то с меньшими глубинами, чем современный. Деструкция континентальной коры в протогеосинклиналях лишь относительно редко доходила до новообразования океанской коры, судя по редкости нахождения офиолитов (протоофиолитов)\*. Но все же такие примеры имеются: Улытау, Байкало-

---

\* Эта редкость раннепротерозойских офиолитов может быть лишь отчасти следствием их быстрого поглощения в зонах субдукции.

Витимская система, Свекофенниды, Далма, Аравалли(?), хотя раннепротерозойский возраст офиолитов почти во всех случаях строго не доказан и они могут оказаться рифейскими, а по своему характеру эти офиолиты красноморского типа.

Протогеосинклинали скорее всего возникли за счет раскалывания гранулитовых поясов, другая часть которых оказалась как бы «вмороженной» в фундамент протоплатформ. Некоторая часть зеленокаменных поясов (Гвианский щит, Западная Африка) еще продолжала свое развитие в первой половине раннего протерозоя. Субдукция океанской или переходной коры протогеосинклиналей происходила в ограниченном масштабе, о чем свидетельствует ограниченность проявлений известково-щелочного магматизма и что связано прежде всего с малым «раскрытием» протогеосинклиналей. Лишь в конце этапа коллизия протоплатформ (микроконтинентов) привела к более мощному проявлению кислого вулканоплутонизма благодаря возникновению зон плавления внутри утолщенной континентальной коры.

К началу переходного этапа развития земной коры (ранний-средний рифей) образовался огромный массив вполне зрелой континентальной коры — Пангея I, которому должна была противостоять Панталасса (Пратихий океан). Окраины Пангеи в раннем — среднем рифее носили почти исключительный пассивный характер, за исключением участка на юго-востоке современного Китая и в конце этапа, когда начал раскрываться Прототетис, района Нубии и Аравии. Таким образом, на этом этапе господствовала внутриплитная тектоника, сменившая мелкоплитную раннего протерозоя.

Эта внутриплитная тектоника выражалась в развитии палеорифтов — авлакогенов и интракратонных геосинклиналей с разной степенью растяжения и деструкции континентальной коры на стадии заложения и сжатия и вызванных им складчато-надвиговых деформаций — на заключительной стадии. Как правило, развитие этих структур охватывало первые сотни миллионов лет, укладываясь в рамки одного, реже двух подразделений рифея. Оно сопровождалось коровым, преимущественно, магматизмом, сначала основным и преобладающе эффузивным, затем существенно кислым и интрузивным.

Четвертый этап развития земной коры, начавшийся в позднем рифее, характеризовался распадом Пангеи I с заложением подвижных (геосинклинальных) поясов неогей на месте наиболее мощных континентальных и межконтинентальных рифтовых систем рифея и обособлением в пределах северного полушария отдельных континентальных блоков — древних платформ. В южном полушарии прошел обратный процесс «залечивания» деструктивных структур рифея и образования суперконтинента Гондваны, отделенного от северных континентов новообразованным Прототетисом, южная активная окраина которого прослеживается теперь от Магриба до Аравии и северо-запада Индостана, Восточной Австралии и Антарктиды. Аналогичная картина наблю-

дается по западной периферии Южной Америки, северной, западной и южной — Сибирского кратона. Так происходит переход от внутриплитной тектоники предыдущего этапа, которая частично проявляется на северных платформах до раннего венда включительно, к окраинно-плитной тектонике. Межконтинентальные и окраинно-континентальные подвижные пояса позднего рифея-венда, о существе, уже ничем не отличаются от аналогичных поясов рифея — ни по разрезам офиолитовой ассоциации, ни по строению аккреционных комплексов с их обширными аллохтонными пластинами офиолитов, меланжем, мощными толщами грауваккового флиша, известково-щелочных вулканитов, крупными батолитами гранитоидов и т. п.

Отмечается определенная сопряженность между вступлением континентальных окраин Гондваны и северных континентов в активную стадию развития и отмиранием внутриконтинентальных деструктивных структур рифея с их складчатостью, а частично метаморфизмом и гранитизацией. Сюда же относится и формирование зон ТТП, частично унаследованных от раннего протерозоя. Весь этот внутриконтинентальный диастрофизм может объясняться тем, что континенты оказались как бы зажатыми в «тиски» активных окраин с их крупными зонами субдукции.

В целом развитие земной коры в течение докембрия обнаруживает ясно выраженную направленность, общей предпосылкой которой служит закономерное снижение теплового потока \*. Соответственно происходит увеличение мощности, вязкости, жесткости, хрупкости литосферы, уменьшение мощности, пластичности астеносферы. Кора наращивается за счет мантии и к началу рифея основная часть объема современной континентальной коры оказывается уже сформированной. Одновременно происходит и «созревание» континентальной коры с увеличением ее «калиевости», со все более четкой дифференциацией на слои, отличающиеся по составу и по степени метаморфизма, в частности с обособлением осадочного слоя, начиная с раннего протерозоя и особенно рифея.

Совершенно очевидную эволюцию претерпевает магматизм. В конце архея появляются калиевые граниты и еще очень редкие плутоны ультращелочных пород (нефелиновые сиениты на Канадском щите). В раннем протерозое исчезают коматиты, происходит массовое внедрение роев даек основной магмы. К концу раннего протерозоя относится начало становления крупных гранитных батолитов, а затем и первых плутонов габбро-анортозитов и гранитов рапакиви. Последние продолжают формироваться в раннем рифее. К этой же эпохе относится массовое появление покровов игнимбритов. Что касается осадочных пород, то уже в архее возникают кварцевые песчаники и турбидиты, свидетельствующие о дифференциации тектонических обстановок, но это явление стано-

---

\* Некоторые исследователи допускают и снижение градиента литостатического давления, объясняя этим образование гранулитов в архее при небольшой мощности континентальной коры. Такое снижение давления может быть лишь следствием общего расширения Земли.

вится достаточно четко выраженным лишь в раннем протерозое. Отмечается приуроченность кварцевых песчаников к платформенным чехлам, турбидитов к более внутренним зонам и верхам разреза протогеосинклиналей, аркозов к орогенам и внешним зонам протогеосинклиналей с появлением тиллитов. В раннем протерозое впервые в значительном объеме начинают накапливаться карбонатные породы, преимущественно доломиты. В архее появляются, в раннем протерозое достигают расцвета и в рифее исчезают железисто-кремнистые породы — джеспилиты и пр.

На фоне этой эволюции достаточно отчетливо проступает и определенная цикличность. Она заключается в чередовании эпох наращивания и стягивания континентальной коры с образованием суперконтинентов Пангея 0 в конце архея, Пангея I в конце раннего протерозоя, Гондваны в конце позднего протерозоя и эпох деструкции этой коры, ее дробления на отдельные обломки. При этом сравнение итогов раннепротерозойской и позднепротерозойской (рифейской) деструкции показывает, что по мере увеличения мощности и жесткости литосферы дробление происходит на все более крупные обломки, чем и определился переход от мелкоплитной тектоники раннего протерозоя к крупноплитной конца протерозоя-фанерозоя.

Это циклическое чередование деструктивных и конструктивных фаз было бы соблазнительным связывать с попеременным расширением и сжатием Земли, с пульсацией ее объема, но в ограниченных (несколько процентов) размерах и с общей тенденцией сжатия, а не расширения, как это допускают некоторые исследователи. Подтверждением пульсирующего характера развития Земли может служить и факт повторного раскрытия и закрытия океанских бассейнов практически в одних и тех же местах. Примерами могут являться районы Северной Атлантики, раскрывавшейся в позднем рифее-венде и снова в юре-мелу, Южной Атлантики — в рифее и в мелу. Тетиса — в позднем рифее и юре — мелу, Урала — в рифее и ордовике и др. Эта закономерность находится в соответствии с палеомагнитными данными Эмблтона и другими о постоянстве и подобии геоцентрических углов между Африкой, Австралией и Северной Америкой, что следует из идентичности их относительного положения друг относительно друга в докембрии и в современную эпоху; с выводами авторов о предопределенности рифтогенеза; с данными о постоянстве регматической сети континентов начиная с 2,3 млрд. лет, с построениями Ле Пишона и Хюшона относительно объединения континентов в Пангею, в одном полушарии Земли. Все это противоречит представлению о беспорядочной перетасовке фрагментов континентальной коры в процессе раскрытия и закрытия древних океанов и предполагает существование устойчивого структурного плана, в рамках которого и протекали плитно-тектонические процессы. Из этого следует, в частности, важный вывод о том, что расположение континентов в позднедокембрийской Пангее не могло принципиально отличаться по своей ориентировке в пространстве от лучше нам известной их

группировки в составе Пангеи II, т. е. Пангея I должна была быть подобна Пангее II. Это теоретическая предпосылка должна облегчить реконструкцию протерозойской Пангеи по палеомагнитным данным.

Еще одна проблема касается степени синхронности проявлений эпох диастрофизма в докембрии. На допущении такой синхронности, основанной на статистике радиометрических датировок гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма, по существу, базируются все региональные, континентальные и глобальные схемы расчленения и корреляции докембрийских образований (К. Стоквелл, Л. И. Салоп, Л. Каэн и Н. Л. Снеллинг и др.). Но в какой мере это допущение оправданно? Мы не проводили специального исследования в этом направлении с построением соответствующих гистограмм, но на основе всего приведенного выше материала нам представляется, что до рубежа архей-протерозой вообще нет пока причин для выделения каких-либо глобальных рубежей. В частности, намечается существование нескольких генераций зеленокаменных поясов, но нет уверенности в том, что смена этих генераций происходила везде синхронно. Что касается самого рубежа архей-протерозой, намечаемого около 2600 ( $\pm 100$ ) млн. лет назад, то при всей его очевидности в глобальном масштабе нельзя утверждать, что граница характерных для каждого из этих эонов тектонического режима везде проходит на данном уровне. Во многих регионах, в особенности в Каапваальском эократоне Южной Африки, платформенный режим установился уже около 3 млрд. лет, а в Западной Африке и на Гвианском щите Южной Америки характерные для архея зеленокаменные пояса были широко развиты и в раннем протерозое. Нечеткость границы архей-протерозой отмечалась исследователями и на других континентах. То же касается и рубежа ранний—поздний (или средний, по другим шкалам) протерозой, проводимого на уровне 1700 ( $\pm 50$ ) млн. лет, но в общем и этот рубеж глобально весьма значим. Близкого порядка граница среднего—позднего рифея на уровне 1000 ( $\pm 50$ ) млн. лет, которую не случайно за рубежом принимают в качестве границы среднего и позднего протерозоя. Возможно, что тот же ранг следует приписать границе рифея и венда — 680 млн. лет. Более второстепенными рубежами внутри раннего протерозоя являются рубежи около 2300, 2100 и 1900 млн. лет, внутри рифея 1350 и 850 млн. лет, в венде 620 млн. лет.

Заканчивая этими соображениями наше исследование, мы далеки от мысли, что они могут претендовать на какую-то абсолютную достоверность. В геологии докембрия остается достаточно много нерешенных вопросов; к ним, в частности, относятся:

- 1) способ формирования нашей планеты — гомогенная или гетерогенная аккреция? Время образования ядра Земли и температура первичной Земли; 2) состав и возраст первичной коры; 3) происхождение серых гнейсов; 4) условия образования наиболее ранних гранулитовых комплексов; 5) модель развития зеленокаменных поясов; 6) модель развития поясов ТТП (гранулитовых поясов);

- 7) возраст и происхождение Тихого океана и дисимметрии Земли; 8) конфигурация Пангеи I; 9) возможное изменение радиуса Земли в докембрии.

Этот перечень включает все основные вопросы тектоники докембрия. Но такова же картина в любой из естественных наук — всегда нерешенными остаются главные проблемы — природа гравитации в физике, происхождение жизни в биологии, происхождение Вселенной в астрономии и т. п. Но по мере прогресса науки мы все больше приближаемся к их решению; так будет, несомненно, и в геологии докембрия.

---

В последнее время получены некоторые новые данные, имеющие принципиальное значение.

1. На Украинском щите, в Среднеприднепровском блоке уточнен возраст амфиболитов аульской серии — Sm-Nd методом получена дата  $3,91 \pm 0,22$  млрд. лет, древнейшая на Земле, не считая западноавстралийских цирконов. Тем самым подтвержден базитовый характер древнейшей коры. Плагиогнейсы, прорывающие аульские мафиты-ультрамафиты, оказались значительно более молодыми —  $3,19 \pm 0,14$  (Sm-Nd изохрона) или  $3,15-3,05$  (Rb-Sr изохрона) млрд. лет; примерно тот же возраст определен для метавулканитов конкско-верхоцевской серии (по Д. З. Журавлеву и др.).

2. На Балтийском щите, в Лапландском гранулитовом поясе впервые установлено М. К. Сухановым и др. присутствие пород архейского возраста — биотитовых гнейсов, датированных в  $2,8-2,7$  млрд. лет по циркону (Pb-Pb термодатированный метод).

3. На том же щите, на северо-востоке Финляндии описана достаточно полная и типичная офиолитовая ассоциация раннепротерозойского возраста (офиолиты Йормуа), обдуцированная на край Кольско-Карельской протоплатформы (по А. Континену).

4. Изучение рейперского комплекса Восточной Антарктиды Sm-Nd методом показало, по мнению Л. Блейка и др., что раннепротерозойский возраст пород ( $2,18-1,65$  млрд. лет) является первичным, т. е. они не были образованы в результате переработки пород архея. Если эти данные подтвердятся, то придется пересмотреть время консолидации Антарктического кратона.

5. В исследовании Алтае-Саянской и Байкало-Витимской областей наметилась тенденция (П. И. Бутов и др.) отнесения к палеозою свит, ранее считавшихся докембрийскими — монгошиинской и др.

6. Бразильские геологи продвинулись в изучении систем Юго-Восточной Бразилии (Сан-Роке, Апия и др.) обнаруживая черты их палеоокеанской природы.

1. Аксенов Е. М., Келлер Б. М., Соколов Б. С. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы.— Изв. АН СССР, сер. геол. 1978, № 12, с. 17—34.
2. Аксенов Е. М., Баранов В. В., Кавеев И. Х., Солонцов Л. Ф. Новые данные по верхнему докембрию востока Русской плиты.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, № 7, с. 144—148.
3. Алтухов Е. Н. Тектоника и металлогения юга Сибири. М., Недра, 1986.
4. Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В., Княжев А. С., Кудрявцев В. А. Проблемы стратиграфии верхнего архея Алданского щита.— В кн.: Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л., 1983, с. 6—16.
5. Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли.— Геохимия, 1981, № 11, с. 1603—1615.
6. Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О. Геология Венеры по результатам анализа радиолокационных изображений, полученных АМС «Венера-15» и «Венера-16» (предварительные данные).— Геохимия, 1984, № 12, с. 1811—1820.
7. Башарин А. К., Шеглов А. П., Абрамов А. В., Арсентьев В. Н., Богнибова Р. Т. Байкальский мегакомплекс Восточной Сибири и Алтае-Саянской области. М., Недра, 1980, с. 44—76.
8. Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1977.
9. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981.
10. Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя.— Геотектоника, 1984, № 2, с. 51—57.
11. Берзин Н. А. Структура земной коры Сибири в венде — раннем палеозое и ее эволюция.— В кн.: Основные структурные элементы земной коры на территории Сибири и их эволюция в докембрии и фанерозое. Новосибирск, 1981, с. 24—34.
12. Бибикова Е. В., Бойко В. Л., Грачева Т. В., Макаров В. А. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита.— В кн.: Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М., 1985, с. 132—140.
13. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Дук В. Л. Изотопный возраст Угрийского магматического комплекса.— Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 3, с. 1283—1286.
14. Бибикова Е. В., Хильтова В. Я., Грачева Т. В., Макаров В. А. Возраст зеленокаменных поясов Присаянья.— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 5, с. 1171—1174.
15. Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Нижнепротерозойские структуры Алданского щита.— Геология и геофизика, 1983, № 2, с. 16—24.
16. Богатиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С. «Серые гнейсы» архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры.— В кн.: Докембрий. МГК, 26 сессия. М., 1980, с. 17—24.
17. Божко Н. А., Демина Л. И. О геологии и условиях метаморфизма древних толщ центральной части Западного Прибайкалья.— Изв. вузов, геол. и развед., 1974, № 12, с. 106—121.
18. Божко Н. А. Поздний докембрий Гондваны. М., Недра, 1984.
19. Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск, Наука, 1985.
20. Булгаков А. Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск, Наука, 1983.
21. Бухаров А. А., Глазунов В. О., Рыбаков Н. М. Байкало-Витимский нижнепротерозойский зеленокаменный пояс.— Геология и геофизика, 1985, № 7, с. 33—40.

22. *Верхогляд В. М.* Плагиограниты — ранняя фаза Кировоград-Житомирского комплекса.— Докл. АН УССР, 1985, т. 5, № 4, с. 7—9.

23. *Войткевич Г. В.* Происхождение и химическая эволюция Земли. М., Наука, 1983.

24. *Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Воробьев И. В.* Свинцовоизотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1980, с. 14—30.

25. *Воронцова Г. А., Дольник Т. А., Суханова Н. В., Фомин Н. И.* Юдомский комплекс Саяно-Байкальской складчатой области.— В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М., 1975, с. 169—180.

26. *Галимов Э. М., Банникова Л. А., Барсуков В. Л.* О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли.— Геохимия, 1982, № 4, с. 473—490.

27. *Геология докембрия.* 27-й МГК, секция С.ОН, Докл. М., Наука, 1984.

28. *Геология докембрия* Кольского полуострова. Апатиты. 1984.

29. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. 8, Восток СССР, Л., Недра, 1984.

30. *Герман Л. Л.* Проблемы раннего докембрия в палеозоидах Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1986, т. 288, № 1, с. 1444—1446.

31. *Горбачев Р.* Докембрий западной части Балтийского щита.— В кн.: Прищипы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. М., 1980, с. 206—222.

32. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—22.

33. *Грикуров Г. Э., Значко-Яворский Г. А., Каменев Е. П., Равич М. Г.* Объяснительная записка к геологической карте Антарктиды м-ба 1 : 5 000 000, Л., НИИГА, 1976.

33а. *Грикуров Г. Э., Значко-Яворский Г. А., Каменев Е. П., Курикин Р. Г.* Объяснительная записка к тектонической карте Антарктиды масштаба 1 : 10 000 000. Л., НИИГА, 1978.

34. *Гуралев С. А.* Тектоническое строение и развитие северной части Байкальской горной области в позднем докембрии и раннем палеозое.— В кн.: Тектоника Сибири. М., 1976, т. 7, с. 62—68.

35. *Гусев Г. С.* Тектонические комплексы мезозонд Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1973, с. 130—139.

36. *Добрецов Н. Л.* Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1982.

37. *Добржинецкая Л. Ф., Капура И. К., Дашевская Д. М.* Структурная позиция и пластическое течение базит-гипербазитовых комплексов Байкало-Витимского зеленокаменного пояса.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1983, с. 165—179.

38. *Додин А. Л.* Геология и минералогия Южной Сибири. М., Недра, 1979.

39. *Докембрий* в фанерозойских складчатых поясах. Л., Наука, 1982.

40. *Докембрий* Средней Азии. Л., Наука, 1984.

41. *Долгинов Е. А.* Докембрийская история материков и глобальный тектогенез.— Итоги науки и техники, общ. геол., вып. 15, М., ВИНТИ, 1982.

42. *Долгинов Е. А.* Раннедокембрийские метаморфические комплексы на окраинах современных материков.— Обзор ВИЭМС, общ. и рег. геол., геол. картирование, 1985.

43. *Дольник Т. А., Воронцова Г. А.* Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск, Наука, 1974.

44. *Древнейшие гранитоиды СССР.* Л., Наука, 1981.

45. *Древняя структура земной коры Восточной Сибири,* Новосибирск, Наука, 1975.

46. *Другова Г. М., Чухонина А. П., Морозова И. М., Богомолов Е. С.* Древнейшие толщи Алданского щита.— Сов. геология, 1984, № 11, с. 82—89.

47. Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. Главные тектонические комплексы доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979, с. 52—67.
48. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1983.
49. Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрический зональный тип). М., Недра, 1984.
50. Захаров Ю. И., Забияка А. И. Структурно-формационная зональность докембрия Таймырской складчатой области.— В кн.: Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. Л., 1983, с. 26—49.
51. Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса).— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974, с. 11—35.
52. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в основании эвгеосинклиналей. Свердловск, Средне-Уральское книжное издательство, 1979, с. 77.
53. Иванов Ж., Московски С., Колчева К., Димов Д. Геологическое строение Центральных Родоп. Литостратиграфическое расчленение и особенности разреза метаморфических пород в северных частях Центральных Родоп.— Geol. Balcanica, 1984, т. 14, № 1, с. 3—42.
54. Карапетов С. С. Ранний докембрий и его положение в структуре юга Средней Азии. Геотектоника, 1979, № 1, с. 64—76.
55. Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя.— В кн.: Геология докембрия, 27-й МГК, секция С.05, Докл., т. 5, 1984, с. 56—76.
56. Кинг Ф. Докембрийская геология США. М., Мир, 1979.
57. Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, Илим, 1972.
58. Кицул В. И., Петров А. Ф., Зединцов А. Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979, с. 16—31.
59. Клитин К. А., Домнина Е. А., Риле Г. В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 50, вып. 1, с. 82—94.
60. Конди К. Зеленокаменные пояса архея. М., Мир, 1984.
61. Коробейников В. П., Сурков В. С., Шеглов А. П. Тектонические комплексы Алтае-Саянской области.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979, с. 91—104.
62. Кожухаров Д. Литостратиграфия докембрийских метаморфических пород Родопской супергруппы в Центральных Родопах. Geol. Balcanica, 1984, т. 14, № 1, с. 43—88.
63. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Некоторые проблемы тектоники докембрия континентов.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Новосибирск, 1977, с. 16—29.
64. Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Что такое серые гнейсы? Догадки и проблемы.— В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л., 1981, с. 5—13.
65. Кратц К. О., Хильтова В. Я., Вревский А. Б., Запольнов А. К. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. Л., Наука, 1980, 164 с.
66. Крестин Е. М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития.— Изв. вузов, геол. и разв., 1980, № 3, с. 3—18.
67. Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Верхнеархейские структуры Алданского щита.— Геол. и геофиз., 1981, № 6, с. 28—38.
68. Курбацкая Ф. А. Формации и палеотектоника уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии. Автореф. докт. дис., МГУ, 1985.
69. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М., Наука, 1982.
70. Лазько Е. М., Сиворонов А. А., Бобров А. Б. Проблема тоналитового слоя в гранито-зеленокаменных областях.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 9, с. 5—15.

71. *Ле Зуи Бать*. Структура Вьетнама и этапы ее формирования (на фоне Юго-Восточной Азии в целом).— Автореф. докт. дис., МГУ, 1985.

72. *Лутц Б. Г.* Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 23—34.

73. *Магматические формации раннего докембрия территории СССР*. Л., Недра, 1981.

74. *Мак-Грегор В.* Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхаб, Западная Гренландия.— В кн.: Трондъёмиты, дациты и связанные с ними породы. М., 1983, с. 131—156.

75. *Макарычев Г. И., Гесь М. Д., Палей И. П.* Основные закономерности становления континентальной коры в докембрии Тянь-Шаня, Казахстана и Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1983, т. 58, вып. 3, с. 3—18.

76. *Макарычев Г. И., Гесь М. Д., Пазилова В. И.* Докембрийские офиолиты Улугтау в свете стадийного развития земной коры.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 60—74.

77. *Маньковский В. К., Порошин Е. Е.* Тектонический режим Алтае-Саянской складчатой области в позднем докембрии.— Труды ГИН АН СССР, 1981, т. 311, с. 46—55.

78. *Мартынова В. П.* Формирование континентальной коры в Приладожье.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 18—28.

79. *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск, 1984.

80. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983.

81. *Милановский Е. Е.* Развитие и современное состояние проблемы расширения и пульсации Земли.— Изв. вузов, геол. и развед., 1982, № 7, с. 3—29.

82. *Митрофанов Ф. П., Казаков И. К., Палей И. П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л., Наука, 1981.

83. *Митрофанов Г. Л., Никольский Ф. В., Таскин А. П., Хренов П. М.* Верхнедокембрийские складчатые пояса юга Восточной Сибири.— В кн.: Геология докембрия, 27-й МГК, секция С.05. Докл., 1984, т. 5, с. 119—125.

84. *Монин А. С.* Катархей.— Геол. и геоф., 1983, № 7, с. 3—15.

85. *Монин А. С., Сорохтин О. Г.* Эволюция Земли при объемной дифференциации ее недр.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, с. 572—575.

86. *Моралев В. М.* Горизонтальные движения и тектоническое положение провинций метаморфогенных пегматитов (на примере Индии).— Геол. рудн. месторождений, 1975, т. 17, № 1, с. 81—85.

87. *Моралев В. М.* Индийская платформа.— В кн.: Древние платформы Евразии. Новосибирск, 1977, с. 248—272.

88. *Моссаковский А. А., Дергунов А. Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки).— Геотектоника, 1983, № 2, с. 16—33.

89. *Мусатов Д. И., Федоровский В. С., Межеловский И. В.* Тектонические режимы и геодинамика архея (региональные и модельные аспекты). М., ВИЭМС, 1983, 42 с.

90. *Мусатов Д. И., Федоровский В. С., Афанасьев Ю. Т., Зоненшайн Л. П.* Некоторые аспекты геологического строения и истории развития территории СССР с позиций новых геотектонических теорий.— В кн.: 27-й МГК, Геология СССР, коллоквиум К.01, доклады, т. 1, М., 1984.

91. *Надивкина Э. Б.* Два типа зеленокаменных поясов докембрия.— В кн.: Зеленокаменные пояса древних щитов. М., 1982, с. 47—51.

92. *Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1984.

93. *Ножкин А. Д.* Раннедокембрийские гнейсовые комплексы Енисейского кряжа и их геохимические особенности.— Геол. и геоф., 1983, № 9, с. 3—11.

94. *Очерки сравнительной планетологии*. М., Наука, 1981.

95. *Павловский Е. В., Глуховский М. З.* Проблема термотектогенеза.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 7—25.

96. *Пейве А. В., Савельев А. А.* Структуры и движения в литосфере.— Геотектоника, 1982, № 2, с. 5—25.

97. *Пейдж Р., Мак-Каллох М., Блэк Л.* Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии.— В кн.: Геология докембрия, 27-й МГК, секция С.05, доклады, т. 5, с. 14—35.

98. *Перфильев Ю. С., Моралес В. М.* Докембрий восточной части Альпийско-Гималайского пояса.— Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 29, 1975, с. 24—43.
99. *Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы.* Киев, Наукова думка, 1979.
100. *Постельников Е. С.* Геосинклинальное развитие Енисейского края в позднем докембрии.— Труды ГИН АН СССР, 1980, вып. 141, с. 69.
101. *Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах* (отв. ред. Ф. П. Митрофанов). Л., Наука, 1980.
102. *Проблемы тектоники Казахстана.* Наука, 1981.
103. *Ранняя история Земли/Под редакцией Б. Уиндли.* М., Мир, 1980.
104. *Рингвуд А. Е.* Происхождение Земли и Луны. М., Недра, 1982.
105. *Рудаков С. Г.* О становлении и доальпийской эволюции древнейших комплексов Карпато-Балканской геосинклинальной области.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1985, № 2, с. 74—85.
106. *Рудкевич М. Я., Латыпова З. А.* Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979, с. 67—81.
107. *Рудник В. А., Соботович Э. В.* Ранняя история Земли. М., Недра, 1984.
108. *Рудяченко В. М.* Рифейско-раннепалеозойские складчатые комплексы Антарктиды.— Докл. межвед. Комиссии по изучению Антарктиды, 1974, вып. 13, с. 61—84.
109. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982.
110. *Салоп Л. И.* Тектоника плит в свете геологии докембрия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1984, № 4, с. 15—31.
111. *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., Наука, 1969.
112. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя.— Труды ГИН АН СССР, 1974, вып. 256.
113. *Сиворонов А. А., Малюк Т. И.* «Серые гнейсы» и проблема древнейшей континентальной коры.— Геол. журнал, 1984, № 1, с. 110—117.
114. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1976.
115. *Соботович Э. В.* Космохимическая модель происхождения Земли.— Геол. журнал, 1984, № 2, с. 112—123.
116. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Принципиальные черты строения литосферы Украины.— Геофиз. журнал, 1985, № 6, с. 43—54.
117. *Степкин Е. С., Самойлович Ю. Г.* О составе отложений позднего докембрия на Мурманском прибрежном шельфе.— В кн.: Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1984, с. 119—126.
118. *Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита.* Киев, Наукова думка, 1983.
119. *Стратотип рифея.* Стратиграфия, геохронология.— Труды ГИН АН СССР, 1983, вып. 377, с. 183.
120. *Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита.* Якутск, изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975.
121. *Ступка О. С.* Геодинамическая эволюция и структура земной коры юга европейской части Советского Союза в докембрии. Киев, Наукова думка, 1986.
122. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981.
123. *Тектоника Африки/Под ред. Шуберт Ю. и Фор-Мюре А., Мир, 1973.*
124. *Фан Чыонг Тхи.* Геология метаморфических комплексов Юго-Восточной Азии. Автореф. докт. дис., МГУ, 1981.
125. *Федоровский В. С.* Нижний протерозой Байкальской области.— Труды ГИН АН СССР, 1985, вып. 400.
126. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка, М., Недра, 1971.
127. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Недра, 1984.

128. *Хайн В. Е.* О происхождении древних платформ (кратонов).— Вестн. Моск. ун-та, геол., 1984, № 2, с. 32—37.
129. *Хоментовский В. В.* Венд. Новосибирск, Наука 1976, (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 243).
130. *Хуан Цицинь.* Новые данные по тектонике Китая.— В кн.: Тектоника Азии. 27-й МГК, С.05, 1984, с. 11—24.
131. *Чит Е. И., Ризун Б. П.* Седиментогенез и палеогеография юго-запада Восточно-Европейской платформы в вендское время.— В кн.: Осадочные породы и руды. Киев, 1984, с. 201—209.
132. *Чумаков Н. М.* Докембрийские тиллиты и тиллонды. М., Наука, 1978.
133. *Шпунт Б. Р.* Вещественный состав и условия формирования верхнедокембрийских толщ древних платформ Евразии. Автореф. докт. дисс. 1984.
134. *Штилле Г.* Ассинитская тектоника в геологическом лике Земли. М., Мир, 1968.
135. *Шульдинер В. И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М., Недра, 1982.
136. *Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии).* Л., Наука, 1985.
137. *Эшер А.* Докембрийский щит Западной Гренландии. Тектоника Европы и смежных областей.— В кн.: Древние платформы, байкалиды, каледониды. М., 1978, с. 258—269.
138. *Ян Жин-шин В. А.* Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск, 1983.
139. *Abbott D. H., Hoffman S. E.* Archaeane plate tectonics revisited.  
1. Heat flow, spreading rate, and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents. *Tectonics*, 1984, v. 3, N 4, p. 429—448.
140. *Abstracts International symposium on Precambrian crustal evolution, Beijing, 1983.*
141. *Ahmad F.* Geology of the Vindhyan system in the Eastern part of the Son valley in Mirzapur district, U. P.— *Records Geol. Survey India*, 1971, v. 96, part 2, p. 2—41.
142. *Al-Shanti A. M., Gass I. G.* The Upper Proterozoic ophiolite melange zones of the easternmost Arabian shield.— *J. Geol. Soc. London*, 1983, vol. 140, N 6, p. 867—876.
143. *Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito-Neves B. B.* The Upper Precambrian of South America.— *Instituto de Geociencias USP*, 1976, v. 7, p. 45—80.
144. *Andersen J. S., Unrug R.* Geodynamic evolution of the Bangweulu block, Northern Zambia. *Precamb. Res.*, 1984, v. 25, N 1—3, p. 187—212.
145. *Anderson I. H., Bickford M. E., Odom A. L., Berry A. W.* Some age relations and structural features of the Precambrian volcanic terrane, St. Francois Mountains, south-eastern Missouri.— *Geol. Soc. Am. Bull.* 1969, v. 80, p. 1815—1818.
146. *Anderton R.* Dalradian deposition and the Late Precambrian-Cambrian history of the N Atlantic region: a review of the Iapetus Ocean.— *J. Geol. Soc. Lond.*, 1982, 139, p. 421—431.
147. *Anderton R., Bowes D. R.* Precambrian and Paleozoic rocks of the Inner Hebrides.— *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 1983, 83B, p. 31—45.
148. *Anhaeusser C. R.* The evolution of the Precambrian crust of Southern Africa.— *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 1973, A273.
149. *Archean of Central India.* *Geol. Survey India, Spec. Publ. N 3*, 1980.
150. *Arndt N. T.* Role of a thin, komatiite rich oceanic crust in the Archean plate — tectonic process. *Geology*, 1983, v. 11, N 7, p. 372—375.
151. *Atlas of paleogeography of China*, 1984.
152. *Baadsgaard H., Huitman A. P., Bridgwater D., Rosing M., Mc Gregor V. R. a. Allaart J. H.* The zircon geochronology of the Akilia association and Isua supracrustal belt, West Greenland.— *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 68, p. 221—228.
153. *Baer A. J.* The Grenville Province in Helikian times: a possible model of evolution.— *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, Ser. 4, 1976, N 280.

154. *Baer A. J.* Two orogenies in the Grenville Belt?—*Nature*, 1981, v. 290, p. 129—131.
155. *Bakor A. R., Gass I. G., Neary C. R.* Abel al Wask, Northwest Saudi Arabia: an Eocambrian back-arc ophiolite.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, N 30, p. 1—9.
156. *Banerji A. K.* On the Precambrian banded iron formations and manganese ores of the Singhbhum region, Eastern India.—*Econ. geology*, 1977, v. 72, p. 90—98.
157. *Barbey P., Condert J., Moreau B., Capdevila R. a. Hameurt J.* Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic orogenic belt: the Granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia).—*Bull. geol. Soc. Finl.*, 1984, v. 56, N 1—2, p. 161—187.
158. *Basu A. R., Goodwin A. M. a. Tetsumato M.* Sm—Nd study of Archean alkalic rock from the Superior Province of the Canadian Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 70, p. 40—46.
159. *Bertrand J., Lassere M.* Pan-African and pre-pan-african history of the Hoggar (algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area.—*Precamb. Res.*, 1976, v. 3, N 4, p. 342—362.
160. *Bertrand J. M. L., Caby R., Ducrot J., Lancelot J., Moussine-Pouchkine A., Saadallah A.* The Late Pan-African intracontinental linear fold belt of the Eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield.—*Precamb. Res.*, 1978, v. 7, N 4, p. 349—376.
161. *Bessoles B.* Geologie de l'Afrique. Le craton Ouest Africain.—*Mem. BRGM*, 1977, N 88.
162. *Bessoles B. et Trompette R.* Geologie de l'Afrique. La chaine panafricaine. Zone noble de l'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise.—*Mem. BRGM*, 1980, N 92.
163. *Bickle M. J., Bettaney L. F., Boulter C. A., Groves D. I., Morant P.* Horizontal tectonic interaction of an Archean gneiss belt and greenstones, Pilbara Block, Western Australia.—*Geology*, 1980, v. 8, p. 525—529.
164. *Bonhomme M. G., Gauthier-Lafaye F., Weber F.* An example of Lower Proterozoic sediments: the Francevillien in Gabon.—*Precamb. Res.*, 1982, v. 18, N 1/2, p. 87—102.
165. *Borello A. V.* Los geosinclinales de la Argentina.—*An. Direc. nac. geol. y miner.*, 1969, N 14.
166. *Bor-ming J. a. Zong-qing Zh.* Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications.—*Contr. Min. Petr.*, 1984, v. 85, zN 3, 224—243.
167. *Bosma W., Kroonenberg S. B., Maas K. a. De Roever E. W. F.* Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam:—*Geol. on Mijnb.*, 1983, v. 62, p. 241—254.
168. *Bowes D. R.* The absolute time-scale and the subdivision of Precambrian rocks in North-Western Britain.—In: *Principles and criteria of subdivision of Precambrian in mobile zones*, Leningrad, 1980, p. 32—54.
169. *Bowring S. A., Van Schmus W. R., Hoffman P. F.* U—Pb zircon ages from Athapascow aulacogen, East Arm of Great Slave Lake, N. W. T., Canada.—*Can. J. Earth. Sci.*, 1984, v. 21, N 11, p. 1314—1324.
170. *Burek P. J., Walter M. R., Wells A. T.* Magnetostratigraphic tests of lithostratigraphic correlations between latest Proterozoic sequences in the Ngalia, Georgina and Amadeus Basins, Central Australia.—*B. M. R. Journal of Australia, Geology and Geophysics*. 1979, N 4, p. 47—55.
171. *Burwash R. A., Krupicka J.* Cratonic reactivation in the Precambrian basement of Western Canada. I. Deformation and chemistry.—*Can. Journ. Earth. Sci.* 1969, v. 6, N 6, p. 1381—1396.
172. *Caby R.* La chaine pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahag gar (Sahara Central, Algerie): sa place dans l'orogenese du precambrien superieur en Afrique, These, Universite de Montpellier, 1970.
173. *Cahen L., Snelling N. J.* The geochronology and evolution of Africa, Oxford, 1984.

174. *Cuhen L., Ledent D., Tack L.* Données sur la géochronologie du Mayumbien (Bas-Zaïre). *Bull. Soc. Belge Geol.* t. 87, fasc. 2. 1978.
175. *Campbell I. H., Jarvis G. T.* Mantle convection and early crustal evolution.—*Precamb. Res.*, 1984, v. 26, p. 15—56.
176. *Carvalho H. de.* Notice préliminaire sur la géotectonique de l'Angola.—*gareia de Orta, Sér. geol.*, Lisboa, 1983, v. 6, N 1—2.
177. *Chase C. G., Cilmer T. H.* Precambrian plate tectonics: the Midcontinent gravity high.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 21, p. 70—78.
178. *Cheng Baijin a. Sun Dazhong.* The Lower Precambrian of China. *Rev. Brasil. Geocienc.* 1982, v. 12, N 1—3, p. 65—73.
179. *Chiron J.* Etude géologique de la chaîne des Mauritanides entre le parallèle de Moudjeria et le fleuve Senegal (Mauritanie).—*Mem. BRGM*, 1974, N.
180. *Choudhary A. K., Gapanal K. a. Sastry C. A.* Present status of the Precambrian rocks of Rajasthan.—*Tectonophys.*, 1984, v. 105, p. 131—140.
181. *Church W. R.* Granite and metamorphic rocks of the Taif area Western Saudi Arabia: discussion and reply. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1979, pt. 1, vol. 90, N 9, p. 893—896.
182. *Clacue-Long J. C., Thirlwall M. F. a. Nesbitt R. W.* Revised Sm-Nd systematics of Kambalda greenstones, Western Australia, *Nature*, 1984, v. 307, p. 697—701.
183. *Clauer N.* Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformations précoces des minéraux argileux.—*Geochim. cosmochim. acta*, 1973, v. 37, N 10, p. 2243—2255.
184. *Compston R., Arriens P. A.* The Precambrian geochronology of Australia.—*Can. J. Earth. Sci.*, 1968, v. 5, N 3, pt. 2, p. 561—583.
185. *Condie K. C.* Plate-tectonics model for Proterozoic continental accretion in the southwestern United States. *Geology*. 1982, v. 10, N 1, p. 37—42.
186. *Condie K. C.* Early and Middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings.—*Am. J. Sci.*, 1982, v. 282, N 3, p. 341—357.
187. *Condie K. C. a. Shadel C. A.* An early Proterozoic volcanic arc succession in southeastern Wyoming.—*Can. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21, p. 415—427.
188. *Costa Campos Neto Mario Da.* Geometria a fases de dobramentos brasilianos superpostos no Oeste de Minas Gerais.—*Rev. bras. geocienc.* 1984, 14, N 1, p. 60—68.
189. *Craddock C., Campbell K.* editors. Antarctic geosciences.—*Univ. of Wisconsin Press, Madison*, 1980.
190. *Crawford A. R.* The Pangean paradox: where is it?—*J. Petrol. Geol.* 1982, 5, N 2, p. 149—160.
191. *Cserna Z. de.* Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift.—*Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 1969, v. 30, p. 159—168.
192. *Danni J. C. M., Fuck R. A. a. Leonardos O. H.* Archaean and Lower Proterozoic units in Central Brazil.—*Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, s. 291—317.
193. *Dewey J. F., Burke K. C.* Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision.—*J. Geol.* 1973, p. 683—692.
194. *Deynoux M., Trompette M. R., Clauer N., Sougy J.* Upper Precambrian and lowermost Paleozoic correlations in West Africa and in the Western Part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite.—*Geol. Rdsch.*, 1978, B. 67, H. 2, s. 615—630.
195. *Dimroth E., Imreh L., Goulet N. a. Rochelea M.* Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec.—*Can. J. Earth Sci.*, p. 1—1982, v. 19, p. 1729—1758; p. 2—1983, v. 20, p. 1355—1373; p. 3—1983, v. 20, p. 1374—1388.
196. *Dodge F. C. W., Fleck R. J., Hadley D. G., Millard H. T.* Geochemistry and Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> Ratios of Halaban rocks of the Central Arabian Shield.—*Precamb. Res.*, 1978, v. 6, N 1, p. A13.
197. *Drury S. A., Holt A. W., van Clasteren P. C. a. Beckinsale R. D.* Sm—Nd and Rb—Sr ages for Archaean rocks in Western Karnataka, South India.—*J. Geol. Soc. India*, 1983, v. 24, N 9, p. 454—459.

198. *Drury S. A.* A regional tectonic study of the Archaean Chitradurga greenstone belt, Karnataka, based on Landsat interpretation.—*J. Geol. Soc. India*, 1983, v. 24, p. 167—184.
199. *Drury S. A., Harris N. B. W., Holt R. W., Reeves-Smith G. J. a. Wightman R. T.* Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.*, 1984, v. 92, p. 3—20.
200. *Eastin R.* Geochronology of the basement rocks of the central Transantarctic mountains, Antarctica.—*Inst. Polar Studies Repts.* 1970, N 5.
201. *Elliot P. H.* Tectonics of Antarctica: a Review.—*Am. J. Sci.* 1975, v. 275A, p. 45—106.
202. *Elston D. P., Mc Kee E. H.* Age and correlation of the Late Proterozoic Grand Canyon disturbance, Northern Arizona.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1982, v. 93, p. 681—699.
203. *Engel A. E. J., Dixon T. H., Stern R. J.* Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from ocean arc to craton.—*Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980, p. 1, v. 91, p. 699—706.
204. *Evenchik C. A., Parrish R. R., Gabrielse H.* Precambrian gneiss and Late Proterozoic sedimentation in North-central British Columbia.—*Geology*, 1984, v. 12, p. 233—237.
205. *Faure G., Gair H. S.* Age determinations from northern Victoria Lend.—*New. Zeal. Journ. Geol., Geoph.*, 1970, v. 13, N 4, p. 1024—1026.
206. *Ferrara G., Saochi R., Tonarini S., Zanettin B.* Radiometric ages of Mozambique belt.—27-й МКК, М., 1984, Тезисы, т. 2, секция 04—05, с. 290—291.
207. *Fletcher J., Farquhar R.* The protocontinental nature and regional variability of the Central metasedimentary belt of the Grenville Province: lead isotope evidence.—*Can. Journ. Earth Sci.*, 1982, v. 19, p. 239—253.
208. *Fletcher J. R., Wilde S. A., Libby W. G. a. Rosman K. J. R.* Sm—Nd model ages across the margin of the Archaean Yilgarn block, Western Australia-11; southwest-transect into the Proterozoic Albany—Fraser Province.—*J. Geol. Soc. Austr.*, 1983, v. 30, p. 333—340.
209. *Friend C. R. L.* The origin of the Closepet granites and the implications for the crustal evolution of Southern Karnataka.—*J. Geol. Soc. India*, 1984, v. 25, N 2, p. 73—84.
210. *Fyfe W. S.* Heat flow and magmatic activity in the Proterozoic.—*Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1976, A280, p. 655—660.
211. *Gaal G.* Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the central Baltic shield.—*Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, Hft. 1, s. 158—170.
212. *Gass I.* The evolution of the Pan-African crystalline basement in N. E. Africa and Arabia.—*Journ. Geol. Soc. London*, 1977, N 134, p. 129—138.
213. *Geology of Western Australia.*—*West Australian Geol. Surv. Mem.* 1975, N 2.
214. *Gibb R. A., Thomas M. D., Lapointe R. L., Mukopadhyay M.* Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada.—*Precamb. Res.*, 1983, v. 19, p. 349—384.
215. *Gibbs A. K. a. Barron C. N.* The Guiana shield reviewed.—*Episodes*, 1983, N 2, p. 7—24.
216. *Glikson A. Y.* Precambrian sial-sima relations: evidence for Earth expansion.—*Tectonophys.*, 1980, v. 63, p. 193.
217. *Goldich S. S., Nedge C. E., Stern T. W.* Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, south-western Minnesota.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, 1970, v. 81, p. 3671—3696.
218. *Goodwin A. M.* Rooted Precambrian ring-shields: growth, alignment and oscillation. *Am. J. Sci.*, 1985, v. 285, N 6, p. 481—531.
219. *Gower C. F. a. Owen V.* Pre-Grenvillian and Grenvillian litho-tectonic regions in eastern Labrador—correlations with the Sveconorwegian orogenic belt in Sweden.—*Can. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21, p. 678—693.
220. *Grambling J.* Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 53, p. 63—68.

221. *Greenwood W., Anderson R. E., Fleck R. J., Schmidt D. L.* Late Proterozoic cratonization in South-Western Saudi Arabia.—*Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1976, A 280, p. 517—527.

222. *Greiling R.* Precambrian basement complexes in the north-central Scandinavian Caledonides and their pre-Caledonian tectonic evolution.—*Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. I, p. 85—93.

223. *Grubic A.* Yugoslavia. An outline of geology of Yugoslavia. Excursions 201A and 202C. 26-e *Congres Geologique International*, Guidebook 15. Paris—Belgrad, 1980, p. 5—49.

224. *Grew E. S.* A review of Antarctic granulite facies rocks.—*Tectonophys.*, 1984, v. 105, p. 177—191.

225. *Hale C. J. a. Dunlop D. J.* Evidence for an early Archaean geomagnetic field: a paleomagnetic study of the Komati formation, Barberton greenstone belt, South Africa.—*Geoph. Res. Lett.*, 1984, v. 11, N 2, p. 97—100.

226. *Harper G. D.* A dismembered Archaean ophiolite, Wind River Mountains, Wyoming (USA).—*Ophioliti*, 1984, N 9, suppl. p. 9.

227. *Hurtinady C. J., Newton A. R., Theron J. N.* Stratigraphy and structure of the Malmesbury Group in the south-western Cape.—*Precambrian Res. Unit.*, Univ. Cape Town, Bull. 15, p. 193—213.

228. *Helm D. G.* The tectonic evolution of Jersey channel Islands.—*Proc. geol. Assoc.*, 1984, v. 95, part 1, p. 1—15.

229. *Hedberg R. M.* Stratigraphy of the Ovamboland basin, south-west Africa. *Precamb. Res. Unit.*, Univ. Cape Town, Bull. 24, 1979.

230. *Henger E., Kroner A., Hofmann A. W.* Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, southern Africa: a case for crustal contamination of mantle-derived magma.—*Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 70, p. 267—279.

231. *Holt R., Egbunife J. G., Atches W. R., Wright J. B.* The relationship between lowgrade metasedimentary belts, calcalkaline volcanism and the Pan-African orogeny in NW Nigeria.—*Geol. Rdsch.*, 1978, Bd. 67, Hf. 2, s. 631—646.

232. *Hottin G.* Presentation et essai d'interpretation du Precambrien de Madagascar.—*Bull. BRGM.*, 1976, sc. IV, N 2, p. 117—153.

223. *Hoffman P. F., Bowring S. A.* Short-lived 1, 9 Ga continental margin and its destruction, Wopmay orogen, Canada.—*Geology*, 1984, v. 12, N 2, p. 68—72.

234. *Hofmeister A. M.* Effect of a Hadean magma ocean on crust and mantle evolution.—*J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, N B6, p. 4963—4983.

235. *Hynes A. a. Francis D. M.* A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec.—*Tectonophys.*, 1982, v. 88, N 1—2, p. 1—2, p. 23—60.

236. *Hynes A.* Stability of oceanic tectonosphere—a model for early Proterozoic intercratonic orogeny.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 61, p. 333—345.

237. *International Symposium on Archaean and Early Proterozoic geologic evolution and metallogenesis.* *Rev. Brazil. de Geociencias*, 1982, v. 12, N 1—3.

238. *Jantsky B.* The Precambrian in Hungary: latest results of research.—*Anuar. Inst. Geol. Geof.*, vol. LVII, p. 433—457.

239. *Jones J. P.* The southern border of the Guapore shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geological evolution.—*Precamb. Res.*, 1985, v. 28, p. 111—135.

240. *Kalsbeek F.* The evolution of the Precambrian Shield of Greenland.—*Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 78, Hf. 1, S. 38—60.

241. *Kalsbeek F., Taylor P. N., Henriksen N.* Age of rocks, structures and metamorphism of the Nagsuktoqidian mobile belt West Greenland—field and Pb-isotope evidence.—*Can. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21, N 10, p. 1126—1131.

242. *Karlstrom K. E., Fkurkey A. J., Houston R. S.* Stratigraphy and depositional setting of the Proterozoic Snowy Pass Super—group, southeastern Wyoming: record of an early Proterozoic Atlantic type cratonic margin.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1983, v. 94, N 11, p. 1257—1274.

243. *Kasch K. W.* The structural geology, metamorphic petrology and tectonothermal evolution of the Southern Damara belt around Omitara S. W. A. Namibia.—*Univ. Cape Town. Dept. Geol., Precamb. Res. Unit. Bull.*, 1983, N 27.

244. *Katz M. B.* The tectonics of Precambrian craton—mobile belts: progressive deformation to polygonal miniplates.—*Precamb. Res.*, 1985, v. 27, N 4, p. 307—319.

245. *Kazmin V., Shifferaw A., Balcha T.* The Ethiopian Basement stratigraphy and possible manner of evolution.—*Geol. Rdsch.*, 1978, Bd. 2, Hf. 67.

246. *Keller G. R., Lidiak E. G., Hinze W. J., Braile L. M.* The role of rifting in the tectonic development of the Midcontinent, USA — Tectonophysics, 1983, v. 94, N 1—4, p. 391—412.

247. *Kräutner H. G.* Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *Geol. Balcanica*, 1984, v. 14, N 1, p. 229—296.

248. *Kröner A.* The Gariep group Late Precambrian formation in the Western Richtersveld, Northern Cape Province. *Precamb. Res. Unit.*, Univ. Cape Town, 1974, Bull. 13, 111 p.

249. *Kröner A.* The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate destruction.—*Precamb. Res.*, 1977, v. 4, N 2, p. 163—213.

250. *Kröner A., Clauer N.* Isotopic dating of low-grade metamorphic shales in Northern Namibia (South West Africa) and implications for the orogenic evolution of the Pan-African Damara belt.—*Precamb. Res.*, 1979, v. 10, p. 59—72.

251. *Kröner A.* Chronologic evolution of the Pan-African Damara belt in Namibia, Southern Africa. In: Neumann J. (ed.) *Mobile Earth. Final Report of the Geodynamic Project*, 1980.

252. *Laureau J.* The Archaean and Lower Proterozoic of Central Africa.—*Rev. Brazil. Geocienc.*, 1982, N 1—3, p. 187—192.

253. *Leblanc M.* Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer.—*Nature*, 1976, v. 261, N 5555, p. 34—35.

254. *Leblanc M., Lancelot J.* Le domaine pan-africain de l'Anti-Atlas (Maroc). In: *Rapport d'activite centre geologique et geophysique de Montpellier*, 1977, p. 725—749.

255. *Light M. P. R.* The Limpopo mobile belt: a result of continental collision.—*Tectonics*, 1982, v. 1, N 4, p. 325—342.

256. *Lindh A.* Trends in the Postsveco-carelian development of the Baltic Shield.—*Geol. Rdsch.*, 1975, Bd. 71, Hf. 1, S. 130—140.

257. *Liu D.-Y., Page R. W., Compston W., Wu J. U.*—Pb zircon geochronology of Late Archaean metamorphic rocks on the Tangshan-Wutaihan area, North China.—*Precamb. Res.*, 1985, v. 27, p. 85—109.

258. *Loberg B. E. H.* A Proterozoic subduction zone in Southern Sweden.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 46, N 2, p. 257—294.

259. *Lofgren C.* Do leptonites represent Precambrian island arc rocks.—*Lithos*, 1979, v. 12, N 2, p. 159—165.

260. *Ma Xingyuan a. Wu Zhengwen.* Early tectonic evolution of China.—*Precamb. Res.*, 1981, v. 14, N 3/4, p. 185—202.

261. *Manev D., Tchouney D., Kanourkow G.* Nouvelles idees sur la structure geologique et la metallogenie de la partie mauritanienne des mauritanides. 1976, N 4, c. 3—25.

262. *Martin H., Porada H.* The intracratonic branch or the Damara orogen in South West Africa.—*Precamb. Res.*, 1977, v. 5, N 4, p. 311—357.

263. *Martin H., Aurray B., Blais S., Capdevila R., Hameurt J., Jahn B. M., Piquet D., Quare G., Vidal Ph.* Origin and geodynamic evolution of the Archaean crust of Eastern Finland.—*Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1984, v. 56, N 1—2, p. 135—157.

264. *Max M. P.* Extent and disposition of Grenville tectonism in the Precambrian continental crust adjacent to the North Atlantic.—*Geology*, 1979, 7, p. 76—78.

265. *McCulloch M. T. a. Black L. P.* Sm—Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 71, p. 46—56.

266. *Muehlberger W. R.* The shape of North America during the Precambrian. In: *Continental tectonics*, 1980, p. 175—183.

267. *Munasinghe T. a. Dissanayake C. B.* A plate tectonic model for the geologic evolution of Sri Lanka.—*J. Geol. Soc. India*, 1982, v. 23, N 8, p. 369—380.

268. *Myers J. E. a. Williams I. R.* Early Precambrian crustal evolution at Mount Narryer, Western Australia. *Precamb. Res.*, 1985, v. 27, p. 153—163.
269. *Nelson B. K. a. De Paolo D. J.* 1.700 Myr greenstone volcanic successions in southwestern North America and isotopic evolution of Proterozoic mantle.— *Nature*, 1984, v. 312, p. 143—146.
270. *Nisbet E. G., Fowler C. M. R.* Model for Archean plate tectonics.— *Geology*, 1983, v. 11, N 7, p. 376—379.
271. *Nystrom J. O.* Post-Svecokarelian Andinotype evolution in central Sweden.— *Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, S. 141—157.
272. *Nyström J. P.* The Late Proterozoic basin evolution on the Baltoscandian craton: the Hedmark Group, Southern Norway. *Norges geol. Unders.*, 375, 1982, p. 1—74.
273. *Oen I. S., Helmers H.* Ore deposition in a Proterozoic incipient rift zone environment: a tentative model for the Filipstad—Grytitytan—Hjulsjö region, Bergslagen, Sweden.— *Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 78, Hf. 1, S. 182—194.
274. *O Pre-Cambriano do Brasil.* Editores F. F. M. de Almeida, J. Hasui.— Sao Paulo: Edgard Blucher, 1984.
275. *Park A. F. a. Bowes D. R.* Basement-cover relationship during polyphase deformation in the Svecokareliides of the Kaavi district, eastern Finland.— *Trans. R. Soc. Edinb., Earth Sci.*, 1983, v. 74, N 2, p. 95—118.
276. *Pharaoh T. C., Pearce J. A.* Geochemical evidence for the geotectonic setting of the Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland.— *Geol. Rdsch.*, 1984, Bd. 25, s. 283—308.
277. *Piper J. D. A.* The Precambrian paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 55, N 1, p. 61—89.
278. *Piper J. D. A.* Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics.— *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1983, v. 74, p. 163—197.
279. *Plumb K. A.* The tectonic evolution of Australia.— *Earth Sci. review*, 1979, v. 14, p. 205—249.
280. *Porada H.* The Damara—Ribeira orogen of the Pan-African—Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brasil as interpreted in terms of continental collision.— *Tectonophysics*, 1979, v. 57, N 2—4, p. 237—265.
281. *Powell D., Brook M., Baird A. W.* Structural dating of a Precambrian pegmatite in Moine rocks of northern Scotland and its bearing on the status of the „Moravian orogeny“.— *J. Geol. Soc. London*, 1983, v. 140, p. 813—823.
282. *Precambrian plate tectonics.* A. Kröner (ed.). Amsterdam: Elsevier, 1981.
283. *Precambrian tectonics illustrated.* A. Kröner, R. Greiling (ed.) Stuttgart: E. Schweizerbart, 1984.
284. *Proterozoic basins of Canada.*— *Geol. Surv. Canada*, 1981, p. 81—10.
285. *Raith M., Raase P., Hormann P. K.* The Precambrian of Finnish Lapland: evolution and regions of metamorphism.— *Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, S. 230—244.
286. *Raith M., Raase P., Ackerman D., Lal R. K.* The Archean craton of Southern India: metamorphic evolution and P—T conditions.— *Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, s. 280—290.
287. *Ramakrishnan M., Moorbath S., Taylor F. N., Anantha Iyer G. I., Viswanatha M. N.* Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron age of basement gneisses in Karnataka Craton.— *J. Geol. Soc. India*, 1984, v. 25, N 1, p. 20—33.
288. *Rast N., Skehan S. J. J. W.* The evolution of the Avalonian plate.— *Tectonophysics*, 1983, v. 100, p. 257—286.
289. *Read H. H., Watson J.* Introduction to Geology, v. 2, Earth History, pt. 1, McMillan Press Ltd, London, 1975, 221 p.
290. *Roberts D., Gale G. H.* The Caledonian—Appalachian Yapetus ocean.— In: *Evolution of the Earth's crust*, D. H. Tarling ed., 1978, p. 255—324.
291. *Rutland R. W. R.* Orogenic evolution of Australia.— *Earth Science Rev.*, 1976, v. 12, p. 161—196.
292. *Sacchi R.* Late Proterozoic evolution of the Southern — most Mozambique Belt. In: *Geology for development. The Precambrian of Africa*, Newsletters, 1984, Bull. 3, p. 69—73.
293. *Saleeby J. B.* Accretionary tectonics of the North American Cordillera.— *Annual Review of Earth and Planetary sciences*, 1983, 15, p. 45—73.

294. *Sarkar A. N.* Precambrian tectonic evolution of Eastern India: a model of convergent microplates.—*Tectonophysics*, 1982, v. 86, p. 363—397.

295. *Schärer U. a. Allegre C. J.* Determination of the age of the Australian continent by single-grain zircon analysis of Mt Narryer metaquartzite.—*Nature*, 1985, v. 315, p. 52—55.

296. *Shaw R. D., Stewart A. J. a. Black L. P.* The Arunta Inlier: a complex ensialic mobile belt in Central Australia. Part 2: Tectonic history.—*Austr. Journ. Earth Sci.*, 1984, v. 31, N 4, p. 457—484.

297. *Shen-su-Sun.* Multistage accretion and core formation of the Earth.—*Nature*, 1985, v. 313, p. 628—629.

298. *Sheraton J. W., Offe L. A., Tingey R. L. a. Ellis D. J.* Enderby Land, Antarctica — an unusual Precambrian high-grade metamorphic terrain.—*J. Geol. Soc. Austr.*, 1980, v. 27, p. 1—18.

299. *Silver L. T.* Problems of pre-Mesozoic continental evolution. In: *Continental tectonics*, 1980.

300. *Skjold T., Cluff R. A.* Sm-Nd and U-Pb dating of Early Proterozoic mafic-felsic volcanism in northernmost Sweden.—*Precamb. Res.*, 1984, v. 26, N 1, p. 1—13.

301. *Smith D. L.* Review of the tectonic history of the Florida basement.—*Tectonophysics*, 1982, v. 88, N 1—2, p. 1—22.

302. *Stacey J. S., Hedge C. E.* Geochronologic and isotopic evidence for Early Proterozoic crust in the eastern Arabian shield.—*Geology*, 1984, v. 12, p. 310—313.

303. *Stauffer M. L.* Manikewan: an Early Proterozoic ocean in central Canada, its igneous history and orogenic closure.—*Precamb. Res.*, 1984, v. 25, p. 257—281.

304. *Stewart A. D.* Late Proterozoic refting in NW Scotland: the genesis of the „Torridonian“.—*J. Geol. Soc. London*, 1982, v. 139, p. 413—420.

305. *Stewart J. H.* Late Precambrian evolution of North America: plate tectonics implication.—*Geology*, 1976, 1, p. 11—15.

306. *Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran: a review.—*Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 1968, v. 52, p. 1229—1258.

307. *Stockwell C. H.* Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian shield. Part I: a time classification of Precambrian rocks and events.—*Geol. Surv. Canada, Pap.* 80—19, 1982, 135 p.

308. *Stowe C. W., Hartnady C. J. H., Joubert P.* Proterozoic tectonic provinces of Southern Africa.—*Precamb. Res.*, 1984, v. 25, N 1—3, p. 229—231.

309. *Stump E.* On the Late Precambrian-Early Paleozoic metavolcanic and metasedimentary rocks of the Queen Maud Mountains, Antarctica and a comparison with rocks of similar age from Southern Africa. *Inst. of Polar Studies, Ohio State Univ., Report N 62*, 1976.

310. *Suk M., Weiss J.* Geological section through the Variscan orogen in the Bohemian massif.—*Geologie en Mijnbouw*, 1981, 60, p. 161—168.

311. *Sun D. a. Lu S.* A subdivision of the Precambrian of China. *Precamb. Res.*, 1985, v. 28, N 2, p. 137—162.

312. *Tack L.* Post-Kibaran intrusion in Burundi. In: *UNESCO, geology for development, Newsletters*, 1984, N 3, p. 47—57.

313. *Tankard A. J., Jackson M. P. A., Eriksson K. A., Hobday D. K., Hunter D. K., Minter W. E. L.* Crustal evolution of South Africa: 3—8 billion years of Earth history, 1984.

314. *Tarling D. H.* Lithosphere evolution and changing tectonic regimes.—*J. Geol. Soc. Lond.*, 1980, v. 137, p. 459.

315. *Thorpe R. S., Beckinsale R. D., Patchett P. J., Piper J. D. A., Davies G. R., Evans J. A.* Crustal growth and Late Precambrian—Early Paleozoic plate tectonic evolution of England and Wales.—*J. Geol. Soc. London*, 1984, v. 141, p. 521—536.

316. *Turek A., Smith P. E. a. Van Schmus W. R.* U-Pb zircon ages and the evolution of the Michipicoten plutonic-volcanic terrane of the Superior Province, Ontario.—*Can. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21, p. 457—464.

317. *Umeji A. C.* Archaean greenstone belts of Sierra Leone with comments on the stratigraphy and metallogeny.—*Afr. Earth Sci. Journ.*, 1983, v. 1, N 1, p. 1—8ä.

318. *Upton B. G., Blundell D. J.* The Gardar igneous province: evidence for Proterozoic continental rifting. In: *Petrology and geochemistry of continental rifts*, Dordrecht, 1978, p. 163—172.

319. *Van der Velden W., Baker J., De Maesschalck S., Van Meerten T.* Bimodal Early Proterozoic volcanism in the Grythytte field and associated volcano-plutonic complexes, Bergslagen, Central Sweden.—*Geol. Rdsch.*, Bd. 71, Hf. 1, s. 171—181.

320. *Villeneuve M.* Les silond tectoniques du Precambrien superieur dans l'est du Zaïre: comparaisons avec les directions du rift est-afrecaïn. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 1983, v. 7, N 1, p. 163—174.

321. *Vellutini P., Rocci G., Vicat J.-P., Gikan P.* Mise en evidence de complexes ophiolitiques dans la chaine du Mayombe (Gabon—Angola) et nouvelle interpretation geotectonique. *Precambr. Res.*, 1983, v. 22, N 1—2, p. 1—21.

322. *Wang H. a. Qiao X.* Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China.—*Geol. Mag.*, 1984, v. 121, N 6, p. 599—614.

323. *Wang R.-M., He S., Chen Z., Li P. a. Dai F.* Geochemical evolution and metamorphic development of the early Precambrian in eastern Hebei, China.—*Precambr. Res.*, 1985, v. 27, p. 111—129.

324. *Webb A. W., Horr G.* The Rb-Sr age and petrology of a flow from the Beda Volcanics. *Quart. Geol. Notes, Geol. Surv. S. Austr.*, 1979, v. 66, p. 10—13.

325. *Wernick E.* The Archean of Brazil.—*Earth Sci. Rev.*, 1981, v. 17, p. 31—48.

326. *Wernick E., Hasui Y., Neves B. B. B.* As regioes do dobramentos nordeste e sudeste. In: *Anais do XXX congresso Brasil. geol.*, Recife, 1978, v. 6, p. 2493—2511.

327. *Williams E.* Tasman fold belt system in Tasmania.—*Tectonophys.*, 1978, v. 48, N 3—4, p. 159—205.

328. *Wilson M. R.* Magma types and the tectonic evolution of the Swedish Proterozoic.—*Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, Hf. 1, s. 120—129.

329. *Wilson M. R., Hamilton P. J., Fallica A. E., Aftalion M. a. Michard A.* Granites and Early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 72, p. 376—388.

330. *Windley B. F.* The evolving continents. L. etc.: John Wiley a. Sons, 1977.

331. *Windley B. F.* The Archaean—Proterozoic boundary. *Tectonophys.*, 1984 v. 105, p. 43—53.

332. *Wynne-Edwards H. R.* Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics.—*Am. Journ. Sci.*, 1976, v. 276, N 8, p. 927—953.

333. *Young G. M.* Correlation of middle and upper Proterozoic strata of the northern rim of the North Atlantic craton.—*Trans. R. Soc. Edinb.*, 1979, v. 70, p. 323—336.

334. *Young G. M.* Subdivision and correlation of the Precambrian in Canada. In: *Principles and criteria of subdivision Precambrian in mobile zones*, Leningrad, 1980, p. 75—96.

335. *Young G. M.* The Late Proterozoic Tindir group, east-central Alaska: evolution of a continental margin.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1982, p. 759—783.

336. *Young G. M.* Proterozoic plate tectonics in Canada with emphasis in evidence for a Late Proterozoic rifting event.—*Precambr. Res.*, 1984, v. 25, p. 233—265.

337. *Young G. M., Jefferson C. W., Delaney G. D., Yeo G. M.* Middle and Late Proterozoic evolution of the Northern Canadian Cordillera and shield.—*Geology*, 1979, v. 7, p. 125—128.

338. *Zhai M.-G., Yang R.-Y., Lu W.-J. a. Zhoi J.* Geochemistry and evolution of the Qinguyan Archaean granito-greenstone terrain.—*Precambr. Res.*, 1985, v. 27, p. 37—62.

339. *Zhang G.-W., Bai Y.-B., Sun I., Guo A.-L., Zhou D.-W., Li T. H.* Composition and evolution of the Archaean crust in central Henan, China.—*Precambr. Res.*, 1985, v. 27, N 1—3, p. 7—35.

340. *Zhang Z., Liou J. G., Coleman R. G.* An outline of the plate tectonics of China.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, v. 95, p. 295—312.

341. *Zolnai A. I., Price R. A., Helmstaedt H.* Regional cross section of the Southern Province adjacent to Lake Huron, Ontario: implications for the tectonic significance of the Murray Fault Zone.—*Can. J. Earth Sci.*, 1984, v. 21, N 4, p. 447—456.

342. *Zoubek V.* On the recent state of research of the Precambrian in the European Variscides. *Geol. Balcanica*, 1984, v. 14, N 1, p. 57—99.

# Предметный указатель

- Абатская зона (геосинклиналь) 211  
Абдуллинский авлакоген 165  
Аберкорн, впадина 222  
Абчадская зона 174  
Авалонская глыба, платформа, плита 236, 292, 296, 326  
Авалонская дуга 290, 326  
Авлакогены 188, 222, 275, 316, 343  
Австралийский кратон 23, 63—67, 139—145, 158, 183, 195, 219, 266, 311  
Ага-Шилкинская зона 174, 211  
Агульский прогиб 245  
Адамсфилд, трог 272, 312  
Аделанда, складчатая система, прогиб, пояс 144, 266—269, 312, 313  
Адели, авлакоген 316  
Адянский прогиб 304  
Аквапимская зона 280  
Актау-Монитинское поднятие 156, 209  
Актюзско-Прииссыккульская зона 309  
Алашаньский массив 304  
Алданский щит 18, 39—41, 112, 113, 154, 246, 328, 331  
Албани-Фрейзер, пояс 145, 154, 192, 220  
Алис-Спрингс, эпоха диастрофизма 144  
Алтае-Саянская складчатая область 166, 210, 244  
Аль-Амар, сутура 310  
Альто-Парагвай, прогиб 306, 319  
Альпийско-Гималайский пояс 242  
Амадиес, авлакоген 144, 266, 267, 269, 275, 312, 313, 343, 345  
Амазонская синеклиза, впадина 124, 178  
Амазонский кратон, протократон 157, 215, 251, 253, 305, 306  
Амноканский авлакоген 175  
Анабарский массив 170, 247, 300  
Ангаро-Ленский прогиб 321  
Ангаро-Мамаканская впадина 303  
Ангаро-Питский прогиб 279  
Андийский пояс 306  
Анка, прогиб 257, 258, 308  
Антарктический кратон 23, 67, 145, 147, 159, 220, 269  
Антиатлас 131, 257, 263, 264, 273, 283, 287, 288, 309, 326, 346, 347  
Апа, массив 251  
Апия, система, прогиб 253, 254, 276  
Аравалли, протогоеосинклинальная система, комплекс, группа 62, 136—138, 151, 332  
Аравийский островодужный пояс 257  
Аравийско-Нубийский неократон, островодужный аккреционный комплекс 257, 326, 346  
Аравийско-Нубийская область, щит 158, 217, 221, 263, 283, 287, 309, 321, 342, 345  
Аранта, массив, блок 144, 158, 193, 220  
Араша-Эстронду, система (зона) 226, 253, 285  
Арашиды 227, 228, 250, 278, 340, 345  
Аргада-Бамбуйский разлом 174  
Аргандабский блок 242  
Арекинский массив 255, 291  
Арыбейский массив 210  
Арморикано-Тюрингская зона 238, 239  
Армориканский массив, микроконтинент 203, 229, 239, 296, 327  
Ар-Райан, микроконтинент 287, 310  
Асва, зона 32, 324  
Атакориды 258, 282, 284, 285, 316, 345  
Атакорская зона (система) 257, 280, 281, 283, 284, 308, 324  
Атапускоу, авлакоген 83  
Атлантический гранулитовый пояс 47, 154, 254, 333  
Афгано-Белуджистано-Памирская область 242, 297  
Афф, микроконтинент (массив) 287, 310  
Африканский кратон, платформа 21, 50—58, 127—136, 157, 216, 326, 337  
Ахагарская зона 281, 282, 345  
Ахагаро-Атакорская система, подвижная зона 256, 258, 273, 279, 283, 284, 292, 308  
Багдаринский прогиб 304  
Багдарин-Усойская зона 174  
Бадахшанский массив 38  
Байдарикский (Байдарагинский) блок 119  
Байкало-Вилуйский разлом 174  
Байкало-Витимская (Муйская) протогоеосинклинальная система 113—115, 151  
Байкало-Витимская геосинклиналь 212, 332  
Байкало-Витимская складчатая область, пояс 171, 190, 191, 192, 211, 213, 248, 249, 278, 303, 345

Байкало-Патомская область, зона, прогиб 170, 211, 212, 248  
Байкальская складчатая область, байкалиды 190, 249, 278  
Байкальская складчатость, байкальский цикл 212, 239  
Байконурский синклиорий, прогиб 244, 300, 320  
Балтийская синеклиза 295  
Балтийский щит 16, 17, 34—36, 97—107, 149, 164, 203, 229  
Балхашский микроконтинент, массив 156, 167  
Бамбуи, впадина 253, 254  
Бамбуйская зона 174  
Бангвеулу, массив 135, 158  
Бангемолл, синеклиза, впадина 141, 199, 222, 342  
Барбертон, зеленокаменный пояс 50  
Баргузинский батолит 304  
Басари, зона (прогиб) 226, 278  
Батерст, протоавлакоген, разлом 83, 147  
Баттен, авлакоген 184, 187  
Бауэрс, прогиб (синклиорий, трог) 272, 291  
Башкирский мегантиклинорий 243  
Бедмор, орогеня 313, 326  
Бедморский пояс (ороген) 270, 274  
Белеутинский прогиб 244  
Белкинско-сорнинский уровень 245  
Беломорский пояс, комплекс (беломорида) 98—100, 154  
Белоярский разлом 298  
Белт, складчатая зона 275  
Белт-Перселл, Белт, авлакоген 164, 200, 343  
Белчер, зона 86  
Бергслаген, вулканическая дуга 106, 107  
Бетская кордильера 239  
Бийско-Барнаульский массив 210  
Бийско-Катунский массив 303  
Биякчанский прогиб, зона 113, 248  
Бирамьно-Намаканский прогиб 304  
Бирний 218  
Биримская (Эбюрнейская) протогеосинклиналь 130, 131, 150  
Бир-Умк, сутура 310  
Битлисский массив 240  
Биту-Джидинская зона 169, 174  
Бове, впадина 226  
Богемский массив 205, 239, 296  
Боксон-Сархойский прогиб 302  
Боксон-Хубсугульская зона 303  
Большого Каратау, прогиб (синклиорий) 300, 320  
Большого Медвежьего озера, вулканоплутонический пояс 81, 82  
Борусский прогиб 245, 302

Ботническо-Ладожская зона надвигов 105  
Бразилиа, прогиб 278  
Бразилиды 216, 251, 305, 312  
Бразильский пояс 253, 254, 285, 305, 306, 317, 321  
Брокен-Хилл, блок 185  
Бубу, зона катаклазитов 257  
Бугский блок 17  
Бугско-Подольский блок 334  
Бугульдейская впадина 248  
Букобский прогиб 276  
Бурлинская зона 174  
Бушвельдский лополит 129, 148  
Бушиме, прогиб (авлакоген) 217, 275

Вайоминг, эократон 79, 80, 92, 155  
Варисиды 204  
Вездеходный горст 298  
Великая дайка Зимбабве 56  
Великих озер, разлом 90  
Велико-Устюгский авлакоген 204  
Вернек-Маккензи, авлакоген 200, 223  
Верхояно-Чукотская складчатая область 247, 291  
Верхоянская палеорифтовая зона 170  
Виктория-Ривер, впадина 219, 220, 222, 267  
Виндйская впадина, синеклиза 182, 187, 218, 222, 264, 265, 275  
Вирджин-Ривер, разлом 84  
Витим-Амалатская зона 174  
Внутренней Монголии, пояс ТТП 19, 154  
Вольно-Подольская плита 296  
Вольно-Подольский, Вольнский мегаблок 110, 111  
Вольер-Ривер, батолит 193  
Вольта, впадина, синеклиза 256, 258, 307  
Вороговская циклома 246  
Вороговский прогиб 279  
Воронежский массив 37, 107, 109—111  
Восточно-Австралийская пассивная окраина 267  
Восточно-Анабарская зона 170  
Восточно-Антарктический кратон, щит 269, 271, 313, 314  
Восточно-Африканская рифтовая система 189  
Восточно-Бразильский щит 47, 126  
Восточно-Гатский пояс ТТП 136, 154, 183, 193, 265, 266, 334  
Восточно-Европейский кратон, плагформа 16—18, 34—38, 97—111, 155, 164, 165, 169, 188, 203, 295, 296, 314, 316, 342

Восточно-Кутенаяская орогения 234, 236

Восточно-Салаирский прогиб 245

Восточно-Сахарский кратон 280, 282

Восточно-Тасманская зона 267

Восточно-Тувинский прогиб 245

Восточно-Улытауский разлом 117

Восточно-Уругвайская система 253

Вулканолютонических ассоциаций, области 187, 222

Выборгский массив рапакиви 105

Вьетбак, массив 177

Вьетлаосская складчатая система 122, 124

Вятский авлакоген 275

Гангпур-Колханский цикл 265

Гардарский авлакоген, зона 223, 231

Гарип-Малмсбери, система (зона) 260, 286

Гаскойн, протогеосинклиальная система 139, 151

Гвианский щит 19, 20, 46, 124—126, 150, 157, 187, 251, 352

Гебридский массив 33, 97

Гиббсона, впадина 267

Гималайская область 243, 297

Главный Антиатласский разлом 288

Главный Саянский разлом 174

Гоби-Алтайский блок 119

Годавари, впадина 182, 264

Гойянский массив 227

Гондвана 227, 234, 239, 259, 272, 291, 292

Горбылокская зона 174, 211

Горганская глыба, массив 172, 242

Гортский антиклинорий 208

Готская переработка 193

Готтардский массив 239

Гоулер, блок, щит 67, 144, 158, 193, 219, 267

Гоулер-Рейндж, вулканолютонический пояс 144, 158, 184

Гояс, срединный массив 47, 126

Гранд-Каньон, авлакоген 200, 222, 234

Гранитс-Танами, складчатая зона 142, 158

Гренвильский диастрофизм (орогenez) 163, 212, 234

Гренвильский пояс 201, 202, 228—230, 342, 344

Гренвильский фронт 85, 93, 201, 228

Гренвильский цикл 203, 206

Гренландский щит 202

Гуапоре, кратон 251, 305, 306

Гудзонская эпоха диастрофизма 91, 162, 201

Дальсандская переработка, цикл, пояс 203, 206, 229, 241

Дамарнды 259, 262, 276, 277, 312, 317, 318, 345

Дамаро-Катангская складчатая система (трог) 260—262, 277, 292

Дамарская геосинклиналь 285

Дамарская складчатая система (пояс) 257, 260, 285

Дандас, трог 267, 269, 272, 291, 312

Дарданелос, впадина 215

Дейвенпорт, складчатая зона 142, 143

Деламерийский диастрофизм, эпоха складчатости 268, 291

Делюн-Уранская зона 174, 212

Дербинский массив 210

Джалаир-Найманский прогиб 244

Джезказганская впадина 117

Джидинский прогиб, зона 302, 303, 319, 320

Джорджина, впадина (авлакоген) 266, 267, 312, 316, 345

Джоджтаунский массив, выступ, поднятие 143, 144, 184, 185, 220

Джугнымский массив 210

Дзобханская зона 301

Дзирульский массив 206

Диан-Рейндж, трог 312

Динаро-Анатолийская область 240, 297

Додома (Додомский), массив, блок 181, 189

Домнейская кордильера 238

Донган, орогения 176

Доуралды 165, 207, 243, 298

Дулут, массив 200

Енисейского кряжа, складчатая геосинклиальная система 169, 208, 246, 341, 345

Ерментау-Ниязский антиклинорий 117

Жанокский прогиб 249

Жонивинь массив 253, 254

Задний (кимезий) 134

Зайсанская система 320

Закарпатский прогиб 241

Замбези, пояс 181

Замбийский массив (кратон) 180, 181

Западно-Анабарская зона 170

Западно-Африканский кратон, протократон 256, 258, 259, 264, 279, 280, 281, 282, 284, 288, 308, 310, 325

- Западно-Сибирская плита 207, 208, 298, 327  
 Западно-Ахаггара, зона 257, 279, 344  
 Западно-Конголезская система 256, 257, 260—262, 276, 277, 343  
 Западные Конголиды 259, 276, 277, 309, 312, 316—318  
 Западно-Техасский авлакоген 293  
 Зеленокаменные пояса 150  
 Зимбабве, кратон, эократон 21, 54, 55, 127, 181  
 Зунмурин-Темникская зона 174  
 Иберо-Аквитанский микроконтинент 238  
 Ижморский горст 298  
 Ийско-Уринский грабен 168  
 Икатская зона 174, 212  
 Имандра-Варзугский грабен-прогиб 100—102  
 Иматака, массив 124—125  
 Индоснийский массив, блок 46, 122—124  
 Индостанский кратон, платформа 22, 23, 59—63, 136—138, 182, 195, 218, 243, 311  
 Инверская эпоха диастрофизма 97  
 Инжигейская зона 167  
 Инкиси, прогиб 317  
 Интракратонные геосинклинали 189, 224, 276  
 Ин-Уззал, блок 257—259, 279, 281  
 Истерн-Голдфилдс (Калгурли), зеленокаменный пояс 64  
 Иррипеевский авлакоген, выступ 170, 171, 247  
 Ирокиндинский прогиб 249  
 Ирумидская система (пояс) 180, 181, 189  
 Ирумиды 180, 224, 346  
 Ируму, авлакоген 275  
 Ирумидо-Рехоболтская система 180  
 Исседонская складчатость 209  
 Итнасо, прогиб 181  
 Итомбве, авлакоген 275  
 Йиллгарн, блок, эократон 23, 64—67, 139, 183, 219, 331  
 Каапваальский эократон 21, 50—54, 127—130  
 Кабульский блок, массив 38, 242  
 Кадомский складчатый пояс 205, 296, 315, 326  
 Кадомский океан 326  
 Казахстано-Северотяньшанский срединный массив (микроконтинент) 117  
 Казахстано-Сибирский океанский бассейн 301, 302, 327  
 Казахстано-Тяньшанская складчатая область 166, 209, 243, 300, 319, 320  
 Каладги, впадина 182  
 Каламинский массив 246  
 Калахарн, кратон (протократон) 257, 258  
 Калахари, протоплатформа 127  
 Калмыкский синклиорий (прогиб) 244, 300, 302, 320  
 Калмыкульский синклиорий (прогиб) 244, 300, 302, 320  
 Камско-Бельский авлакоген 165, 204, 295  
 Калкадун-Лейнхардт, поднятие 143  
 Камипал, эократон 80  
 Канадский щит 152, 162, 194, 199, 200, 202, 228, 331, 333, 334  
 Кандин, поднятие 176, 194  
 Канманту, зона (трог) 267, 313  
 Каннинг, синеклиза 141  
 Кайрикорн, ороген 139, 141  
 Каралонская зона 174, 211  
 Каратау-Таласская зона, прогиб 166, 244  
 Карельский (Южноланипландско-Карельский) мегаблок 98—104, 154  
 Каририанская складчатая область, Карири, пояс, система 253, 276, 306, 317, 346  
 Карпато-Балканский регион, область 205, 240, 247, 296, 326  
 Касан, кратон 181  
 Кассанское поднятие 118  
 Касский выступ, массив 169, 208  
 Каталахти, офиолитовый пояс 105  
 Катагиды 262, 276, 277, 309, 318, 321, 346  
 Катагская складчатость 262  
 Катерская зона 174, 212  
 Катунгский прогиб 245  
 Качерасена, формация 215  
 Кашимбо, впадина 215  
 Кейп-Смит, складчатая зона 85—87  
 Кенкельско-Восточно-Терской зона 301  
 Кеноранская эпоха диастрофизма 89  
 Керманский бассейн 297  
 Кетилиды 81, 93  
 Кибали-Торо-Буганда (Рувензори), протогоеосинклинальная система 133  
 Кибариды 189, 216, 224, 286, 340, 341, 345  
 Кибаро-Анколийская складчатая (геосинклинальная) система, пояс 180, 189, 217, 224  
 Кибаро-Бурундийский пояс 181  
 Кибарская геосинклиналь 189, 216  
 Кибарская складчатость (диастрофизм) 217  
 Кивино, авлакоген (прогиб, впадина, трог) 200, 202, 222, 223, 230, 234, 341, 343

Кивино, интракратонная складчатая структура 275  
Кигома, прогиб 181  
Кизир-Казырский прогиб 302  
Килахигок (Батерст), авлакоген, 83  
Килбан, эпоха диастрофизма 158  
Кильмекоски, офиолитовый пояс 105  
Киялно-Иерокиндянская зона 174, 211  
Кимберли, впадина, синеклиза 141, 219, 268, 311  
Кинг-Лиополд, протогеоинклинальная система 141  
Киргизско-Терсейский прогиб 244  
Кировоградский блок (мегаблок) 107—111  
Китайско-Корейский кратон 19, 44, 119—122, 157, 195, 291, 304  
Кичеро-Мамская зона 174, 211  
Кмудку, эпизод 215  
Ковонта-Олиндинский прогиб 249  
Кодаро-Кеменский лополит 113, 148, 149  
Кодаро-Удоканская впадина, протосинеклиза 112, 148, 149  
Кокчетавский массив 209  
Кокчетавско-Каратаусская внешняя зона 320  
Колвези, фаза 309  
Колмозеро-Воронья, зеленокаменный пояс 97  
Колокская зона 174  
Кольский мегаблок 98, 99  
Комас, трог 261  
Конго, синеклиза 132, 257, 275, 308, 342  
Конго (Центрально-Африканская), протоплатформа, кратон 130, 132, 278, 285  
Кункудеро-Мамаканская зона 174, 211  
Контумский выступ 123, 177, 194  
Корас, прогиб (грабен) 217, 229, 346  
Королевы Мод, авлакоген 316  
Коростенский плутон 156  
Корсунь-Новомиргородский плутон 156  
Коэи, поднятие, выступ 143, 144, 184  
Крестецкий авлакоген 164, 238  
Крестцовский авлакоген 204, 222  
Крол, покров 243  
Кудалпахская впадина (синеклиза) 182, 183, 187, 193, 218, 222, 264  
Кузнецко-Озерная зона 303, 304  
Куналейская зона 174  
Курско-Криворожская протогеоинклиналь 107—109, 151  
Куру-Индепендинская система 253, 254  
Куруктахский авлакоген 175, 213  
Кутимская глыба 174

## Кыршехирский массив 240

Лабрадор, складчатая зона, система 85—88, 230  
Лаврентия 296  
Ладожский авлакоген 164, 204  
Лакланский пояс 268  
Лапландский гранулитовый пояс 97—98  
Лапландско-Беломорский пояс ТТП 97—100, 153, 154  
Ла-Ронж, пояс, островная дуга 85, 152  
Лаун-Хилл, платформа 184  
Левомамский прогиб 249  
Леон-Либерийский эократон, массив, шит 58, 131, 257  
Лено-Патомский авлакоген 170  
Ленсуа, бассейн 178  
Лерасский прогиб 302  
Лешуконско-Сафоновский авлакоген 204, 238  
Ливийско-Нигерийский пояс ТТП 131, 202, 280, 286, 311, 321, 323  
Линдинский авлакоген 170  
Лижерская кордильера 238  
Лижеро-Молданубикская зона 238  
Лимпопо, пояс 21, 34—57, 153, 154  
Логана, линия 201  
Локский массив 206, 207  
Лульянская (Жонгтяо) эпоха диастрофизма 119, 122, 175  
Лурийский диастрофизм 217  
Лурино, пояс (система) 224, 321, 322, 346  
Луфилийская дуга 212, 277, 317  
Луфилийская фаза складчатости 262  
Ляпинский антиклинорий 243  
Мавританиды (мавританский пояс) 218, 225, 228, 292, 307, 340, 344, 345  
Мавритано-Бразильский пояс (система, зона) 225, 228, 284, 285, 318  
Мавритано-Сенгальская система (пояс, зона) 182, 189, 191, 218, 256, 273, 284, 319, 341  
Мавританская ось 225, 226, 256  
Маганский прогиб 246  
Магонди, пояс 135  
Мадейра, активизация 178, 215  
Мазатцальская переработка 192  
Майера-Хетская палеорифтовая зона 170  
Майомбская эпоха диастрофизма 133  
Майская впадина 209  
Мак-Артур, впадина (синеклиза, бассейн) 183, 184, 187, 195, 220, 222, 342  
Макаубас, впадина 253, 254

Макбало-Бурханская зона 300  
Макдональд-Чилсон, разлом 83  
Маккензи, авлакоген 234, 343  
Макковик, субпровинция 93  
Мак-Робертсона, авлакоген 269, 270, 313, 316  
Малани, впадина 265  
Мали-Нингерская синеклиза 280  
Манханская зона 172, 212  
Мамская зона (прогиб) 212, 278  
Мамо-Конкудерский разлом 174  
Мандрискская глыба 174  
Маника, зона катаклазитов 257  
Манский прогиб 245  
Марампа, пояс 218  
Мараньон, формация 255, 289  
Марони-Итакаюкас, зеленокаменный пояс 125, 150  
Мару, прогиб 218, 258  
Мастрейв, массив, блок 144, 154, 153, 220, 266, 267  
Матчлесс, амфиболиты, зона 261, 262, 277, 285  
Маунт-Айза, складчатая система, прогиб 143, 158, 184, 185, 187, 189, 190, 199  
Мачхолленская протогеосинклиналь 121  
Маюмбе, трог, зона, система 181, 189, 218, 260, 276, 345  
Медиу-Кореу, система (прогиб) 253, 254, 276, 285  
Медного пояса, зона надвигов 138  
Мезенская синеклиза 295  
Мезийский бассейн 241  
Мендересский массив 240  
Меррей, разлом 89  
Мёрфи, поднятие 143  
Мерчисон, зеленокаменный пояс (Австралия) 64  
Мерчисон, зеленокаменный пояс (Африка) 50  
Мидленд, платформа 326  
Миричунский прогиб 302  
Миссонес, массив 251  
Мозамбикский пояс ТТП 130, 132, 133, 181, 257, 263, 286, 311, 321, 323, 324, 333, 334, 340  
Момская зона 248  
Монийское окраинное море 326  
Монотроговый тип протогеосинклиналей 150  
Моравская зона 205  
Морарианская орогенция 237  
Московская синеклиза 295  
Мульская глыба 172, 174, 191  
Мурманский пояс ТТП 97  
Мэри Бэрд, микроконтинент (массив) 269, 272, 291  
Мыёсе-Остердален, прогиб 237

Набберу, бассейн 139  
Набитах, сутура 310  
Нагсуктокиды 88, 89  
Наджд, система разломов 310  
Намаквейская зона, пояс ТТП 217, 229, 344, 346  
Намакваленд, протогеосинклиналь 130, 151  
Намама, пояс 228, 321  
Нанним, блок 121  
Наскаупи, грабен-синклиналь 202  
Наукулфт, покров 261  
Нгалия, впадина (авлакоген) 266, 267, 275, 312, 313, 316  
Нидл-Форк, зона разломов 84  
Нижневартовское поднятие 208  
Никерийский эпизод 215  
Ноамунди-Порат, цикл 219  
Нова-Флореста, массив 253, 254  
Норланда (ботнийская), «геосинклиналь» 106  
Норсмен-Уилука, зеленокаменный пояс 64  
Нутак (Нейн), эократон 80, 94  
Ньянтара, авлакоген 275

Оакаханский пояс 201  
Обь-Зайсанская зона 168  
Одесско-Каневская протогеосинклинальная система 110  
Озерная зона 301, 327  
Окраинно-кратонные (окраинно-континентальные) геосинклинали 194, 231, 286, 345  
Оленекское поднятие 170, 209  
Олокитский прогиб 173, 248, 249, 303  
Олокитский разлом 174  
Омолонский массив 209, 247, 248, 300  
Ондум-Буреньский массив 302  
Онежский прогиб, авлакоген 204, 238  
Ордосская протоплатформа 121  
Орехово-Павлоградская протогеосинклинальная система 110  
Ориноцкий эпизод 215  
Ормистон, орогенция 220  
Оршанский авлакоген 164, 204, 338, 275, 295  
Ослянская циклома 246  
Оффисер, впадина (авлакоген) 266, 267, 275, 313, 316  
Охотский массив 209, 247, 291

Павлово-Посадский авлакоген 164, 238, 295  
Пайн-Крик, протогеосинклинальная система, поднятие 67, 141—143, 158  
Пакараима, массив 124, 125  
Панафриканская переработка 311, 312, 346

Панафриканская эпоха 325  
Пангея 166, 185, 186, 195, 199, 234  
Пангея 0 146, 159  
Пангея I 154, 159, 185, 187, 292  
Пангея II 187  
Паннонская впадина 205, 206, 241  
Панталасса (Пропащифик) 159, 160, 290, 291, 332, 338, 341, 352  
Парагвай-Арагуай прогиб (система, пояс) 226, 251, 253, 278, 279, 285, 305, 306, 319, 341, 345  
Парадайз, авлакоген 184  
Параиба, пояс 254  
Параиба, разлом 306  
Парана, впадина 251  
Паргуасанский эпизод (событие) 178, 193, 340  
Паренсийский эпизод 178, 193  
Патерсон, выступ 145  
Патомская впадина, зона 212, 248  
Патомско-Виллюйская система авлакогенов 170  
Пачелмский авлакоген 164, 204, 222, 237, 295, 343, 345  
Педрика, впадина 269  
Пелагонийский массив 240  
Пелотас, массив 253, 254, 276  
Пенка, авлакоген (депрессия) 269, 313  
Пенокийская протогеосинклинальная система 81, 89—94, 147, 151, 152, 155  
Пенокийская эпоха диастрофизма 88, 91  
Пенсакола, зона (геосинклиналь) 271, 272  
Перипенинский разлом 205  
Перамбуко, разлом 306  
Печенгская впадина 100—102  
Печенгско-Варзугская рифтовая система (протоавлакоген) 100—102, 147  
Печорская впадина 204  
Пилбара, блок, эократон 23, 63, 64, 139, 141, 145, 183, 219, 220, 222  
Пингвинский пояс 268  
Пилбара, щит 183  
Позднееросская эпоха 314  
Полигрофовый тип протогеосинклиналей 150  
Полюсненский антиклинорий 247, 248  
Полуйский антиклинорий 208  
Пропащифик 291, 332, 335, 338  
Приазовский мегаблок 110, 111  
Приатлантическая протогеосинклинальная система 133  
Прибайкальский прогиб 278, 279, 303, 341  
Приколымский авлакоген 170  
Приколымское поднятие, массив 209, 247, 248, 300

Приладожский авлакоген 275  
Принс-Чарлз, массив 145  
Протоавлакоген 149  
Протоандийский пояс 253, 255, 307, 325  
Протогеосинклинали 150  
Протокрасноморский океанский бассейн 182  
Протоофиолиты 73  
Протоплатформы (эократоны) 198  
Протосинеклизы 149  
Прототетис 177, 240, 264, 273, 297, 315, 326, 341, 352  
Прототихоокеанский подвижный пояс (Протопащифик) 288, 291, 292, 326, 341  
Протоурал 292, 316, 341, 344, 345  
Протоюжноатлантический пояс 259, 260, 263, 276  
Прото-Япетус 236, 237, 291, 292, 341  
Пудинское поднятие 208

Рагунда-Нордингро, массивы гранитов 164  
Раджастанская зона ТТП 183, 265, 266  
Ракланская орогения 223  
Регибатский массив 58, 131, 157, 187, 257  
Рейндир, пояс 84  
Рехоболтская система (зона) 180, 217  
Риашу-ду-Понтал, зона 253  
Рибейра, пояс 202, 253, 254, 276, 277, 306, 316, 319, 321, 325  
Рижский плутон 156  
Ринкиды 88  
Рио-де-Ла-Плата, кратон 251  
Риу-Негру-Журуэна, вулканоплутонический пояс 157  
Риу-Прету, система 251  
Ричмонд-Белчер, протоавлакоген 86  
Родопский массив 206, 240  
Родопская супергруппа 206  
Розабель формация 125  
Рокеллиды 226  
Роки-Кейп, массив 267, 269  
Рослягинский авлакоген 204  
Росский пояс 269, 271, 272  
Рузизи-Убенди-Усагара, протогеосинклинальная система, комплекс 131, 181, 189

Садбери, плутон 148  
Сазерн-Кросс, зеленокаменный пояс 64  
Салаирский этап 241, 291  
Салаирский тектонический комплекс 298  
Сангилен, массив 169

Сан-Луис, кратон 251, 253  
Сан-Франсиску, эократон, кратон 47, 126, 251, 253, 278, 305  
Сан-Франсиску, синеклиза 275  
Сартыньинский антиклинорий 208  
Сарытумский прогиб 244  
Сатпурский пояс, зона 137, 138, 265, 266  
Сафоновский авлакоген 238  
Саяно-Алтайский прогиб 168  
Свеконорвежская переработка 203  
Свеконоргиды 156  
Свекофеннская протогеосинклинальная система (свекофенниды) 97, 105—107, 111, 151, 156  
Северо-Американский кратон 13—16, 29—33, 78—97, 155, 162, 197, 199, 234, 264, 292  
Северо-Байкальская впадина, прогиб 248, 249  
Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс 113—116, 156  
Северо-Индийская протоплатформа 138  
Северо-Китайский кратон 175  
Северо-Саянский прогиб 245  
Северо-Сингбумская протогеосинклинальная система 137—138, 151  
Северо-Циньянский авлакоген 212  
Сербско-Македонский массив 206  
Сергиево-Абдулинский авлакоген 204, 295  
Сержипский пояс 306, 345  
Сибирский (Среднесибирский) кратон, платформа 18, 19, 39—41, 112—116, 147, 156, 169, 209, 222, 246—248, 299, 300, 314, 325, 341, 353  
Сикан-Юньнанская гряда (ось Кандин) 45  
Сил-Лейк, интракратонная складчатая структура 202, 275  
Сингбум, авлакоген, зона 265, 332  
Сингбумский купол 22, 63, 137, 138  
Сингбум, платформа 182, 264  
Синеклизы, впадины 187, 222, 273, 314  
Синобирианский массив 46, 122, 177, 325  
Синьян-Фозилин, протоавлакоген 122  
Скалистых гор, миогеосинклиналь 292  
Слейв, эократон 79, 80, 147  
Слюдянский прогиб 175  
Смиттон, трог 312  
Солвей-Шенно, линия 294  
Солигаличско-Яринский авлакоген 204  
Сонкульско-Ашутурухская зона 301  
Среднеприднепровский мегаблок, эократон 107, 111  
Среднерусский авлакоген 238

Средне-Чулымский горст 298  
Становое поднятие 174  
Становой пояс ТТП 153  
Стёрт, блок 142  
Стюарт, шельф, плита 220, 266, 267  
Супрагетикум 241  
Сургутское поднятие 208  
Сыннырский прогиб 278  
Сырдарьинский массив 166, 167  
Сычуанская синеклиза 123, 177  
Сычуанский эократон 119  
Сычуанский массив, блок 194, 214  
  
Тайгоносский массив 247, 248  
Такту, авлакоген 83  
Такту, грабен 305  
Танганьикская протоплатформа 132  
Танзанийский массив (кратон) 180, 181, 216  
Таримский эократон, массив 119, 122, 176  
Тасманская геосинклинальная область, Тасманский пояс 158, 268, 269, 312  
Татарский массив 246  
Татауровский прогиб 304  
Татро-Вепориды 241  
Тауденни, синеклиза 130, 256, 257, 273, 307, 308, 342  
Тейско-Чапский прогиб 279  
Тектоно-термальной переработки, пояса (ТТП) 153, 192, 193, 228, 286  
Телон, надвиговый фронт 84  
Тельбесский прогиб 245, 302  
Теннант-Крик, складчатая зона 142, 143, 158  
Тетис 326, 354  
Тиман-Варагнерская зона 207  
Тиририн, система (трог) 17, 258, 308, 317  
Тихоокеанский пояс, кольцо 288, 291, 342  
Томпсон, фронт 84, 85  
Томпуда-Нерпинский разлом 174  
Томпуда-Светлинская зона 174, 211  
Торренс, разлом 266  
Трансамаюнская эпоха диастрофизма 124—127  
Трансантарктический пояс 269, 347  
Трансваальская синеклиза 127, 147, 149  
Трансгудзонская протогеосинклиналь 80, 83—89  
Трансильванская впадина 241  
Транслабордорский батолит 93, 94  
Транскандиавский вулканоплутонический пояс 105, 107  
Транссахарская подвижная зона, система 258, 269

Тулуинский прогиб 249  
Туманшетский прогиб 210  
Тунтуй-Кондинский разлом 174  
Тунгусская синеклиза 170, 298  
Тургайский прогиб 117  
Туора-Сисский выступ 247  
Туруханско-Норильский (туруханский) авлакоген 170, 209  
Туруханское поднятие 28  
Тыя-Мамская зона (геосинклиналь) 174, 211

Уакитская миеогеосинклинальная зона 174

Уарзат, пояс 326, 347  
Убоганско-Восточно-Казахстанская геосинклинальная система 166, 167  
Уджинская палеорифтовая зона, авлакоген 170, 209  
Уджинское поднятие 170, 247  
Удино-Витимский прогиб 303  
Уильяма (Брокен-Хилл) массив 144, 158

Уит, пояс 331, 334  
Укинга, прогиб 181  
Укинга-Итиасо, зона 189  
Украинский щит 17, 18, 96, 37, 107—111

Улакульская зона 119  
Улканский прогиб 113  
Улытауская протогоеосинклинальная система 117

Улытауско-Терекейская геосинклинальная система 166, 167

Уопмей (Коронейшн), протогоеосинклинальная система 80—83, 151, 152, 155, 160, 333

Уралиды 298  
Урало-Оманская зона разломов 111  
Урало-Охотский пояс 41, 116—119, 156

Урикский авлакоген 170  
Урико-Ийский грабен 210  
Урусанский цикл 180  
Утуликская зона 174  
Учурская впадина 209  
Уядинская зона 247, 291

Фалемский прогиб 319, 226  
Фарузийский океан 280  
— пояс 326  
Фарузийско-Дагомейский пояс 282  
Фитцморис, авлакоген 220  
— складчатая зона 275  
Фухоат, поднятие 124

Хазарский массив 242  
Хак, кратон 271

Хакасский массив 167, 210, 302  
Хамар-Дабанская глыба 174  
Хамерсли (Наллагайн), бассейн 139, 148, 149  
Ханкайский массив 43  
Хамсаринский массив 302  
Хамсаринский прогиб 302  
Хараулахский авлакоген, поднятие 209, 247, 300  
Хейхук, орогеня 234, 236  
Хейс, пояс 135

Хесап-Ивонский авлакоген 175  
Хингано-Буреннский массив 43  
Холой-Витимская зона 174, 211  
Холс-Крик, протогоеосинклинальная система 141, 142, 151, 158  
Хоральская зона 169  
Хорейверская впадина 238  
Хормуский бассейн 297  
Хоттак, плутонометаморфический пояс 81—83  
Хэуайская протоплатформа 121  
Храмский массив 206

Цайдамский массив 213  
Центрально-Азиатский палеоокеан 301, 319, 320, 327, 342

Центрально-Афганский массив 242  
Центрально-Ахагарский трог 308  
Центрально-Бразильская система, зона 178, 190, 278, 285, 341

Центрально-Бразильский (Гуаоре), щит 124—126, 157, 251  
Центрально-Индийская синеклиза 264, 265, 275

Центрально-Кельский блок 97  
Центрально-Тяньшанский авлакоген 213

Центрально-Финляндский батолит 105—107

Центральный метаосадочный пояс 201, 346

Центральный Французский массив 296

Цзиннинский диастрофизм 213, 250  
Цзи-Цзиньшанская протогоеосинклиналь 119—122

Цзяннанское поднятие 194  
Ципа-Бамбунская зона 174  
Ципа-Витимканский прогиб 249, 278  
Циркумунгавская система, сегмент Трансгудзонской системы 85—89, 151, 333

Чадобецкое поднятие 247  
Чапский цикл 197  
Чарский блок 113  
Чаткало-Нарынская зона (синклиорий) 300, 320

Чаттисгарх, впадина 264  
Ченцзян, диастрофизм 250  
Чернюсский прогиб 302  
Черчилл, провинция, сегмент Транс-  
гудзонской системы 83—85, 152  
Чикой-Ингондинский разлом 174  
Чикоканский разлом 174  
Чина-Алакарская зона 174  
Чингасанская циклома 246  
Чингасанский цикл 197  
Чирибинский массив 246  
Чуйский выступ 172  
Чукотский массив 248, 291

Шайю, массив 257, 277  
Шаманская зона 174  
Шапада-Диамантина, группа впади-  
на 126, 216, 253, 254  
Шарыжалгайский выступ 172  
Шелефте, вулканическая дуга 106  
Шиллонгский блок 63  
Шингу, массив 124, 125  
Шонгло, массив 45, 214  
Шуйский прогиб 245

Эбюрнейская эпоха диастрофизма  
131, 133  
Элсуэрт, складчатая система 272  
Эльсонская переработка 192, 193, 340  
Энсиалические интракратонные гео-  
синклинали 189, 224, 276, 317, 345  
Энсиматические интракратонные гео-  
синклинали 190, 225, 278, 319, 345  
Эократоны 148  
Эписседонский чехол 243

Эспиньясу, рифт, пояс 250, 253  
Этцтальский покров 239  
Эшбертон-Гаскойн, протогоосинкли-  
наль 139

Юдомо-Майский авлакоген, прогиб  
169, 209, 291  
Южная провинция (Канадского щита)  
89—92  
Южно-Американский кратон 19, 20,  
46—50, 124—127, 157, 215, 255, 305  
Южно-Индийский эократон, прото-  
платформа 136  
Южно-Китайский (Янцзы) кратон,  
платформа 45, 46, 122, 123, 176  
Южно-Монгольская складчатая си-  
стема 119  
Южно-Оклахомский авлакоген 293  
Южно-Тургайский массив 166, 167  
Южно-Уральская зона 207  
Юкунку, синклиналь 226  
Юлу-Юльский горст 298  
Юмурченская зона 174

Ямбу, сутура 310  
Янгуда-Каменская зона 174, 211  
Янгудский прогиб 304  
Янингский массив 176  
Янцзы, кратон 212, 291, 325  
— складчатость 260, 342  
Яншань-Тайшань, протоавлакоген  
122, 175  
Яньшанский авлакоген 175, 213, 250  
Яньляо, эпикратонное море 175  
Япетус 236, 291—294, 296, 326  
Ятулий 102, 148

# Оглавление

---

От авторов . . . . .	3
<b>Часть I. Ранний докембрий . . . . .</b>	<b>4</b>
Глава 1. Происхождение Солнечной системы и становление планеты Земля. Догосологический этап ее развития . . . . .	4
Глава 2. Катархей: древнейшая силикатическая кора Земли, проблема ее образования . . . . .	11
Глава 3. Архей: гранит-зеленокаменные области и гранулитовые пояса. Становление зрелой континентальной коры . . . . .	28
Глава 4. Ранний протерозой: частичная деструкция и восстановление единства Пангеи . . . . .	78
<b>Часть II. Поздний докембрий . . . . .</b>	<b>162</b>
Глава 5. Ранний рифей: новый этап деструкции и начало расчленения Пангеи . . . . .	162
Глава 6. Средний рифей: продолжение деструкции и расчленения Пангеи, развитие тектоники плит . . . . .	199
Глава 7. Поздний рифей: распад Пангеи на Гондвану и Лавразию, возникновение планетарных подвижных поясов . . . . .	234
Глава 8. Венд: консолидация Гондваны и заложение подвижных поясов Лавразии на фоне ее распада . . . . .	292
Глава 9. Общий характер развития структуры земной коры в докембрии	327
Заключение . . . . .	349
Список литературы . . . . .	357
Предметный указатель . . . . .	372

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

**Хаин Виктор Ефимович**  
**Божко Николай Андреевич**

**ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА.**  
**Декабрь**

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*  
Редактор издательства *А. П. Хупова*  
Переплет художника *И. А. Слюсарева*  
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*  
Технический редактор *Л. Я. Голова*  
Корректор *Г. Г. Большова*

ИБ № 6756

---

Сдано в набор 26.10.87. Подписано в печать 04.03.88. Т-07989.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 24,0. Усл. кр.-отт. 24,0.  
Уч.-изд. л. 28,67. Тираж 2500 экз. Заказ 581/1072-2.  
Цена 5 р. 40 к.

---

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

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ