Г. П. ЛЕОНОВ

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Г. П. ЛЕОНОВ

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ОСНОВЫ И МЕТОДЫ. ДОКЕМБРИЙ

ДОПУЩЕНО МИНИСТЕРСТВОМ ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНОГО ПОСОБИЯ ДЛЯ СТУДЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ ВУЗОВ

3295

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1980

Институт геологических наук АН Армянской ССР Библиотека

УДК 551.7

Рецензенты:
Кафедра исторической геологии
Ленинградского государственного университета;
член-корр. АН СССР М. В. Муратов

Л $\frac{20801-102}{077(02)-80}$ 141—80 1904040000

© Издательство Московского университета, 1980 г.

Часть первая

ОБЩИЕ ОСНОВЫ И МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Глава I

ГЕОЛОГИЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ В КОМПЛЕКСЕ НАУК О ЗЕМЛЕ

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЗЕМЛИ В ЦЕЛОМ

Место исторической геологии и геологии в целом в комплексе наук о Земле и соответственно задачи, объект и основной метод исследования этих наук понимаются в настоящее время очень различно. Эти различия уже нельзя игнорировать. Их нужно понять и определить к ним свое отношение.

В данном курсе геология понимается как наука, объектом исследования которой является земная кора, а историческая геология — как историческое направление исследования земной коры.

Земная кора — это прежде всего определенная масса вещества (минеральных масс) находящегося в ней в только ей свойственном (в пределах Земли) твердом, кристаллическом в основном состоянии и в только ей свойственной (в пределах Земли) форме горных пород, представляющих собой агрегаты минералов и отчасти форменных остатков организмов. Но земная кора — не только определенная масса вещества, но и определенное структурное целое. Слагающие ее горные породы образуют различные по размерам и форме скопления — геологические тела, пространственно ограниченные элементы земной коры, распределение которых в земной коре вполне закономерно и определяется историей ее формирования.

Принципиальное различие вещественных и геологических единиц заключается в том, что первые из них характеризуются своим составом, вторые — прежде всего своим положением в общей структуре земной коры и своими пространственными отношениями друг к другу.

Это различие, которое в настоящее время не всегда должным образом учитывается, еще в начале прошлого века было наглядно показано одним из крупнейших натуралистов того времени Леопольдом фон Бухом. Желая пояснить сущность геологических единиц земной коры (по терминологии Буха — горных видов), Бух писал (1809): «В понятии горный вид не заключено ничего такого, что имело бы отношение к тому материалу, из которого горный вид состоит. Отсюда совершенно ясно следует, что определить горный вид исходя только из характера этого материала было бы совершенно бессмысленно и невозможно».

Поясняя свою мысль, Бух приводит такой пример. Предположим, что Некто должен пронумеровать дома на улице. Будет ли он, спра-

шивает Бух, основываться при этом на материалах, из которых построены отдельные дома? Будет ли он считать, что перед ним два дома, если одна половина фасада выведена из квадерного песчаника, а другая обшита досками? Конечно нет, отвечает Бух, поскольку понятие дома, как и понятие горного вида, никак не связано с тем материалом, из которого дом и горный вид состоят.

Что будет, спрашивает дальше Бух, если теперь наш Некто вместо того чтобы нумеровать дома по порядку, следуя вдоль улицы, начнет выискивать все красные дома и располагать их по оттенкам, обозначая дома одного цвета, хотя бы и удаленные друг от друга, одним номером, повторяя затем подобную операцию с желтыми домами, зелеными и т. д. Возможно, замечает Бух, цветовые оттенки могут быть установлены при этом весьма тонко, но все же подобный способ нумерации вряд ли нас удовлетворит, так как здесь забывается, что такое есть дом и что цвет в этом случае еще ни о чем не говорит.

Нетрудно видеть, что приведенным примером Бух стремился показать, что «горные виды» — это прежде всего определенные естественные единицы (геологические тела), которые характеризуются не столько слагающим их материалом, сколько их положением в общей структуре земной коры и их отношениями друг к другу. Именно это делает каждое геологическое тело историко-геологическим документом, несущим информацию о той обстановке, в условиях которой в данном месте и в данный момент геологического времени образовалось слагающее данное геологическое тело вещество.

Историко-геологическим документом является, следовательно, не горная порода сама по себе и тем более не образец горной породы, а сложенное данной горной породой геологическое тело. Вещественный состав геологического тела может изучаться по отдельным образцам, и это изучение может привести к тем или другим историко-геологическим заключениям, относящимся к данному геологическому телу. Но образцы горных пород, если они не характеризуют определенного геологического тела, историко-геологическими документами не являются.

Изучение вещественных и геологических единиц земной коры лежит в основе двух главнейших направлений (областей) геологического исследования: познания вещества земной коры и познания строения и истории формирования земной коры. Первое из этих направлений часто условно называют геохимическим, второе — геологическим (собственно-геологическим). Поскольку, с одной стороны, геохимическое направление также является геологическим (вещественно-геологическим), а с другой — основное содержание геологического направления заключается в восстановлении истории формирования земной коры, второе из них правильнее было бы назвать историко-геологическим.

Историко-геологическое направление исследования реализуется прежде всего в области региональной геологии, задача которой — познание строения и истории геологического развития отдельных участков (структурных элементов) земной коры. Региональные данные лежат в основе общих историко-геологических представлений и лишь их сопоставление и обобщение могут привести к выявлению общих закономерностей геологического развития земной коры.

Задачи историко-геологического направления исследования, т. е. исторической геологии, совпадают, таким образом, с задачами региональной геологии. Различие между исторической и региональной геологией проявляется лишь в том, что в первой из них большее внимание направлено на общие и методические проблемы, а во второй — на собственно региональные.

Историческая геология должна рассматриваться, следовательно, как область исследования, которая, с одной стороны, составляет существенную часть теоретической и методической базы региональной геологии, а с другой — имеет целью обобщение регионально-геологических данных и выявление на этой основе общей картины и общих закономерностей исторического развития земной коры. Но земная кора всегда находилась в тесном взаимодействии со смежными с ней внешними оболочками Земли — атмосферой, гидросферой, биосферой, — которые исторических документов, подобных таковым земной коры, не заключают. Однако следы их былых состояний нашли отражение в составе осадочных горных пород, формировавшихся на поверхности земной коры. Поэтому изучение земной коры позволяет делать выводы об истории не только земной коры, но и смежных с ней оболочек Земли.

Задачи историко-геологического исследования выходят, таким образом, за пределы земной коры, распространяясь на все внешние оболочки Земли. Учитывая эти задачи, можно сказать, повторяя данное выше определение, что историческая геология имеет целью *обобщение регионально-геологических данных и выявление на этой основе общей картины и общих закономерностей исторического развития земной коры и смежных с ней оболочек Земли.*

Таким образом, хотя объектом исследования геологии является земная кора, задачи геологии распространяются также и на смежные с земной корой оболочки Земли, в принципе — на всю Землю в целом. Представление о геологии всегда было поэтому двойственным: по объекту исследования она является наукой о земной коре: по стоящим же перед ней задачам — наукой о Земле в целом. Однако общеземные (планетарные) задачи геологии охватывают лишь один вполне определенный круг вопросов — истории развития Земли. Нередко геология определяется в связи с этим просто как история Земли.

В отличие от умозрительных натурфилософских «теорий Земли», процветавших в «догеологический» период развития естественных наук, геологическая история Земли — история научная. Она базируется на документальных данных, добытых при изучении состава и строения земной коры.

Геологическая история — это, следовательно, история, запечатленная в особенностях состава и строения земной коры. *Геология, таким образом, являясь наукой о земной коре, освещает на основе ее изучения историю развития как самой земной коры, так и смежных с ней оболочек Земли.*

ЗЕМНАЯ КОРА

Земная кора в общей структуре Земли и проблема ее нижней границы

Планета Земля состоит, как известно, из ряда облекающих друг друга концентрических оболочек (геосфер), различающихся прежде всего физическим состоянием слагающего их вещества. От периферии к центру Земли выделяются: ионосфера, газовая оболочка — атмосфера, водная оболочка (не сплошная, покрывающая в настоящее время около 2/3 поверхности земного шара) — гидросфера, твердая (кристаллическая, каменная) оболочка — литосфера (земная кора, в нашем понимании), внутренняя область Земли — мантия и ядро, в пределах которых физическое состояние вещества определенно не установлено.

Обычно в качестве особой оболочки выделяется также оболочка жизни — биосфера, пространственно совпадающая с гидросферой, са-

Рис. 1. Сечение американского сектора земной коры в Северном полушарии. По Ханну, 1973:

1 — вода: *2* — осадочный слой; *3* — «гранитный» слой; *4* — «базальтовый» слой; *5* — второй слой океанической коры; *6* — верхи мантии; *7* — астеносфера; *8* — поверхность мантии с нормальными граничными скоростями сейсмических волн; *9* — то же, с пониженными граничными скоростями

мыми верхними слоями земной коры и нижними слоями атмосферы. Как пространственно самостоятельная оболочка биосфера может рассматриваться в составе почвенно-растительного (на суше) и водно-растительного (в океане) покрова и связанного с ним мира животных, отдельные представители которого способны проникать в смежные оболочки Земли. Толщина этого почвенно-водно-растительного покрова ничтожна, но его роль в жизни и развитии земной коры и внешних оболочек Земли исключительно велика.

Источником научной информации о современном составе и строении верхних слоев земной коры являются данные непосредственных наблюдений, дополняющиеся косвенными данными геофизических исследований. С углублением в земную кору роль геофизических методов возрастает. Начиная же с глубины 15—20 км от поверхности земного шара они становятся уже главнейшим источником данных о составе и строении земных недр.

Исследованию геофизическими методами доступны в той или другой степени все оболочки Земли. При изучении земной коры и подкоровой области основную роль среди этих методов играет сейсмический метод. Его использование позволило разработать определенную сейсмическую модель строения как земной коры, так и более глубоких, подкоровых областей земного шара. Согласно этой сейсмической модели в составе земной коры выделяются три основных слоя (сверху вниз): «осадочный», «гранитный» и «базальтовый». Под океанами второму из них соответствует, по мнению ряда исследо-

вателей, так называемый второй слой океанической коры. Ниже, отделяясь сейсмической поверхностью Мохоровичича (поверхность Мохо, или поверхность М), следуют верхи мантии и еще ниже — астеносфера и нижняя, основная часть мантии.

Названия слоев земной коры «гранитный», «базальтовый» и другие условны, и мнения исследователей в отношении их действительного состава сильно расходятся. По представлению ряда петрологов и геофизиков, в строении нижних слоев земной коры как под материками, так и под океанами материал гранитного (сиалического) состава играет значительно бо́льшую роль, чем это принимается обычной сейсмической моделью (рис. 1).

Верхняя граница земной коры в обычном ее понимании совпадает с нижней границей гидросферы (в океане) и атмосферы (на суше). Менее определенно решается вопрос о нижней границе земной коры. В настоящее время эта граница приурочивается обычно к сейсмической поверхности М, располагающейся в пределах материков в среднем на глубине 30—40 км от поверхности земного шара. Считается, что поверхность М отвечает границе «базальтового» и «ультраосновного» (перидотитового (?), эклогитового (?), пиролитового (?), по мнению различных исследователей) слоев литосферы. Понятие «земная кора» не совпадает при этом с понятием «литосфера», так как и ниже поверхности М, вплоть до верхней поверхности астеносферы, вещество находится еще в твердом кристаллическом («каменном» состоянии.

Обычная в настоящее время трактовка земной коры как внешней части литосферы, ограниченной снизу поверхностью М, весьма условна, и смысл, который вкладывается в этом случае в понятие «земная кора», остается неясным. Если рассматривать земную кору как естественный элемент общей структуры Земли, то ее нижняя граница должна проводиться по верхней (внешней) поверхности астеносферы, располагающейся на глубине 100—120 км от поверхности земного шара. При этом понятие «земная кора» будет отвечать таковому твердой кристаллической оболочки Земли — литосферы.

Вещество астеносферы находится уже не в кристаллическом, а в аморфном, стекловатом, частично даже расплавленном состоянии. В связи с этим астеносфера является тем пластичным «жидким» субстратом, в котором «плавает» твердая земная кора и у верхней границы которого проходит поверхность изостатического выравнивания различий в плотности отдельных ее блоков. Одновременно астеносфера играет роль амортизатора по отношению к движениям масс и в земной коре, и в подастеносферовых недрах земного шара, обусловливая затухание как одних, идущих «сверху», так и других, идущих «снизу».

Земная кора, таким образом, в ее естественных границах является вполне четко обособленной оболочкой Земли. По обычным представлениям, опирающимся на сейсмические данные, она будет состоять в этих границах из внешнего — «осадочного» — слоя, ниже которого будут следовать «гранитный», «базальтовый» и «ультраосновной» сейсмические слои. Первый и второй из них разделяются сейсмической поверхностью Конрада, а второй и третий — сейсмической поверхностью М.

В качестве основных элементов земной коры следует рассматривать ее внешний — сиалический — слой, включающий «осадочный» и «гранитный» сейсмические слои, и внутренний — симатический — слой, включающий «базальтовый» и «ультраосновной» сейсмические слои. Основное значение в структуре земной коры приобретает при этом сейсмическая поверхность Конрада.

Вероятная модель строения и процесса формирования сиалического слоя земной коры

По представлению многих современных авторов, формирование «гранитного» и даже «базальтового» слоев земной коры имело место в течение геологической истории Земли. При этом допускается, что первоначально, в период 4,5—3,5 млрд. лет назад, из ультраосновного вещества внешней оболочки первичного земного шара, подобного веществу каменных метеоритов, «выплавилась» первичная — базальтовая — кора. Это «выплавление» уподобляется обычно экспериментально установленному процессу «зонной плавки».

Лишь впоследствии из вещества первичной базальтовой коры стал формироваться, согласно представлениям, о которых идет речь, осадочный слой и, наконец, через посредство последнего — гранитный слой земной коры. При этом предполагается, что возникшие за счет разрушения базальтовой коры толщи осадочных пород погружаются на глубину, переплавляются и дают начало магматическому расплаву гранитного состава. Представляется, однако, что ни гипотеза «зонного выплавления» базальтового слоя, ни гипотеза последующей его гранитизации в основу модели формирования сиалической оболочки земной коры положены быть не могут.

Геологические данные показывают, что в качестве основы для создания такой модели могут быть приняты следующие общие положения.

1. Образование первичных симатического и сиалического слоев земной коры относится к догеологическому этапу развития Земли. Возможно, что данные слои земной коры возникли одновременно с другими оболочками Земли на стадии первоначальной гравитационно-ротационной дифференциации протопланетного вещества Земли. Возможно, что они возникли в результате аналогичной дифференциации в эпоху разогрева (гравитаионного (?), радиоактивного (?)) первоначально твердой и холодной Земли или каким-либо иным образом. На эти вопросы геология ответа дать не может, да и не должна давать — они выходят за пределы ее компетенции. Это уже область космогонических гипотез.

2. Первичный сиалический слой земной коры подвергся на геологическом этапе ее развития существенной, возможно, полной, переработке. Эта переработка шла как сверху, экзогенным путем, так и снизу, эндогенным путем. Сверху, на его внешней поверхности, породы первичной коры разрушались и переотлагались в виде слоев осадочных горных пород. К последним присоединялись разнообразные продукты вулканической деятельности, вместе с которыми осадочные породы образовывали верхний, осадочно-вулканогенный, слой современной земной коры. Снизу, отчасти за счет переплавления «гранитного» слоя, отчасти за счет более глубинного материала, в него внедрялась магма. Она проникала далеко вверх и застывала на различных уровнях в виде тех или других интрузивных образований.

3. Накопление на внешней поверхности коры осадочно-вулканогенных образований протекало неравномерно. Оно всегда концентрировалось в отдельных интенсивно погружавшихся зонах (блоках), положение которых с течением времени менялось. Осадочные и вулканогенные породы, погруженные на значительную глубину, в область высоких температур и давлений, подвергались метаморфизму и превращались в толщи кристаллических сланцев и гнейсов. Тем самым в ходе экзогенной переработки и распространения этой переработки на всю (?) поверхность первичной коры под слоем осадочно-вулканогенных образований сформировался слой метаморфических пород. Последний в процессе своего становления также подвергался эндоген-

ной переработке в результате внедрения в него магматического материала. Последующие поднятия отдельных блоков земной коры вывели местами породы метаморфического слоя на поверхность. Глубина первоначального погружения этих пород точно неизвестна. Но по некоторым геологическим данным она достигала, а возможно, и превышала 20—25 км.

4. Сохранились ли где-нибудь в пределах современной земной коры остатки ее первичного сиалического слоя, остается неясным. Геологическими наблюдениями они не установлены. Но возможность их присутствия в некоторых районах не исключена.

5. Весьма вероятно, как это обычно принимается, что общая толщина земной коры с течением времени возрастала и что в далеком геологическом прошлом земная кора была значительно тоньше современной. Утолщение земной коры могло происходить как в результате разрастания в глубь ее симатического слоя, так и в результате ее насыщения на всех уровнях подкоровым магматическим материалом. Очевидно, что средний состав земной коры должен изменяться при этом в сторону повышения его основности.

СТРАТИСФЕРА

Стратисфера как основной объект историко-геологического исследования

В строении сиалического слоя современной земной коры могут принимать участие, как мы видели, четыре различных по своему происхождению комплекса геологических образований:

1) комплекс сформировавшихся на поверхности коры *суперкрустальных* (осадочных и вулканогенных) образований;

2) комплекс сформировавшихся внутри земной коры *интракрустальных* (интрузивных) образований;

3) комплекс *метаморфических* образований, возникших в результате изменений в условиях высоких температур и давлений первично суперкрустальных и интракрустальных пород;

4) образования первичной сиалической коры.

Наличие в современной земной коре образований последней группы может только предполагаться. Реально геолог имеет дело лишь с тремя первыми группами геологических образований: суперкрустальными, интракрустальными и метаморфическими.

Разделение первой и второй из них вполне ясно и не требует каких-либо пояснений. Но проведение грани между метаморфическими образованиями, с одной стороны, и суперкрустальными и интракрустальными — с другой, вызывает уже значительные трудности. Степень метаморфизма суперкрустальных и интракрустальных пород может быть очень различной: от едва заметных изменений до полного перерождения породы, при котором все ее первичные признаки утрачиваются. В связи с этим любая грань между метаморфическими и неметаморфическими образованиями всегда более или менее условна.

Подробнее проблемы разделения метаморфических образований мы коснемся в дальнейшем. Сейчас же только отметим, что метаморфическими мы будем называть лишь породы средней и высшей ступеней метаморфизма (из обычно различающихся трех ступеней), полностью или почти полностью утратившие свои первичные признаки. Породы же низшей — зеленосланцевой — ступени метаморфизма, еще сохраняющие главнейшие первичные особенности, соответственно последним и будут обозначаться как суперкрустальные или интракрустальные.

Важнейшей особенностью суперкрустальных образований является их слоистая структура, в которой с наибольшей ясностью отразилась последовательность событий геологического прошлого Земли. Материал суперкрустальных образований, как осадочных, так и вулканогенных, накапливался путем последовательного осаждения его сверху под воздействием силы тяжести. Благодаря этому в процессе накопления он располагается на поверхности земной коры более или менее ровными слоями, из которых каждый вышележащий пласт является более молодым по времени своего образования, чем подстилающий его пласт. Отсюда следует, что последовательность залегания слоев суперкрустальных горных пород в вертикальном разрезе земной коры отвечает хронологической последовательности их образования.

Это фундаментальное положение, на котором зиждется по сути дела вся геология, было впервые осознано и сформулировано в 1669 г. датским натуралистом Николаем Стеноном (см. с. 19) и легло с тех пор в основу геологического (историко-геологического) изучения земной коры. Нередко это положение называют законом Стенона.

Для познания истории формирования земной коры изучение слоистых суперкрустальных образований имеет, таким образом, совершенно особое значение. Интракрустальные образования играют в данном отношении более скромную роль. Материал интрузивных горных пород поступал в земную кору (в ее верхние слои) снизу, в результате проникновения в нее магматических расплавов под воздействием внутренних сил Земли. Форма интрузивных тел и порядок их залегания в земной коре отличаются большой сложностью и не укладываются в рамки какого-либо простого закона. В метаморфических породах суперкрустального происхождения следы слоистой структуры стираются. В связи с этим возможность их историко-геологического исследования резко снижается.

Таким образом, область применения историко-геологического метода исследования ограничивается в основном внешней частью земной коры, сложенной слоистыми суперкрустальными образованиями. Данная внешняя часть земной коры — стратисфера — простирается в среднем на глубину 15—20 км от поверхности земного шара.

Обычно стратисфера понимается более ограниченно — только как слой неметаморфизованных осадочных пород. В этом ограниченном смысле стратисферу называют также просто осадочной оболочкой (см. рис. 1). В нашем понимании стратисфера — это область (зона, слой, оболочка) развития слоистых суперкрустальных образований, независимо от того, метаморфизованы они или не метаморфизованы. И только там, где основной признак данных образований — их слоистая структура — стирается и вместе с этим резко снижается возможность их историко-геологического исследования, стратисфера сменяется, в нашем представлении, метаморфосферой, т. е. областью (зоной, слоем, оболочкой) развития метаморфических образований.

Необходимо подчеркнуть, что стратисфера, в нашем понимании, это не просто часть земной коры, сложенная слоистыми суперкрустальными образованиями. Стратисфера — это верхний слой, верхняя оболочка земной коры толщиной 15—20 км, в которой суперкрустальные образования лишь преобладают, составляя основную массу ее вещества. Но наряду с суперкрустальными образованиями в составе стратисферы присутствуют также образования интракрустальные и метаморфические, которые на отдельных участках стратисферы могут даже преобладать.

В составе сиалического слоя земной коры следует различать, таким образом, два основных горизонта: внешний — стратисферу

и более глубокий — метаморфосферу, граница между которыми проходит на глубине 15—20 км от поверхности земного шара.

Стратисфера отвечает примерно той области земной коры, изучение которой возможно путем непосредственного научного наблюдения. Научное же наблюдение лежит в основе всех наших геологических представлений. Примерно эта же область (до глубины 16 км) принималась во внимание при изучении распространенности в земной коре различных химических элементов.

Стратисферой область непосредственных геологических исследований фактически ограничивается. Лишь экстраполируя данные, полученные при изучении стратисферы, и используя результаты геофизических исследований, геологи расширяют круг своих представлений на более глубокие слои земной коры.

Стратисфера — это документальная летопись Земли, в которой отражены последовательность и характер событий исторического прошлого нашей планеты. Весьма существенно, что это именно летопись Земли, а не одной только стратисферы. В этой летописи прежде всего, конечно, отражена история самой стратисферы. Но развитие стратисферы всегда протекало в тесном взаимодействии как с более глубокими слоями земной коры, так и с внешними оболочками Земли. Поэтому в строении и составе пород стратисферы сохранились следы былых состояний также и смежных с ней геосфер Земли. Ни гидросфера, ни атмосфера, ни внутренняя область Земли, ни даже нижние слои земной коры подобной летописью не являются. Все эти области Земли могут изучаться лишь в плане познания их современного физического состояния, вещественного состава и динамики протекающих в их пространстве современных природных процессов.

Анализ специфических особенностей верхнего горизонта земной коры — стратисферы — показывает, что земная кора, в ее естественных границах, это не только четко обособленная оболочка Земли. Это одновременно оболочка, выделяющаяся из ряда других земных геосфер своей исторически сложившейся структурой, зафиксированной с наибольшей ясностью в ее верхнем слое — стратисфере. Эта специфическая особенность земной коры определяет и основной — исторический (историко-геологический) — метод ее исследования.

Основные черты современной структуры стратисферы

Суперкрустальные образования стратисферы, к которым относится основная часть слагающих ее минеральных масс, сохранили частично свой первичный состав и первоначальный (горизонтальный) характер залегания. Но в большей части они оказываются вторично деформированными (складчатыми) и более или менее метаморфизованными.

Суперкрустальные образования первого типа (неизмененные, нескладчатые) слагают всегда верхнюю (внешнюю) часть стратисферы и называются соответственно покровными образованиями, или образованиями чехла, или просто чехлом.

Суперкрустальные образования второго типа (более или менее измененные и складчатые) в общем случае занимают в структуре стратисферы более низкое положение, подстилая образования чехла. Но на весьма обширных площадях они непосредственно выступают на поверхность. В целом данные образования называют обычно складчатыми.

Интракрустальные (интрузивные) образования в виде различных секущих и согласных тел распространены на всех уровнях стратисферы как среди складчатых, так и среди покровных суперкрустальных комп-

лексов, но преимущественно среди первых из них. С углублением в стратисферу роль в ее составе интрузивных образований, естественно, возрастает.

Метаморфические образования в общем случае занимают в структуре стратисферы более низкое положение, чем образования суперкрустальные. В основном они слагают нижнюю, расположенную под стратисферой область земной коры — метаморфосферу. Но достаточно обширные блоки метаморфических образований участвуют и в строении стратисферы, выступая в ряде участков непосредственно на дневную поверхность.

Стратисфера континентальных блоков земной коры сложена преимущественно складчатыми суперкрустальными, местами также метаморфическими образованиями, неравномерно пронизанными телами интракрустальных (интрузивных) пород. Покровные образования в пределах континентальных блоков распространены уже не повсеместно. Они формируют здесь прерывистую оболочку, подобную водной оболочке (гидросфере) Земли. Толщина слоя покровных образований континентальных блоков составляет обычно 2—3 км, увеличиваясь местами до 10—15 км.

В первом приближении, таким образом, стратисфера континентальных блоков имеет двухъярусное строение. Ее нижний структурный ярус (или этаж), развитый повсеместно, сложен складчатыми суперкрустальными, метаморфическими и интрузивными образованиями, а верхний структурный ярус, прерывистый — покровными образованиями (образованиями чехла).

В пределах океанических блоков достоверно лишь наличие образований покровного комплекса, имеющих здесь сравнительно небольшую и равномерную толщину. Они образуют первый (осадочный) и второй слои океанической коры. Вопрос о присутствии в пределах океанов складчатых суперкрустальных и метаморфических образований пока однозначно не решается. Согласно обычной сейсмической модели земной коры считается, что эти образования в пределах океанических блоков отсутствуют и что слои покровного комплекса (первый и второй слои океанической коры) здесь непосредственно подстилаются «базальтовым» слоем (см. рис. 1). Однако, как уже отмечалось, некоторые исследователи дают иную интерпретацию сейсмических данных, согласно которой строение океанических блоков земной коры в своих основных чертах подобно строению материковых блоков.

Слои покровного комплекса (чехла), как это следует из их наиболее высокого положения в общем вертикальном разрезе земной коры, являются более молодыми образованиями, чем образования складчатого комплекса. Формирование основной массы слоев покровного комплекса относится ко второй половине геологической жизни Земли. Оно началось с середины протерозойской эры, около 1500 млн. лет назад. Более древние покровные образования имеют уже весьма ограниченное распространение. Они известны лишь в пределах отдельных небольших участков земной коры. Радиометрический возраст древнейших из известных в настоящее время покровных комплексов определяется в 2500—2700 млн. лет. Эти древнейшие покровные комплексы отличаются рядом особенностей — значительной мощностью, метаморфизмом, наличием складчатых деформаций, — которые определяют их несколько особое место в общей структуре стратисферы. Никаких следов покровных образований, сформировавшихся в течение начальных 1000—1500 млн. лет геологической жизни Земли, пока не установлено.

Середина протерозойской эры — весьма важный рубеж и по отношению к истории формирования складчатых суперкрустальных об-

разований. В отличие от покровных образований среди них широко распространены складчатые комплексы, сформировавшиеся до середины протерозойской эры, которые отличаются от аналогичных, более молодых складчатых образований повсеместным, региональным метаморфизмом. Степень этого метаморфизма, как правило, не столь велика, чтобы затушевать первичные признаки данных образований. Но являясь их общей чертой, региональный метаморфизм отличает их от неравномерно метаморфизованных, а нередко и вовсе не метаморфизованных более молодых складчатых комплексов.

Учитывая первостепенное значение в истории формирования земной коры данного рубежа, немецкий геолог Г. Штилле в 40-х годах нашего века выделил в истории земной коры два основных этапа развития. Для более древнего из них Штилле предложил название «протогеикум», для более позднего — «неогеикум». В нашей литературе эти названия употребляются обычно в более простой форме: «протогей» и «неогей». Опираясь на имевшиеся в то время радиометрические данные, Штилле определил время проявления рассматриваемого рубежа в 800 млн. лет. По современным данным, он определяется, как отмечалось, примерно в 1500 млн. лет.

Регионально-геологические исследования показали, что складчато-метаморфические комплексы протогея развиты в основном в пределах обширных областей, образующих ядра современных материков. В пределах этих областей более молодые (неогейские) складчатые образования отсутствуют, но зато широко распространены обычно слои покровного комплекса (чехла), формирование которых началось здесь уже с середины протерозойской эры.

Благодаря плоскому, равнинному характеру рельефа значительной части площади подобных областей, связанному с наличием «горизонтального» покрова слоев чехла, их стали называть платформами. Этот морфологический термин не очень удачен, так как многие крупные участки платформ лишены чехла покровных образований и характеризуются гористым и нередко даже горным рельефом. Но он прочно укоренился в советской геологической литературе. В зарубежной литературе в качестве его синонима употребляется обычно термин «кратон».

Вне платформ, в разделяющих и окаймляющих платформы областях материков, складчатые образования принадлежат по возрасту в основном к неогею. Метаморфизм этих образований не имеет уже того общего характера, который свойствен аналогичным комплексам протогея и в отличие от последних они могут быть определены просто как складчатые.

Более молодыми по сравнению с платформенными являются и покровные образования внеплатформенных областей. Начало их формирования в широком масштабе относится лишь к середине палеозойской эры (к силурийскому или чаще к девонскому периодам), т. е. более чем на 1000 млн. лет отстает от начала формирования аналогичных образований в пределах платформ. И только изредка среди них встречаются несколько более древние — раннепалеозойские толщи.

Области, о которых идет речь, называют по-разному: молодыми платформами, квазиплатформами, складчатыми областями, подвижными поясами и другими терминами. Мы будет называть их складчатыми областями.

Таким образом, в современной структуре материковых блоков земной коры выделяются два основных (первого порядка) типа структурных единиц: платформы и складчатые области (молодые платформы, квазиплатформы) (рис. 2).

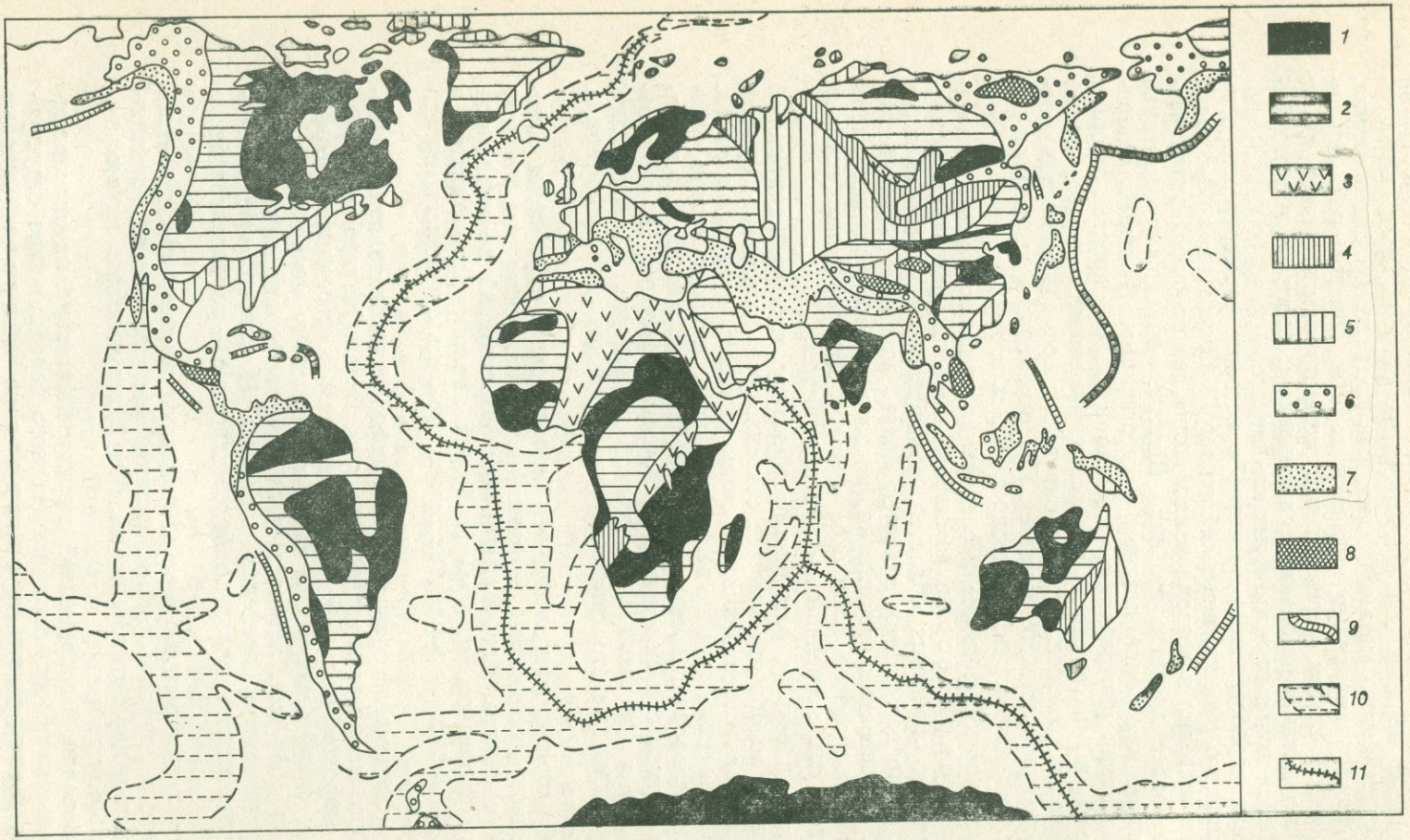


Рис. 2. Главнейшие структурные элементы материков.

Платформы: *1* — щиты и массивы; *2* — плиты и впадины; *3—7* — складчатые области: *3* — верхнедокембрийские; *4* — байкало-салаирские; *5* — каледонские и герцинские; *6* — мезозойские; *7* — альпийские и современные геосинклинальные области; *8* — некоторые срединные массивы; *9—11* — некоторые элементы структуры океанического дна: *9* — глубоководные желоба; *10* — океанические валы; *11* — срединные океанические хребты

Поверхность складчато-метаморфического комплекса протогея, слагающего нижний структурный ярус (фундамент) платформ, на одних участках погружена и перекрыта образованиями покровного комплекса, на других — относительно приподнята и обнажена. В пределах многих платформ выделяются крупные участки сплошного развития образований покровного комплекса, составляющие значительную, иногда преобладающую часть платформы. Подобные участки платформ называют плитами. Столь же обычны и характерны для плат-

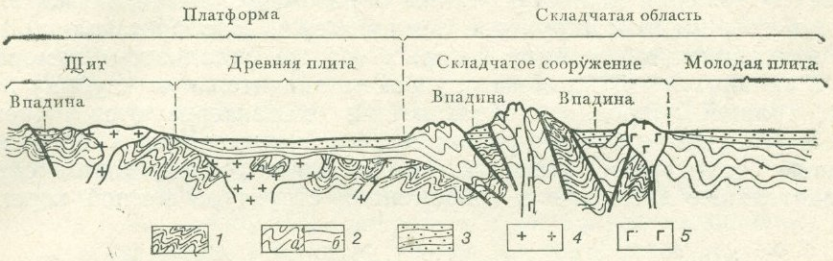


Рис. 3. Основные типы структурных элементов материков:
1 — образования протогея (доверхнепротерозойские); *2* — образования нижней части неогея, в пределах складчатых областей — складчатые (*2а*), в пределах платформ — нескладчатые (*2б*); *3* — образования верхней части неогея; *4* — донеогейские интрузии; *5* — интрузии нижнего неогея

форм обширные области, лишенные чехла покровных образований, в пределах которых на дневную поверхность выступают толщи складчато-метаморфических образований протогея. Такие участки платформ получили название щитов. Более мелкие выступы фундамента платформ называют массивами. На некоторых платформах при общем высоком положении нижнего структурного яруса выделяются местами небольшие, но глубоко погруженные его участки с мощным развитием покровных образований, имеющие характер впадин.

Аналогичным образом и в пределах складчатых областей могут быть выделены, с одной стороны, участки высокого залегания нижнего структурного яруса, лишенные чехла покровных образований, а с другой — участки, относительно погруженные и перекрытые толщей пород чехла. В складчатых областях участки развития верхнего структурного яруса, за немногим исключением, не имеют, однако, характера плит («молодых», в отличие от «древних» плит на платформах), а разбросаны отдельными небольшими пятнами среди образований нижнего структурного яруса. Подобные изолированные участки развития чехла, часто глубоко погруженные, отличающиеся значительной мощностью покровных образований, подобно сходным образованиям платформ называют впадинами. В складчатых областях резко преобладают участки развития нижнего структурного яруса, высоко приподнятые и характеризующиеся горными формами рельефа. Такие участки складчатых областей представляют собой складчатые сооружения (рис. 3).

Структура складчатых областей отличается, таким образом, значительной мозаичностью. Немногим крупным структурным элементам большинства платформ (щитам и плитам) в складчатых областях противопоставляется подчас сложная мозаика многочисленных складчатых сооружений и впадин. В отличие от щитов, очертания которых всегда более или менее изометричны и не связаны с их внутренней структурой, складчатые сооружения имеют обычно линейный характер, и их конфигурация и размеры отражают в той или иной мере особенности их строения и развития. Но в некоторых случаях и выступы фун-

дамента складчатых областей, подобно щитам, имеют неправильные изометричные очертания, не связанные с их внутренней структурой. Подобные складчатые сооружения называют часто массивами или, более крупные из них, — щитами.

Высокое залегание складчато-метаморфического и складчатого фундамента щитов и складчатых сооружений и отсутствие в пределах последних покровных образований свидетельствуют о присущей этим структурным единицам общей тенденции к поднятию. Щиты и складчатые сооружения являются, таким образом, положительными элементами в современной структуре земной коры. Наоборот, плиты и особенно впадины, в пределах которых тот же складчато-метаморфический и складчатый фундамент опущен на значительную глубину и перекрыт толщей покровных образований, характеризуются, очевидно, на современном этапе их развития общей тенденцией к погружению. Данные структурные элементы представляют собой, таким образом, отрицательные элементы в современной структуре земной коры.

Основные этапы развития стратисферы

Двухъярусная структура материковых блоков земной коры указывает, очевидно, на существование в истории этих блоков двух основных этапов развития.

Первый, более древний из этих этапов характеризовался широким развитием складчатости, а также магматических и метаморфических процессов, обусловивших специфические черты складчато-метаморфических и складчатых образований нижнего структурного яруса платформ и складчатых областей. Особенности складчато-метаморфических образований протогея, слагающих нижний структурный ярус платформ, указывают, по-видимому, на специфичность условий данного этапа на ранней стадии геологического развития Земли.

Второй, более поздний этап, которому отвечает накопление покровных образований чехла платформ и складчатых областей, характеризовался, очевидно, более спокойным режимом развития. На данном этапе процессы метаморфизма, глубинной магматической деятельности и складкообразования не играли уже заметной роли. Благодаря этому осадочные и вулканические толщи верхнего структурного яруса платформ и складчатых областей сохранили в основном первоначальный облик и первоначальную «горизонтальную» структуру.

Развитие процессов магматизма, метаморфизма и складкообразования в период формирования пород и структуры нижнего структурного яруса платформ и складчатых областей говорит о значительной подвижности последних в этот период. И соответственно слабое развитие аналогичных процессов в период формирования пород верхнего структурного яруса тех же структурных элементов земной коры свидетельствует об их относительно малой подвижности в данное время.

Следовательно, в эпоху формирования нижнего структурного яруса платформ и складчатых областей соответствующие участки земной коры отличались значительно большей подвижностью, чем в эпоху формирования верхнего структурного яруса, когда подвижность тех же участков земной коры резко уменьшалась. Поскольку в строении нижнего структурного яруса платформ принимают участие лишь толщи протогея, а в строении нижнего структурного яруса складчатых областей — также и более молодые образования неогея, очевидно, что продолжительность рассматриваемых основных этапов развития платформ и складчатых областей была различна. В пределах платформ первый из этих этапов закончился раньше, чем в пределах складчатых областей.

Одним из показателей подвижности земной коры является способность к прогибанию и накоплению значительных толщ суперкрустальных образований. И наличие таких мощных толщ суперкрустальных пород — один из характерных признаков нижнего структурного яруса платформ и складчатых областей. Подобные участки земной коры, способные к длительному интенсивному прогибанию, сменяющемуся затем складчатостью и общим воздыманием, получили название геосинклиналей.

Первоначальное представление о геосинклиналях как о глубоких прогибах земной коры, заполнявшихся мощными толщами осадков, сминавшихся впоследствии в складки, было развито американскими геологами Дж. Холлом и Дж. Дэна в конце прошлого века. В дальнейшем в работах Э. Ога, С. Н. Бубнова, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и многих других советских и зарубежных исследователей это представление было значительно углублено и расширено в учении о геосинклинальных областях, характеризующихся не только способностью к прогибанию, накоплению значительных толщ осадков и последующей их складчатостью, но и рядом других особенностей строения и геологического развития.

Геосинклинальные области являлись сложными по структуре участками земной коры, распадавшимися обычно на отдельные сравнительно узкие геосинклинальные прогибы, которые разделялись приподнятыми геоантиклинальными зонами. Совокупность подобных взаимосвязанных в своем развитии геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных зон составляла геосинклинальные области со всеми присущими им особенностями режима развития.

Как отдельные геосинклинальные прогибы, так и целые геосинклинальные области с течением времени прекращали свое существование и на их месте возникали сравнительно стабильные участки земной коры — платформы и складчатые области. Хорошо известны геосинклинальные области, уже закончившие к настоящему времени свое существование и превратившиеся в платформы и складчатые области. Но существуют ли современные геосинклинальные области и если они существуют, то где располагаются — остается неясным. Многие геологи считают, и это вполне вероятно, что геосинклинальными прогибами являются окраинные моря Восточной и Юго-Восточной Азии, южная часть Черного моря, а также некоторые континентальные депрессии Средиземноморского горного пояса.

3295

Геосинклинальный этап развития платформ закончился в основном на рубеже протогея и неогея. Уже с начала неогея в пределах платформ земная кора обнаруживает малую степень подвижности, благодаря чему вся толща слоев неогея (верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя) сохранила здесь свой неизмененный облик и спокойное, почти не нарушенное залегание.

Позже закончился геосинклинальный этап развития складчатых областей. С конца верхнего протерозоя устанавливается несколько эпох, в которые значительные участки геосинклинальных областей утрачивали типичные черты геосинклинального режима и вступали в новую фазу развития. Всегда при этом подобные переломные эпохи в развитии структуры земной коры отличались резким усилением складкообразовательных и глубинных магматических процессов.

Первая такая эпоха складчатости имела место примерно в середине докембрийской части неогея (800—1000 млн. лет назад). Складчатость этой эпохи выделяется в различных областях под разными названиями: гренвильской, дальсландской, раннебайкальской и др. Но все эти названия по тем или иным причинам неприемлемы. Мы будем называть эту эпоху складчатости ангарской, по одному из районов ее проявления (Енисейский кряж), расположенному в устье

р. Ангары. Вторая аналогичная эпоха складчатости относится к концу протерозоя — началу палеозоя. Более ранние ее проявления получили название байкальской складчатости, более поздние — салаирской складчатости. В целом данную эпоху складчатости мы будем называть байкало-салаирской.

Следующая подобная же переломная эпоха отмечена развитием каледонской складчатости, проявившейся в основном в силурийском периоде. Затем наступает эпоха герцинской складчатости, падающей на каменноугольный и пермский периоды. За герцинской складчатостью, во второй половине мезозойской эры, следует мезозойская складчатость и, наконец, альпийская складчатость, развитие которой приходится на вторую половину кайнозойской эры.

Складчатую область, возникшую в ту или иную эпоху складчатости (каледонскую, герцинскую и др.), называют соответственно каледонской, герцинской и т. д. В современной структуре материковой части земной коры можно выделить, следовательно, календонские складчатые области, герцинские складчатые области и т. д. Аналогичным образом и отдельные элементы (плиты, впадины, складчатые сооружения) этих складчатых областей обозначаются как каледонские, герцинские и т. д. Так, Урал представляет собой герцинское складчатое сооружение, Кавказ — альпийское складчатое сооружение и т. д.

Платформы, которые можно рассматривать как древнейшие — донеогейские — складчатые области, характеризуются наибольшей монолитностью своей структуры. Различие между воздымающимися элементами — щитами и опускающимися элементами — плитами и впадинами выражено на платформах относительно слабо. Более неоднородной структурой отличаются складчатые области. Входящие в их состав молодые плиты, впадины и складчатые сооружения нередко образуют сложную мозаику и обычно различие положительных и отрицательных элементов их структуры выступает достаточно резко.

Неоднородность структуры и различие ее положительных и отрицательных элементов слабее выражены в более древних складчатых областях — байкало-салаирских, каледонских, герцинских — и резче проявляются в более молодых складчатых областях, особенно в альпийских. Это различие отчетливо выражено обычно в характере рельефа соответствующих горных стран: средневысотного и сглаженного в областях древних складчатых областей (Скандинавские горы, Урал и др.) и высокогорного, резко расчлененного в областях альпийской складчатости (Кавказ, Альпы, Гималаи и др.).

Крайним членом этого ряда являются альпийские складчатые области, отличающиеся наибольшей подвижностью и дифференцированностью своей структуры. Очевидно, что эти молодые складчатые области по режиму развития и структуре близки еще к геосинклинальным областям, из которых они возникли в совсем недавнем геологическом прошлом.

ГЕОЛОГИЯ И РОДСТВЕННЫЕ ЕЙ НАУКИ О ЗЕМЛЕ

«Широкая» геология и ее исторические корни

Геологии как науке о земной коре противопоставляются различные варианты «широкой» геологии, в качестве объекта исследования которой рассматривается не только земная кора, но и смежные с ней оболочки Земли. При этом одни исследователи присоединяют к земной коре внешние оболочки, другие — внутренние, подкоровую область Земли, третьи — рассматривают геологию как науку о Земле в целом.

«Широкая» геология как геология в современном понимании нередко противопоставляется «классической» геологии как геологии прошлого. В действительности же представление о «широкой» геологии зародилось на заре геологии и развивалось в дальнейшем параллельно с представлением о геологии «классической».

Раньше всего началось изучение вещественного состава земной коры, связанное с добычей и использованием для нужд человека различных естественных «веществ» — минералов и горных пород. В этом изучении элементы историко-геологического исследования еще отсутствовали. Но оно привело к оформлению минералогии как раздела химии, с которой минералогия долго оставалась связанной и впоследствии.

Зарождение собственно геологического (историко-геологического) направления исследования относится ко второй половине XVII в. В 1669 г. были опубликованы тезисы диссертации проживавшего во Флоренции (Италия) датского ученого Николая Стенона (1638—1686), в которых впервые в истории науки из анализа наблюдавшихся взаимоотношений определенных толщ горных пород были сделаны выводы об истории формирования области их распространения. В тех же тезисах Стеноном был сформулирован ряд общих методических положений, которые легли впоследствии в основу дальнейшей разработки методов историко-геологического исследования.

Работа Стенона опередила науку и практические запросы его времени. Лишь сто лет спустя, во второй половине XVIII в., историко-геологические представления, аналогичные представлениям Стенона, начали развиваться рядом итальянских и немецких исследователей, а с конца XVIII в. — также исследователями других западноевропейских стран. Стимулом для их быстрого развития послужило «открытие» и внедрение в практику геологических исследований палеонтологического метода хронологической параллелизации слоев.

Значение органических остатков для определения относительного возраста слоев было выявлено первоначально английским исследователем-самоучкой Вильямом Смитом (1769—1839). Первые результаты исследований Смита стали известны в рукописном виде в 1799 г., и, несмотря на отсутствие публикаций, «метод Смита» очень быстро получил широкое распространение как на родине Смита, в Англии, так и в странах континентальной Европы.

Уже в первые десятилетия XIX в. в результате работ многих исследователей ясно определилась возможность исторического изучения верхних слоев литосферы и выявления тем самым истории их формирования. Эти верхние слои литосферы, без точного определения их объема (их нижней границы), именовались при этом обычно земной корой. Историческое направление исследования земной коры и стало обозначаться с начала XIX в. термином «геология». В настоящее время эту историческую в своей основе науку о земной коре часто называют «классической» геологией.

Одновременно с развитием «классической» геологии в конце XVIII в. сложилось и первоначальное представление о «широкой» геологии. В форме учения о неорганической природе Земли под названием геогнозии эта наука в конце XVIII в. начала излагаться с кафедры Фрейбергской горной академии (Саксония) немецким ученым профессором Авраамом Готлобом Вернером (1750—1818). По своему содержанию геогнозия Вернера скорее отвечала физической географии, чем геологии. В ней с точки зрения *современного* состояния, состава и строения рассматривались, в меру знаний того времени, все оболочки Земли. Но основное место в геогнозии Вернера занимало рассмотрение «твердой земли» (представления о земной коре в то время еще не было). Историческое направление отступало в геогнозии

Вернера на второй план, подменяясь в значительной мере общими спекулятивными взглядами на происхождение Земли.

Таким образом, уже к началу прошлого века определились два существенно различных направления исследования Земли: геологическое и геогностическое. Первое из них распространялось лишь на верхние, осадочные слои земной коры, которые рассматривались геологией прежде всего с *исторической* точки зрения. Второе — охватывало Землю в целом, рассматривая ее в основном с точки зрения ее *современного состояния,* состава и строения, т. е. физико-географически.

Попытка внести ясность в соотношение этих различных направлений познания Земли была осуществлена в середине прошлого века одним из последних «геогностов» вернеровской школы, немецким геологом К. Науманом. В первом томе своего курса геогнозии (1850) Науман дает следующую схему классификации наук о Земле.

Геология

I. Геогнозия — учение о современном составе и строении Земли.	II. Геогения — учение об истории развития Земли.
1. Геогнозия Земли в целом.	1. Геогения Земли в целом.
2. Геогнозия отдельных частей Земли.	2. Геогения отдельных частей Земли.

Геологией Науман называет науку о Земле в целом, различая в этой науке два основных направления исследования. Одному из них — структурному (морфологическому) — отвечает геогнозия, другому — геогения. Геогнозия — учение о современном состоянии, составе и строении Земли. Геогения—учение о ее состояниях в прошлом, т. е. об истории ее развития. В составе геогении Науман не различает каких-либо специальных наук. Но в составе геогнозии ряд таких наук им выделяется. Эти специальные науки объединяются в две группы. Одна из них относится к геогнозии Земли в целом и ее центральной части; другая — к геогнозии периферических частей Земли.

Частные науки о Земле группируются Науманом следующим образом.

1. Геогнозия Земли в целом и ее центральной части:
   а) геодезия,
   б) геофизика;
   в) абиссология.
2. Геогнозия периферических частей Земли:
   а) хтонография (учение о земной коре),
   б) гидрография,
   в) атмосферология.

За исключением науки о центральной части Земли — абиссологии, объединенной Науманом с разделами «геогнозии Земли в целом», три остальные науки о «частях Земли» формально занимают в классификации Наумана равнозначное положение. Но одна из них — хтонография играет в геогнозии Наумана особую роль.

Хтонография (греч. chton — земля, почва) составляет, по Науману, геогнозию в собственном, узком смысле. Из ряда других наук о «частях Земли» ее выделяет одна особенность: при изучении земной коры геогностический и геогенический (исторический) аспекты тесно переплетаются. Это дает Науману основание выделять единую науку о земной коре — хтонологию, объединяющую в одно целое соответствующие разделы геогнозии и геогении.

Геологией Науман называет, как мы видим, науку о неорганической природе Земли в целом. Но в этой «широкой» геологии четко обо-

собляется наука о земной коре — хтонология. При этом не только четко определяется объект исследования хтонологии (земная кора), но и ясно указывается принципиальная особенность данной науки — тесное переплетение в ней геогностического (морфологического, структурного) и геогенического (исторического) направлений исследования, — отличающая ее от всех других наук о «частях Земли».

Науман, таким образом, вопреки уже сложившейся традиции, использовал термин «геология» для обозначения науки о Земле в целом. Термин же «геология» в его обычном традиционном смысле заменил термином «хтонология». Попытка этой замены успеха не имела, но она привела к упрочнению двойственного употребления термина «геология» и соответственно к укоренению двойственной трактовки содержания той науки («геологии»), которая этим термином обозначалась.

Но если у Наумана «геология в узком смысле» (хтонология, по Науману) и терминологически, и по существу была вполне четко обособлена, то у последующих авторов четкость этого обособления с течением времени все больше стиралась. Это было связано с развитием новых направлений исследования как земной коры, так и смежных с ней оболочек Земли, и прежде всего изучения вещественного состава земных оболочек и динамики протекающих в них природных процессов. Выдвижение при изучении земной коры этих новых направлений исследования в один ряд с историческим направлением приводило к утрате последним его определяющего значения и тем самым к уравниванию в методическом отношении исследования земной коры и других оболочек Земли.

Тенденция развития, о которой шла речь выше, четко проявилась, в частности, во взглядах на классификацию наук о Земле известного американского геолога А. Грэбо, которые могут служить в данном отношении вполне типичным примером. В фундаментальном труде «Основы стратиграфии» (1913) Грэбо дает следующую схему классификации наук о Земле:

Геология
- Неорганическая природа
  - Атмология (Метеорология)
  - Гидрология
    - Океанография (Океанология)
    - Лимнология
    - Потамология
  - Литология (Петрология, Геология в узком смысле)
  - Пирология (Вулканология)
- Органическая природа
  - Биология
    - Зоология (включая Палеозоологию)
    - Фитология (Ботаника, включая Палеоботанику)

В разделе «Неорганическая природа» Грэбо, как и Науман, различает ряд наук, изучающих отдельных оболочки земли: атмосфера изучается атмологией, гидросфера — гидрологией, литосфера — литологией, пиросфера — пирологией. В этом ряду наук значение «геологии в узком смысле» придается науке о литосфере — литологии, аналогу хтонологии Наумана. В этом же ряду наук Грэбо помещает и науку о подкоровой области Земли (пирологию). В схеме Наумана аналогичная наука (абиссология) объединялась с науками о Земле в целом.

Грэбо указывает, наконец, что каждая из наук о Земле может рассматриваться в трех аспектах: динамики, структуры и истории или генезиса и что, следовательно, в отвечающих этим аспектам направлениях может изучаться каждая из оболочек Земли. Подобно Науману,

Грэбо различает, как мы видим, наряду с «широкой» геологией геологию в узком смысле. Но, называя ее литологией, Грэбо вносит в представление об этой науке значительный элемент неопределенности. Литология может пониматься и как наука о литосфере (земной коре), и как наука о горных породах литосферы, т. е. о вещественном составе земной коры.

Одновременно комплексному структурно-историческому подходу к познанию земной коры Наумана Грэбо противопоставляет представление о трех равноправных направлениях исследования — динамическом, структурном (морфологическом) и историческом или генетическом — как земной коры, так и всех других оболочек Земли. Никаких оговорок в отношении земной коры при этом не делается. Очевидно, что представление о специфике методического подхода к познанию земной коры при этом утрачивается.

Выделение Грэбо геологии в узком смысле (литологии, по Грэбо) имеет не только двусмысленный, но и формальный характер. От него остается уже один шаг к полному отказу от подобного выделения и сохранения лишь одной всеобъемлющей «широкой» геологии. Этот шаг и делают многие современные исследователи. Геология становится при этом уже не наукой, а супернаукой — природоведением пространства Земли, — отвечающей почти всему современному естествознанию. Выделение подобной науки, не решая проблемы классификации наук о Земле, создает, однако, видимость этого разрешения.

Проблема классификации наук о Земле переводится при этом в ранг второстепенной проблемы — размежевания различных направлений исследования внутри одной науки. Практически это приводит к утрате принципиальной точки зрения и в результате — к расчленению науки о Земле на множество отдельных ветвей, среди которых геология как наука о земной коре места уже не находит. Но проблема обобщающего по отношению к земной коре направления исследования при этом остается и его отсутствие в комплексе наук о Земле неизбежно толкает на передачу его роли той или иной частной науке геологического цикла, или одной из других наук о Земле.

Наиболее часто в роли заменителя геологии как науки о земной коре выступает тектоника. В связи с этим в последнее время все чаще приходится встречаться с подменой понятия «геологическое строение» понятием «тектоническое строение», понятия «геологическая история» понятием «тектоническая история» и т. д. Подмена геологических понятий тектоническими (или какими-либо другими) неизбежно приводит к развитию одностороннего — тектонического, геофизического или какого-либо другого — направления исследования земной коры, в котором историко-геологический метод отступает на второй план или вообще исключается. Познание истории формирования земной коры подменяется при этом созданием искусственных логических схем, возвращающих по сути дела геологию к эпохе натурфилософских построений различных «теорий Земли».

Включение в круг объектов исследования смежных с земной корой оболочек Земли требует, естественно, от геологии их изучения не только с исторической, но и со всех других точек зрения — состава, динамики процессов и др. А это приводит к тому, что в рамках подобной «широкой» геологии историческое направление исследования отступает на второй план. Из основного по отношению к земной коре и единственного по отношению к другим оболочкам, каким оно является в рамках науки о земной коре, оно становится в рамках «широкой» геологии лишь одним из многих равноправных или даже, в общем случае, подчиненным аспектом познания.

В составе «широкой» геологии историческое направление исследования определенного места не находит, так как пути и методы истори-

ческого изучения различных оболочек Земли существенно различны. По отношению к «широкой» геологии выражение «историческая геология» или является логическим абсурдом (если при этом имеется в виду земная кора), или оно должно заключать особый, не относящийся к земной коре, универсальный смысл, отвечающий возможностям прямого исторического исследования любой из оболочек Земли.

Неопределенность роли и места исторической геологии в структуре «широкой» геологии неизбежно порождает условность и субъективность трактовки сущности историко-геологического исследования. Его содержание, в представлении различных авторов, может оказаться и фактически оказывается очень различным, вплоть до сведения его к общим умозрительным построениям натурфилософского типа. Отражая подобное положение дела, во многих новейших работах, касающихся теоретических основ «широкой» геологии, утверждается, что исторический метод свойствен геологии не более, чем любой другой науке о Земле, и даже, что геология вообще может развиваться и без использования исторического метода.

Геология, геохимия, геофизика

Существенную роль в выработке взглядов на объект и задачи геологического исследования играет понимание взаимоотношений геологии с близкими к ней науками о Земле, и в первую очередь с геохимией и геофизикой.

Минералогия, петрография, литология со всеми их разветвлениями являются бесспорными разделами геологии, так как минералы и горные породы представляют собой формы нахождения вещества в земной коре, и вне ее, в пределах земного пространства, вещество в подобных формах уже не встречается. Но геохимия не входит в число наук геологического цикла и вообще в группу наук, изучающих отдельные оболочки Земли. Она изучает вещество как таковое (химические элементы, атомы) безотносительно к конкретным формам его нахождения в земной коре. Вещество же это распространено не только во всех оболочках Земли, но и за пределами последней. Даже если исключить выход геохимии за пределы земного пространства, то и тогда как раздел геологии она может рассматриваться лишь при «широкой» трактовке самой геологии.

Основным объектом геохимического исследования является согласно определению Вернадского «земная кора». Однако под земной корой геохимики, в частности и Вернадский, понимают не «земную кору геологов», а геохимически активный слой (геосферу) Земли, в пределах которого протекает в основном геохимический круговорот ее вещества. По представлению Вернадского, основная роль в этом круговороте принадлежит живому веществу. Соответственно геохимически активная область Земли рассматривается Вернадским как оболочка жизни — биосфера, объединяющая «современную биосферу» и область «былых биосфер» и отвечающая отчасти «земной коре геологов» (рис. 4).

В таком ее понимании геохимически активная область Земли будет охватывать верхние слои земной коры (стратисферу), гидросферу и нижние, химически активные слои атмосферы. Именно данную область — геохимического круговорота вещества Земли — геохимики и называют обычной земной корой («земная кора геохимиков»). Если не обращать внимания на смысл выражения «земная кора», то геохимия, ограниченная своей основной частью (геохимией «земной коры геохимиков»), может рассматриваться как раздел собственно геологии (как науки о земной коре). В действительности, однако, наука, включающая основную часть геохимии, является, как мы видим, наукой

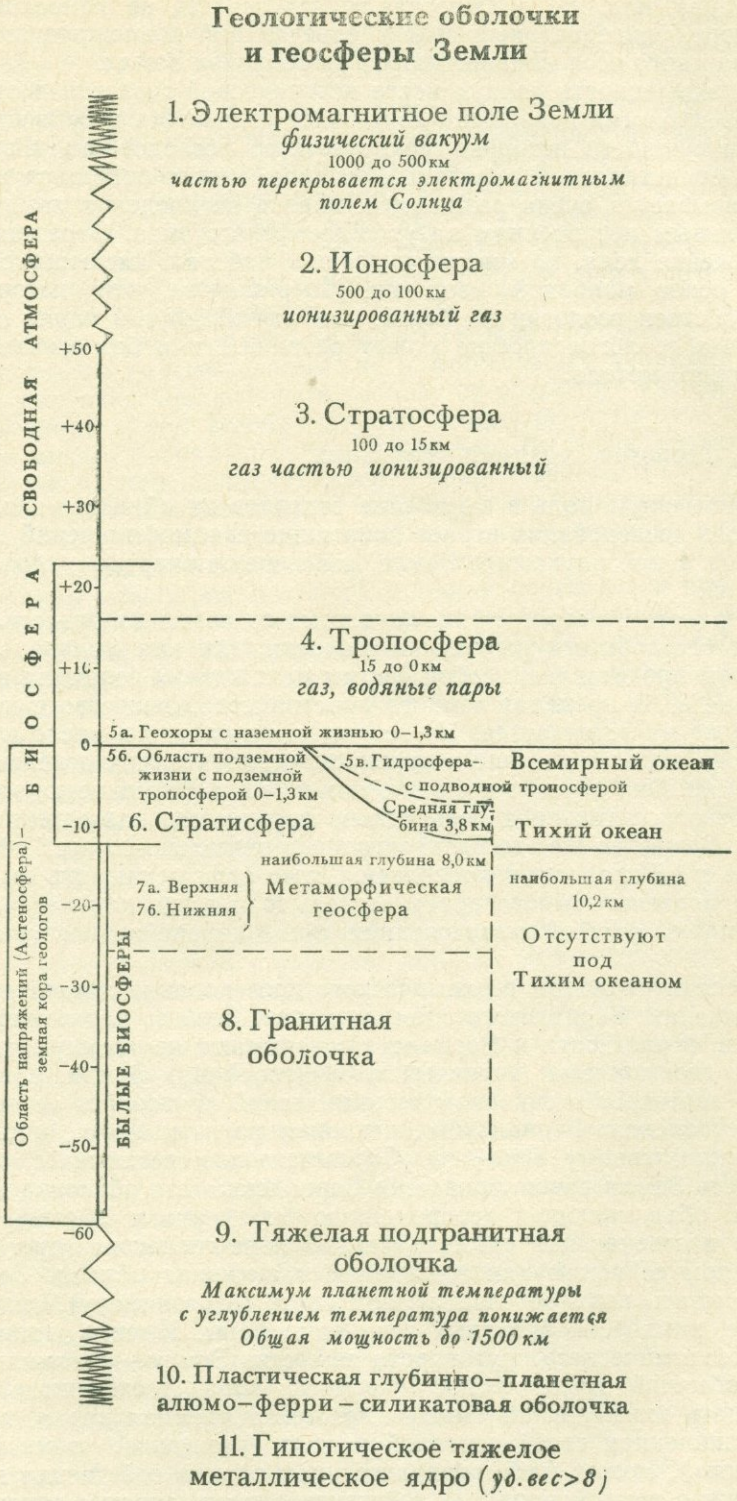


Рис. 4. Геологические оболочки и геосферы Земли. По Вернадскому, 1942

не о земной коре, а о земной коре (ее верхней части) и всех смежных с ней внешних оболочках Земли. Область исследования геологии фактически совпадает при этом с географической оболочкой, в понимании ее многими современными географами. Именно так, по-видимому, как науку о географической (геохимической) оболочке Земли или как науку о процессах, протекающих в этой оболочке, геологию иногда и понимают. Таким образом, как бы геохимия ни трактовалась, включение ее в объем геологии неизбежно требует расширения компетенции последней на внешние оболочки Земли.

Геофизика — наука, изучающая физические свойства всех оболочек Земли и протекающие во всех этих оболочках и в пространстве Земли в целом физические процессы. Как раздел геологии геофизика может рассматриваться лишь в рамках «широкой» геологии — геологии как науки о Земле в целом. Стремление сузить это «суперширокое» понимание геологии приводит некоторых исследователей к разделению геофизики на геофизику внешних оболочек Земли («негеологическую») и геофизику земной коры и подкоровой области («геологическую»). Наука о земной коре (геология) объединяется тем самым с учением о подкоровой области Земли.

Если, таким образом, включение в геологию геохимии требует расширения компетенции геологии в сторону внешних оболочек Земли, то аналогичная акция в отношении геофизики действует в обратном направлении, требуя распространения компетенции геологии на подкоровую область Земли. Включение же в объем геологии и геохимии, и геофизики требует уже, очевидно, охвата геологией всей Земли в целом. Другими словами, рассматривать и геохимию, и геофизику как разделы геологии можно лишь в рамках науки о Земле в целом.

Очевидно, по отношению к геологии (как науки о земной коре) геохимия и геофизика должны рассматриваться как самостоятельные науки. Самостоятельность геохимии и геофизики по отношению к геологии никак не исключает тесную связь этих наук. В познании земной коры геохимия и геофизика прежде всего играют роль весьма важных методов исследования, позволяющих расширить и углубить представления о структуре земной коры и характере отдельных ее элементов.

Геология, палеонтология, палеогеография

К числу наук, отношение которых к геологии может трактоваться различно, принадлежит также палеонтология — наука об органическом мире геологического прошлого Земли. Сложность ее взаимоотношений с геологией определяется в основном двумя обстоятельствами. Во-первых, скелетные образования различных организмов — один из существенных компонентов минеральных масс, слагающих стратисферу. Но в то же время их организация является биологической. Они принадлежат, следовательно, к объектам и геологического, и биологического исследования. Во-вторых, биологическое изучение ископаемых органических остатков играет огромную методическую роль в познании геологической истории стратисферы. И в то же время лишь геологическое изучение тех же остатков — их распределения в слоях стратисферы — дает возможность восстановления истории развития органического мира. Таким образом, палеонтологические методы в решении геологических задач играют столь же большую роль, как и геологические методы в решении задач эволюционной палеонтологии.

Палеонтология, как мы видим, — типичная стыковая область исследования, принадлежащая в равной мере наукам как геологического, так и биологического цикла. В связи с этим всякие споры о принадлежности палеонтологии к геологии или биологии, так же как и попытки

ее деления на «геологическую» и «биологическую» части, совершенно бесплодны и не должны иметь места.

Как отмечалось, в характере слагающих стратисферу минералов, горных пород и органических остатков сохраняются документальные свидетельства прошлых состояний смежных со стратисферой внешних оболочек Земли. Наличие этих документальных данных привело к развитию палеогеографии со всеми ее разветвлениями — палеоклиматологией, палеогеоморфологией и др.

Палеогеография часто рассматривается как наука физико-географического цикла или, подобно палеонтологии, как стыковая наука, одновременно и геологическая, и географическая. Однако прямая связь с географией проявляется у палеогеографии лишь в названии этой науки. Методически она всецело базируется на геологических данных. Специфический геологический смысл имеют и те «географические» (по названию) задачи, которые она решает. Таким образом, палеогеография должна быть отнесена к наукам геологического цикла.

Переходный, стыковый характер приобретает лишь палеогеография новейшего (четвертичного) времени. В этой области исследования геологические задачи и методы сочетаются с географическим познанием современного облика внешней поверхности земного шара. Изучение поверхности земного шара тесно связано с исследованием биосферы, с одной стороны, и характера взаимодействия земной коры с внешними оболочками Земли (биосферой, гидросферой, атмосферой) — с другой. Это та область исследования, где познание земной коры наиболее тесно переплетается с познанием смежных с ней внешних оболочек Земли.

Разграничение задач и сфер компетенции отдельных наук о Земле в этой промежуточной области вызывает особенно большие трудности и разногласия среди ученых. Многие из них рассматривают поверхность земной коры (иногда и верхние ее слои) вместе с примыкающими к ней внешними оболочками как особую — географическую — оболочку Земли. В понятии «географическая оболочка» находит свое отражение определенный — географический — аспект исследования, которое должно быть направлено в первую очередь на познание характера взаимоотношений всех компонентов данной «оболочки». Изучение же этих последних (земной коры, биосферы, гидросферы, атмосферы) остается в области компетенции соответствующих специальных наук.

Динамическое направление исследования в геологии

Стремление вынести сферу компетенции геологии за пределы земной коры в значительной мере вызвано представлением о единстве природных процессов, протекающих в земной коре и смежных с ней оболочках Земли. Одни исследователи обращают при этом свой взор вглубь, в недра земного шара, и пытаются видеть это единство в проявлении эндогенных процессов. Другие — смотрят вверх, стремясь увидеть подобное единство в проявлении экзогенных процессов и в геохимическом круговороте вещества Земли. В первом случае это приводит, как мы видели, к включению в компетенцию геологии подкоровой области земного шара, с одной стороны, и геофизики — с другой. Во втором — к распространению той же компетенции на внешние оболочки Земли и включению в нее геохимии.

Динамическое направление исследования Земли импонирует многим современным исследователям. Познание самого *процесса* позволяет глубже проникнуть в суть вещей, чем познание лишь результатов его проявления, и стремление найти простой и быстрый путь проникновения в эту суть вполне естественно и закономерно. Но не всегда, однако, простой и быстрый путь оказывается самым надежным.

Начало развития динамического исследования Земли было положено английским геологом Чарлзом Лайелем. Центр тяжести на пути познания истории Земли Лайель переносит на изучение современных природных процессов, считая, что именно их изучение является ключом к познанию геологических процессов прошлого. Изучение же собственно-историко-геологических данных дает лишь основу для установления места и времени их (природных процессов) проявления.

Положение Лайеля о том, что *изучение современных природных процессов — ключ к познанию аналогичных процессов прошлого,* получило впоследствии название принципа актуализма.

Динамическое направление исследования неразрывно связано, таким образом, с реализацией принципа актуализма. По сути дела «динамизм» и «актуализм» — лишь различные стороны одной концепции пути познания истории Земли. В рамках данной концепции в представлении как Лайеля, так и современных ее приверженцев геологическое познание истории Земли должно начинаться с «открытия и изучения современных природных процессов». Лишь затем должно следовать «открытие следов подобных процессов в геологическом прошлом» и, наконец, «изучение условий, времени, места и законов их развития» («Взаимодействие наук при изучении Земли», 1963, с. 128).

Динамическая и одновременно актуалистическая концепция Лайеля, несмотря на ее многократную публикацию, долгое время у большинства геологов признания не получала. Но с конца XIX в., с развитием литологии и с привлечением в связи с этим внимания геологов к процессам современного осадконакопления, динамическое направление исследования начало играть в геологии все более заметную роль.

Познание динамики природных процессов возможно при изучении любой из оболочек Земли. Но земная кора благодаря своей исторически сложившейся структуре в данном отношении стоит особняком. За исключением земной коры, все остальные оболочки Земли представляют собой подвижные — динамические — системы. Поэтому по отношению к ним речь может идти лишь о динамике современных процессов, определяющих современную — динамическую — структуру каждой из них. Эта современная динамика имеет здесь, естественно, весьма важное, первостепенное значение.

В отличие от других оболочек Земли стабильная, исторически сформировавшаяся земная кора допускает изучение не только ее современной динамики, но и динамики тех процессов прошлого, в результате которых сформировалась ее современная, наблюдаемая нами структура. Формирование структуры земной коры всегда определялось и определяется действием всей совокупности природных процессов, протекавших в геологическом прошлом и протекающих в настоящее время в земной коре и смежных с ней оболочках Земли. Все эти природные процессы, принимавшие и принимающие участие в формировании земной коры, называют обычно геологическими.

Однако все современные проявления природных процессов, доступные прямому наблюдению, составляют предмет исследования не геологии, а наук физико-химического и биологического циклов, с одной стороны, и физико-географического цикла — с другой. К компетенции последних относятся все проявления современной экзогенной динамики Земли и отчасти те из современных эндогенных процессов (вулканические, сейсмические), проявления которых сказываются не только в недрах, но и на поверхности земного шара.

Геология же изучает природные процессы геологического прошлого Земли, которые прямому наблюдению не доступны и *познаются лишь по их геологическим результатам, запечатленным в структуре земной коры.* Недоступна прямому наблюдению и основная часть современных

эндогенных процессов. Поскольку и результаты этих современных процессов достаточно проблематичны — период научного наблюдения для этого еще слишком мал, — само их наличие относится, строго говоря, к области гипотез. Мы допускаем, что и в настоящее время (в период научных наблюдений человека) должно происходить внедрение интрузий, должны идти процессы метаморфизма, складчатости, но подтвердить эти предположения научным наблюдением мы не можем.

Таким образом, природные процессы, формирующие и преобразующие земную кору, по методу их познания разделяются на две группы. Одну из них составляют процессы геологические (собственно геологические); вторую — процессы, которые условно могут быть названы «современными». Геологические процессы познаются по их результатам, т. е. историческим (историко-геологическим) методом, и их изучение является задачей наук геологического цикла. «Современные» процессы познаются путем прямого наблюдения (в природе и в эксперименте), и их изучение является задачей наук физико-химического, биологического и физико-географического циклов.

Следуя представлениям Лайеля, многие полагают, по-видимому, что разделение природных процессов на геологические и «современные» не должно иметь места, так как речь идет об одних и тех же процессах, различие между которыми заключается лишь в том, что одни из них (геологические) протекали в прошлом, а другие («современные») протекают в настоящее время. Отсюда делается вывод, что нет необходимости изучать результаты их проявления в прошлом, так как значительно полнее и лучше они могут быть изучены по их проявлениям в настоящее время. Это представление и нашло свое отражение в принципе актуализма.

Подобное мнение справедливо, однако, лишь отчасти. Есть все основания думать, что те современные природные процессы, которые доступны прямому наблюдению их человеком, проявлялись и в геологическом прошлом. Но по отношению к процессам геологического прошлого Земли аналогичного заключения сделать уже нельзя.

Процессы формирования и преобразования земной коры приводят к заметным результатам, запечатленным в тех или других особенностях ее состава и строения, как правило, лишь на протяжении весьма значительных отрезков времени, намного превышающих возможный период их научного наблюдения. Эта несоизмеримость приводит к тому, что многие весьма важные для развития земной коры природные процессы — трансгрессии и регрессии моря, образование складок и многие другие — наблюдением не улавливаются. Мы их не замечаем, как не заметили бы движения киноленты, если бы продолжительность показа каждого ее кадра превышала срок нашего пребывания в кинотеатре.

Еще важнее, что большинство процессов, о которых идет речь, имеет антагонистический характер: за опусканием следует поднятие, за отложением — размыв, за трансгрессией — регрессия и т. д. При этом процесс, идущий в одном направлении, всегда в какой-то мере уничтожает следы проявлявшегося перед тем сопряженного, антагонистического процесса. Эта картина усложняется тем, что природные процессы действуют не изолированно, а комплексно, накладываясь самым различным образом друг на друга. Лишь на протяжении больших промежутков времени в этой непрерывной смене антагонистических тенденций определяется общая направленность геологического процесса, приводящая в конце концов к тому или другому геологическому результату.

Геологический процесс, о характере которого мы судим по его результату, — это всегда некоторая абстракция — отражение в сознании исследователя длительного суммарного (одновременного, последова-

тельного, чередующегося) действия многих — элементарных, частных по отношению к нему — природных процессов. Сами же эти элементарные, частные процессы не оставляют обычно заметных следов в наблюдаемой структуре земной коры. Поэтому историческим методом их непосредственные проявления большей частью распознаны быть не могут. Но при изучении современных природных процессов именно эти — элементарные, частные по отношению к геологическим процессам — явления попадают в поле зрения исследователя и оказываются объектом научного наблюдения и изучения.

Таким образом, те современные природные процессы, которые познаются путем прямого наблюдения, по отношению к геологическим процессам играют роль явлений частного, элементарного значения. Естественно, что их изучение, как бы тщательно оно ни проводилось, не может раскрыть сущности более сложных комплексных геологических процессов.

Динамическое направление исследования — это исследование природных процессов как таковых (как элементов динамических систем), требующее их прямого наблюдения в природе или в эксперименте. Но геологические процессы непосредственному наблюдению не доступны. Практически невозможно также их воспроизведение в эксперименте — они слишком грандиозны для этого по своему масштабу и длительности. Поэтому динамическим направлением исследования (процессов как таковых) они фактически не охватываются.

По отношению к земной коре динамическое направление исследования вынуждено ограничиваться в связи с этим изучением одних современных процессов и лишь по аналогии с последними, опираясь на принцип актуализма, возможно при этом познание природных процессов геологического прошлого. Однако подобный — актуалистический — путь исследования (познания) сложных комплексных явлений природы (геологических процессов) по аналогии с элементарными явлениями того же типа («современными» процессами) не может, очевидно, привести к удовлетворительному результату.

Динамическое направление является одним из главных при изучении внешних оболочек Земли — ионосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы, которые представляют собой подвижные динамические системы. Вероятно, подобную динамическую систему представляет собой и внутренняя (подкоровая) область земного шара, физическое состояние вещества которой достоверно пока не известно. Но по отношению к земной коре, формирующейся и преобразующейся под действием геологических процессов, которые динамическим направлением не охватываются, это последнее направление свою роль утрачивает. Оно распространяется в основном на процессы внешней (экзогенной) динамики, т. е. на процессы, протекающие во внешних динамических оболочках Земли и на их границе с земной корой.

По сравнению с относительно быстро протекающими «современными» процессами и соизмеримым с их течением периодом научных наблюдений развитие геологических процессов осуществляется на много порядков медленнее. Несоответствие здесь столь велико, что практически течением последних можно пренебречь и рассматривать земную кору как относительно стабильную статическую природную систему.

Познание процесса формирования земной коры является, конечно, основной, конечной целью геологического исследования. Но путь этого исследования не прямой. Он идет через познание геологических результатов природных процессов прошлого, запечатленных в особенностях состава и строения земной коры, а не прямо от наблюдения и изучения современных аналогов этих процессов.

Глава II
СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Любое историческое исследование, в том числе и историко-геологическое, направлено на рассмотрение событий во времени. Рассмотрение же событий во времени требует установления хронологии этих событий.

Хронология — необходимая служебная область всякого исторического исследования. Она дает возможность расположить события прошлого в их хронологической последовательности и установить их формальные хронологические отношения. Без хронологии не может быть истории. Но хронология это еще не история. «*Только тогда хронология превращается в историю, когда единство великих событий от их начала до конца находит себе выражение в их изложении*». Эти слова сказаны Иоганом Вальтером в книге «История Земли и жизни» (1911), и они глубоко и верно передают сущность собственно исторического исследования.

Чтобы ориентироваться в бесконечном множестве отдельных событий прошлого, необходимо установить не только их формальные хронологические отношения, но и их внутренние связи (хронологические и пространственные) друг с другом. Тем самым могут быть выявлены их естественные группировки, позволяющие наметить отвечающие последним этапы исторического развития. О выявлении подобных естественных группировок и отвечающих им этапах развития говорят обычно как о естественной периодизации соответствующего исторического процесса.

Историческая последовательность геологических событий запечатлена в последовательности образования слагающих земную кору геологических единиц; с наибольшей ясностью при этом — в последовательности суперкрустальных образований стратисферы.

В геологии, таким образом, речь идет о *времени* (хронологии) и *естественной периодизации* истории формирования геологических единиц земной коры, и в первую очередь о времени и этапах формирования слоев стратисферы.

Установление хронологии событий геологического прошлого Земли составляет задачу геохронологии; установление естественной периодизации тех же событий — задачу стратиграфии, в широком понимании данной области исследования. В обычном (узком) понимании стратиграфия (лат. stratum — слой и grapho — пишу) охватывает лишь проблему естественной периодизации истории формирования супер-

крустальных (слоистых) образований стратисферы. По отношению к интракрустальным и метаморфическим образованиям та же проблема разрешается при этом в рамках общего петрологического или регионально-геологического исследования.

СТРАТИГРАФИЯ

Элементарные и основные стратиграфические единицы

Естественная периодизация всегда осуществляется первоначально в *региональном* плане, по отношению к отдельным блокам земной коры, различающимся по типу развития. На основе этой региональной периодизации восстанавливается геологическая история соответствующих регионов. И лишь затем сопоставление и сравнение региональных данных позволяет выявить все более общие, по мере расширения круга сопоставляемых единиц, этапы развития, вплоть до этапов развития стратисферы в целом.

Таким образом, стратиграфическое исследование в основе своей регионально. Его непосредственным, исходным объектом являются однородные по вещественному составу простые геологические тела, формировавшиеся в пределах отдельных блоков земной коры; а его основной задачей — выявление естественных группировок этих простых геологических тел, отвечающих последовательным этапам их формирования.

Простые геологические тела — слой песчаника, глинистая толща, массив гранита и им подобные — при рассмотрении их в историко-геологическом плане являются стратиграфическими единицами и при этом *элементарными,* наиболее дробными стратиграфическими единицами. Поскольку их объем и границы определяются их вещественным составом, они называются литостратиграфическими или, если они сложены магматическими породами, — петростратиграфическими. В американской литературе подобные единицы называют формациями.

Как историко-геологические документы элементарные стратиграфические единицы отражают отдельные события — *эпизоды* — геологической жизни Земли. Каждая такая единица свидетельствует о том, что в данном месте к определенному моменту времени сложилась и на протяжении некоторого времени сохранилась обстановка, благоприятная для развития природного процесса (или комплекса природных процессов), в результате действия которого (или которых) сформировалась данная элементарная стратиграфическая единица.

Элементарные стратиграфические единицы благодаря их внешней определенности выделяются сравнительно легко и однозначно, в основном эмпирически, путем непосредственного наблюдения и прослеживания их границ прямыми методами геологического картирования. Но выделение и установление последовательности образования элементарных стратиграфических единиц—это лишь исходная база, отправной пункт историко-геологического исследования. Многие геологи не считают поэтому элементарные стратиграфические единицы «настоящими» и называют их пространиграфическими.

За выделением и установлением местной последовательности элементарных стратиграфических единиц должна следовать группировка последних в естественные комплексы уже более общего — *регионального* — значения. Каждый из таких региональных комплексов должен объединять элементарные стратиграфические единицы, принадлежащие

одному *этапу их формирования*, отвечающему этапу геологического развития соответствующего региона. По отношению к осадочным образованиям о подобных этапах говорят как об этапах осадконакопления; по отношению к магматическим образованиям — как об этапах магматической деятельности (интрузивной, вулканической).

Региональные стратиграфические комплексы, о которых выше шла речь, составляют группу основных регионально-стратиграфических единиц. Единицы данной группы мы будет называть в дальнейшем геостратиграфическими. Выделение геостратиграфических единиц уже не может быть осуществлено простым эмпирическим путем. Оно требует определенных представлений о характере тех отношений и связей, которые объединяют в одно целое элементарные стратиграфические единицы одного этапа формирования, и позволяют рассматривать последние в качестве элементов (частей) соответствующих геостратиграфических единиц. Основную роль в данном отношении играют представления о *фациях и фациальной изменчивости*, с одной стороны, и о *региональных осадочных циклах* — с другой.

Геостратиграфические единицы — основной объект стратиграфического исследования. Именно их выделение и изучение лежит в основе любого регионально-геологического исследования и историко-геологического исследования в целом. Все более крупные и сложные стратиграфические единицы всегда представляют собой лишь те или другие совокупности геостратиграфических единиц.

Общепринятого термина, отвечающего понятию геостратиграфической единицы, пока нет. В советской геологической литературе подобные единицы называют свитами или сериями. Но термин «свита» употребляется также для обозначения элементарных (литостратиграфических) единиц, а термин «серия» — как собирательное название для некоторого числа последних. В западноевропейской литературе данные единицы называют обычно ярусами. В современной американской стратиграфии выделение геостратиграфических единиц вообще не предусматривается. Если же они фактически выделяются, то называются обычно группами. Наконец, в литературе начального периода развития геологии подобные единицы чаще всего называли формациями. Мы будем называть в дальнейшем геостратиграфические единицы свитами.

Процедура выделения в составе геологических образований какого-либо района элементарных и геостратиграфических единиц определяется как их (геологических образований данного района) стратиграфическое расчленение, или стратиграфическая классификация. Поскольку это расчленение всегда осуществляется в региональном плане, его называют обычно регионально-стратиграфическим. Оно находит свое выражение в соответствующей схеме регионально-стратиграфического расчленения (классификации), в которой указывается вертикальная (т. е. хронологическая) последовательность всех выделяющихся в данном районе стратиграфических единиц.

Фации и фациальная изменчивость

В 30-х годах прошлого века швейцарский геолог А. Грессли, прослеживая в горизонтальном направлении отдельные свиты слоев юрских и меловых отложений Юрских гор, установил, что литологический состав и палеонтологическое содержание этих свит испытывают на площади своего распространения определенные закономерные изменения. В результате этих изменений каждая свита слоев на разных участках своего распространения имеет определенный «облик», отлич-

ный от «облика» той же свиты на других участках ее развития. Участки данной свиты слоев, отличающиеся от смежных участков той же свиты теми или другими особенностями, Грессли назвал фациями, или аспектами, данной свиты слоев (франц. facies — лицо, лик, обличье).

Фация, таким образом, — это *«часть слоя»*, как нередко для краткости выражаются, отличающаяся какими-либо особенностями своего состава от других «частей» (фаций) того же «слоя» (свиты слоев). Фация — понятие относительное (фация существует только в противопоставлении другим фациям той же свиты слоев), выражающее наше представление о *фациальной* (пространственной) *изменчивости* слоев, отдельным ступеням (градациям) которой она отвечает.

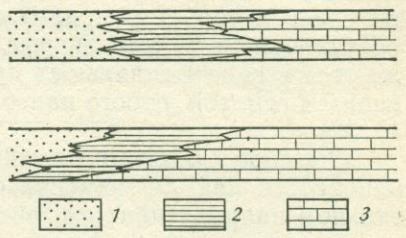


Рис. 5. Фации геологического горизонта: *1* — песчаная, *2* — глинистая, *3* — известковая

В зависимости от масштаба и цели исследования выделение фаций может осуществляться с различной детальностью. Так, смена песчаной фации глинистой происходит через промежуточные слои глинистого песка и песчаной глины, которые могут выделяться в качестве самостоятельных фаций, но могут и не выделяться, частично присоединяясь к песчаной, частично к глинистой фациям. Аналогичным образом смена известняковой фации глинистой происходит через промежуточные слои глинистого известняка, мергеля, известковистой глины, которые также могут и выделяться, а не выделяться в качестве самостоятельных фаций.

Переход от одной фации к другой растягивается обычно на зоны значительной ширины, соизмеримой иногда с шириной зон развития «основных» фаций. В связи с этим при изображении фациальных границ в вертикальном сечении они условно показываются в виде зигзагообразных линий, амплитуда зигзагов которой отвечает ширине зоны фациального перехода (рис. 5, *А*).

Большей частью фации различаются по литологическому составу. Но они могут выделяться — в литологически однородных толщах — и по характеру органических остатков, по геохимическим особенностям отложений и другим признакам, а также, естественно, по сочетанию тех или других признаков. Соответствующие фации называют литологическими (литофации), палеонтологическими (биофации), геохимическими и т. д. Очевидно, что различия фаций какой-либо свиты слоев, как бы они ни были выражены, определяются различиями условий осадконакопления на отдельных участках того бассейна, в пределах которого сформировалась данная свита слоев.

Каждая литологическая фация (литофация) является простым геологическим телом однородного литологического состава, занимающим определенное место в геологической структуре данного района и в этом — *стратиграфическом* — отношении представляет элементарную, литостратиграфическую единицу, формирование которой отвечает *эпизоду* геологической истории района. Равным образом геологическим телом является и совокупность фаций, составляющих свиту слоев, но телом сложным (полифациальным), которое в стратиграфическом отношении отвечает понятию геостратиграфической единицы.

В какой-то мере каждая фация является также генетической единицей, первичные признаки которой отражают условия ее образования. Но и генетическая сущность фаций относительна. Она получает опре-

деленный смысл только в противопоставлении условий образований одной фации условиям образования другой. Две смежные фации могут быть определены при этом как более и менее мелководные, более и менее удаленные от берега, формировавшися в более и менее соленой воде и т. д. Это имеет большое значение, так как *распределение и взаимоотношение фаций на площади* раскрывает общую картину и общие закономерности осадконакопления в соответствующем бассейне. Анализ распределения и взаимоотношения фаций (фациальной изменчивости) составляет содержание фациального анализа, который позволяет выявить факторы, определяющие ход осадконакопления в данном бассейне, установить причины фациальной изменчивости исследуемой свиты слоев и тем самым наметить общую картину палеогеографической обстановки ее формирования. Результаты фациального анализа выражаются в виде фациальных профилей и карт (картосхем) фаций, являющихся основой любого палеогеографического исследования (см. рис. 9, 10, 32).

Обычное («палеогеографическое») представление о фациальной изменчивости как об изменчивости, проявляющейся только в горизонтальном направлении (см. рис. 5, *А*), упрощено и неточно, так как при этом допускается неизменнность положения границ фации в течение всего времени накопления исследуемой свиты слоев. В действительности границы фаций с течением времени смещаются и это приводит к тому, что однотипная изменчивость проявляется как в горизонтальном направлении — в пространстве, так и в вертикальном направлении — в разрезе. Те же фации, которые сменяют друг друга на площади, сменяют одна другую и в разрезе данной свиты слоев (рис. 5, *Б*).

Смещение фациальных границ в течение времени формирования отдельных свит слоев связано с циклическим характером осадконакопления, к рассмотрению которого мы теперь и перейдем.

Региональные осадочные циклы

Осадконакопление локализовывалось обычно в более или менее обособленных бассейнах, в которых сформировались конкретные региональные последовательности стратиграфических (регионально-стратиграфических) единиц. В каждой такой последовательности геолог и должен выделить комплексы слоев, отвечающие отдельным этапам ее формирования. Другими словами, геолог должен осуществить *естественную периодизацию* истории формирования данной последовательности и тем самым — естественную периодизацию истории и геологического развития соответствующего геологического региона.

Причиной обособления этапов развития геологических бассейнов являются эпейрогенические (колебательные) движения земной коры — постоянные медленные поднятия и опускания, однозначно действующие в пределах обширных участков земной коры. Эти движения периодически, через те или другие интервалы времени, меняют свой знак: поднятие сменяется опусканием, опускание — снова поднятием и т. д. — и имеют, следовательно, циклический характер.

Поскольку накопление суперкрустальных образований протекает под воздействием силы тяжести, оно приурочивается, как правило, к понижениям поверхности земли. В связи с этим опускание какого-либо участка приводит обычно к началу, в его пределах, очередного этапа осадконакопления. В первую половину подобного этапа осадконакопление протекает в условиях погружения; в дальнейшем, во вторую половину этапа, — в условиях поднятия. Возврат к исходному или близкому к нему положению является моментом завершения этапа. Начало следующего этапа осадконакопления будет определяться возвратом ус-

ловий погружения после разделяющего этапы осадконакопления поднятия и денудации (рис. 6).

На каждом обособившемся подобным образом этапе осадконакопления в пределах данного геологического бассейна будет сформирован закономерно построенный комплекс отложений, различных по условиям образования (прибрежных, мелководных, глубоководных), по источнику материала (терригенных, органогенных, хемогенных) и, наконец, по их вещественному составу (песчаных, глинистых, карбонатных и др.).

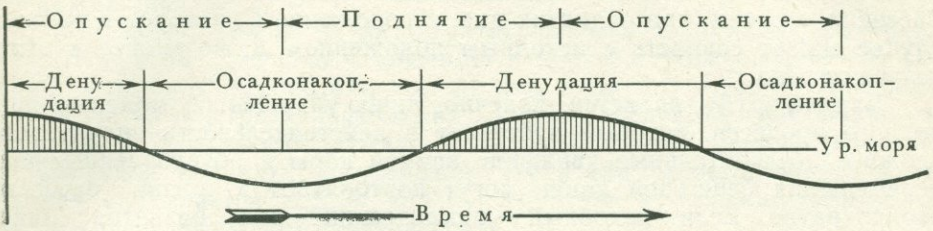


Рис. 6. Схема соотношения этапов осадконакопления с периодами поднятий и опусканий области геологического бассейна

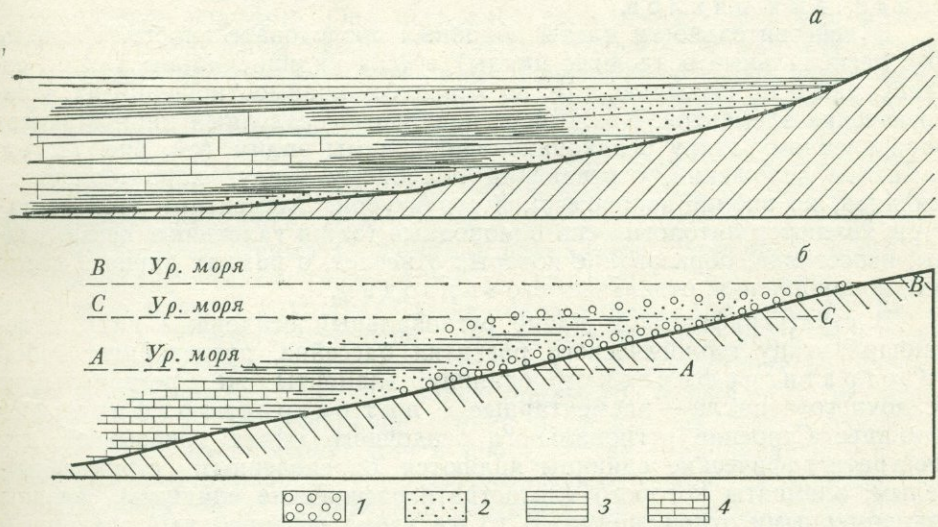


Рис. 7. Схема расположения различных пород (фаций) в морском бассейне при опускании и последующем поднятии его дна:

а — по Головкинскому, 1869; *б* — то же, в несколько схематизированном виде. Осадки: *1* — галечниковые; *2* — песчаные; *3* — глинистые; *4* — известковые

Наличие определенной закономерности в строении и взаимоотношениях толщ осадков, отвечающих подобным, вызванным колебательными движениями земной коры, этапам осадконакопления, впервые было установлено в 70-х годах прошлого века русским геологом Н. А. Головкинским.

Н. А. Головкинский в общей форме рассмотрел те изменения в характере осадконакопления, которые должны произойти в том случае, когда дно бассейна испытывает вертикальные колебательные движения, т. е. опускания и поднятия (рис. 7, *а*).

Рассмотрим, следуя Головкинскому, распределение в бассейне различных типов осадков, которое может получиться при его погружении и последующем поднятии. Допустим, для упрощения задачи, что накопление и распределение в бассейне различных осадков определяется по-

ступлением обломочного материала со стороны суши. Будем считать также, что глубина бассейна увеличивается равномерно. Общая схема распределения и взаимоотношений различных типов осадков — галечниковых, песчаных, глинистых, известковых, — которая получится при этих условиях, изображена на рис. 7, *б*.

Подобная картина взаимоотношений различных типов осадков получится в том случае, если береговая линия бассейна из начального положения *A* переместится в положение *B*, соответствующее моменту наибольшего опускания и наибольшего расширения водного зеркала бассейна, а затем, при поднятии дна, в положение *C*, которое в частном случае может совпасть с исходным положением *A*, но может и отличаться от него.

Данная схема является, конечно, лишь упрощенной моделью природного процесса, который протекает в действительности значительно сложнее. Колебательные движения земной коры и обусловленные ими перемещения береговой линии могут повторяться в жизни бассейна неоднократно. Если подобный — циклический — ход развития будет иметь место, то при условии постоянства общей обстановки осадконакопления в данном бассейне будет сформирована последовательность однотипно построенных комплексов отложений — региональных осадочных циклов.

В действительности члены подобных последовательностей (отдельные региональные осадочные циклы) всегда индивидуальны как по составу, так и по строению, т. е. по характеру взаимоотношений их литологических элементов. Каждый региональный осадочный цикл отвечает определенному этапу осадконакопления, и мы видим (см. рис. 7), что комплекс отложений, отвечающий подобному этапу, характеризуется сложной, но вполне закономерной структурой. Элементами этой структуры являются литологически однородные толщи галечника, песка, глины, известняка, образование которых отвечает, в рамках данного этапа осадконакопления, отдельным его эпизодам.

В стратиграфическом плане региональный осадочный цикл, отвечающий этапу геологического развития бассейна, представляет собой геостратиграфическую единицу; элементы же регионального осадочного цикла — элементарные, литостратиграфические единицы. Строение регионального осадочного цикла показывает, что геостратиграфические единицы являются определенным структурным целым, элементы которого (литостратиграфические единицы) связаны закономерными отношениями. В то же время региональный осадочный цикл представляет закономерно построенный фациальный комплекс, все элементы которого — фации, стратиграфически отвечающие литостратиграфическим единицам, связаны между собой фациальными взаимоотношениями. Эти последние в региональном осадочном цикле проявляются как между фациями, сменяющими друг друга по латерали, так и между фациями, перекрывающими друг друга в вертикальном разрезе.

Таким образом, понятия «региональный осадочный цикл», «фациальный комплекс», «геостратиграфическая единица» отражают лишь различные стороны одного явления — *комплекса отложений, отвечающего этапу геологического развития естественного геологического региона.* Различные стороны одного явления — толщи горных пород, отвечающих *одному из эпизодов данного этапа развития,* — отражают соответственно понятия «простое геологическое тело», «фация», «литостратиграфическая единица».

Взаимоотношения внутриэтапные — между литостратиграфическими единицами (фациями), принадлежащими одному этапу осадконакопления (одному региональному осадочному циклу), — не должны сме-

шиваться с отношениями межэтапными — между образованиями различных этапов осадконакопления (различными региональными осадочными циклами). Первые из них (внутриэтапные), в каком бы направлении они ни проявлялись, в горизонтальном или вертикальном, представляют *взаимоотношения фациальные* — между фациями одного фациального комплекса; вторые же (межэтапные), проявляющиеся восновном в вертикальном разрезе, — *отношения геостратиграфические*, т. е. взаимоотношения самостоятельных, независимых геостратиграфических единиц.

Как части, элементы, литостратиграфические единицы выступают, таким образом, лишь по отношению к той геостратиграфической единице, в составе которой они выделяются в качестве фаций. Поскольку в каждой из геостратиграфических единиц выделяются свои фации, отражающие особенности состава и строения именно данной геостратиграфической единицы, фациальная структура геостратиграфических единиц оказывается весьма важным признаком, определяющим их стратиграфическую самостоятельность.

Установление характера взаимоотношений — фациальных или геостратиграфических — между простыми, однородными по составу геологическими телами (литостратиграфическими единицами) имеет большое методическое значение. Оно позволяет решить — к одной или разным геостратиграфическим единицам следует относить те или другие простые геологические тела — и тем самым выделить в толще исследуемых отложений эти геостратиграфические единицы и отвечающие им этапы геологического развития.

Выявление геостратиграфических единиц всегда требует широких региональных исследований. При наблюдении слоев в одном пункте (обнажении, скважине) или в ограниченном по площади районе установить характер взаимоотношений — фациальный (внутриэтапный) или геостратиграфический (межэтапный) — сменяющих друг друга в вертикальном разрезе литостратиграфических единиц, как правило, невозможно. Достаточно определенно он устанавливается лишь при выяснении латеральных взаимоотношений тех же литостратиграфических единиц, что требует уже их более широкого, площадного изучения. В связи с этим на начальной стадии исследования геолог различает обычно лишь взаимоотношения в пространстве — фациальные — и взаимоотношения в разрезе — стратиграфические. Только в дальнейшем, с выяснением общей фациальной структуры исследуемых слоев, он получает возможность различать среди последних взаимоотношения литостратиграфические (фациально-стратиграфические, внутриэтапные) и взаимоотношения геостратиграфические (межэтапные).

Геостратиграфические единицы — единицы *историко-геологические*. Они могут включать толщи пород любого состава и происхождения, объединение которых в одно целое определяется не сходством их состава и не общностью процесса их образования (генезиса), а их формированием в *конкретном геологическом бассейне на одном этапе его развития*. Сонахождение толщ горных пород, составляющих геостратиграфическую единицу, обусловлено, следовательно, *условиями места и времени их формирования*.

Труднее определить содержание понятия «этап развития», «этап формирования» по отношению к интракрустальным (интрузивным) образованиям. И еще труднее выявить практические критерии выделения подобных этапов. Это приводит к тому, что по отношению к интрузивным породам историко-геологическое исследование строится большей частью на базе выделения литостратиграфических (петростратиграфических) единиц. Однако и к интрузивным образованиям приложимы частично те общие критерии выделения этапов развития, которые с успе-

хом применяются при изучении суперкрустальных толщ. Интрузивные образования одного этапа развития (этапа интрузивной деятельности) также слагают, в частности, более или менее сложные фациальные комплексы, в которых тела однородного состава играют роль элементов — различных фаций данного интрузивного комплекса (рис. 8).

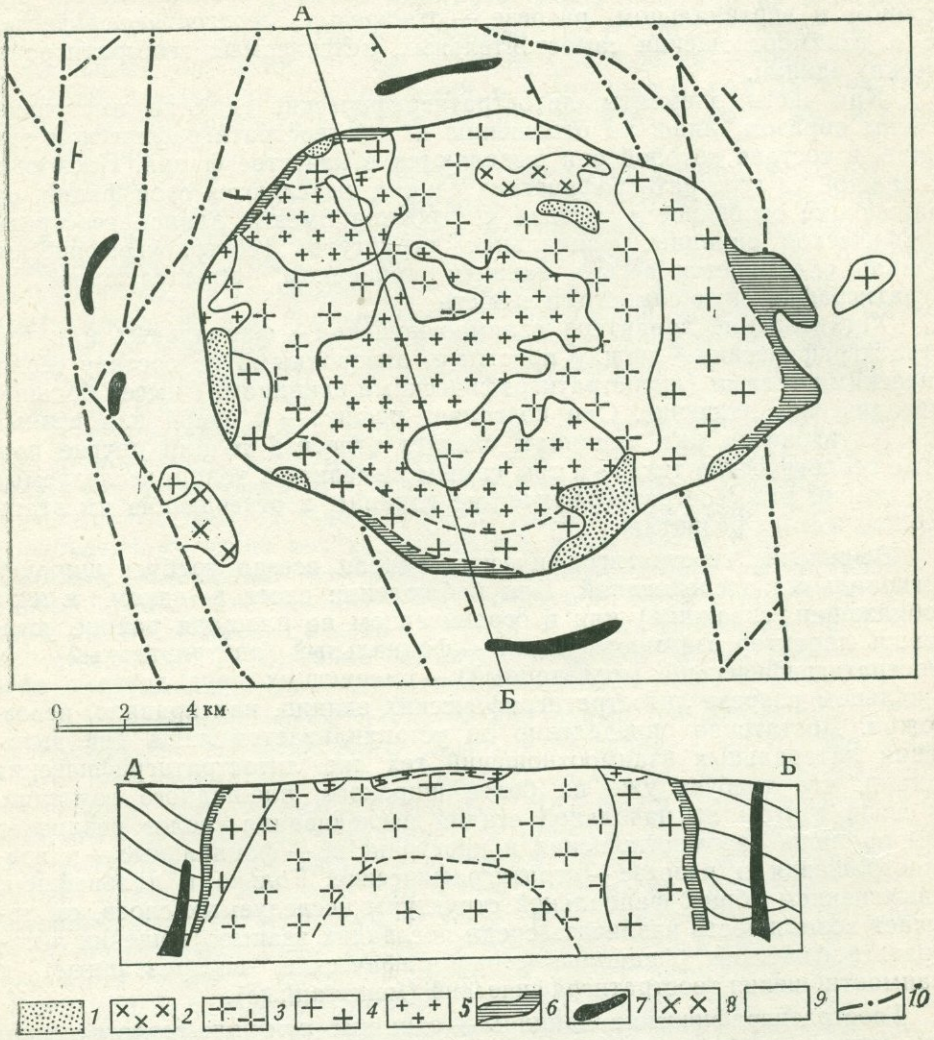


Рис. 8. Геологическое строение Кувского массива. По Курчавову, 1968, упрощено:

1 — жильные граниты неравномернозернистые; *2* — мелко-среднезернистые порфировидные граниты дополнительной интрузии; *3* — жильные граниты резко порфировидные; *4—6* — фации главной интрузивной фазы: *4* — аляскитовые средне-крупнозернистые граниты, *5* — порфировидные граниты апикальной части интрузии, *6* — мелкозернистые граниты зоны закалки; *7* — дайкообразные сателлиты интрузии; *8* — гранодиориты; *9* — вмещающие суперкрустальные образования; *10* — разломы

Основные критерии выделения геостратиграфических единиц

Задача выделения геостратиграфических единиц сводится в основном к решению вопроса — какие из выделяющихся в данном районе не-

посредственно граничащие друг с другом элементарные стратиграфические единицы принадлежат одной геостратиграфической единице, а какие — различным?

Согласно представлениям о геостратиграфической единице как о региональном осадочном цикле, с одной стороны, и как о фациальном комплексе — с другой, ответ на этот вопрос будет определяться, во-первых, принадлежностью выделенных литостратиграфических единиц к одному или различным этапам (циклам) осадконакопления; во-вторых, характером взаимоотношений — внутриэтапных (фациально-стратиграфических) или межэтапных (геостратиграфических) — тех же литостратиграфических единиц.

Попробуем уяснить себе возможные пути решения данного вопроса на некоторых конкретных примерах.

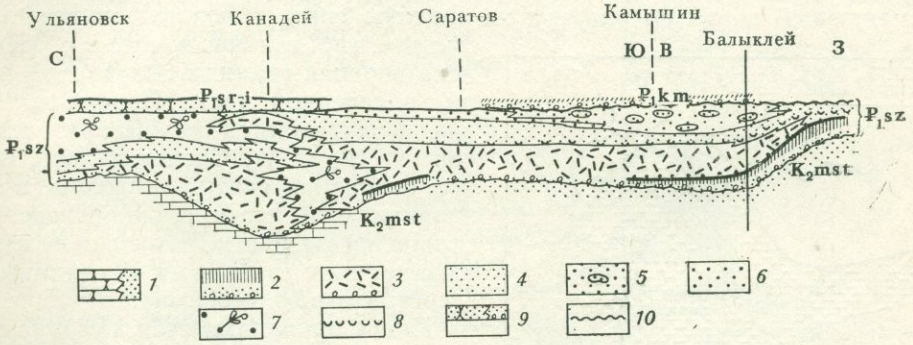


Рис. 9. Схема строения сызранского цикла (свиты) Поволжья:

1 — маастрихт (мел, глауконитовые пески и песчаники); *2* — березовские слои и слои Белогродни (глауконитовые пески и песчаники, базальный конгломерат); *3* — опоки, диатомиты, опоковидные песчаники нижнесызранских слоев; *4* — глауконитовые пески и песчаники верхнесызранских слоев; *5* — пески с «караваями»; *6* — кварцевые пески и песчаники с морскими ископаемыми; *7* — кварцевые пески и песчаники с остатками наземных растений; *8* — устричные банки; *9* — базальные слои камышинского цикла (свиты); *10* — границы размыва

На рис. 9 приведена схема строения сызранской свиты — одной из геостратиграфических единиц, выделяющихся в разрезе палеогеновых отложений Поволжья. Схема показывает строение сызранской свиты почти для всей области ее распространения, общая протяженность которой (с севера на юг) достигает почти 1000 км (рис. 10). Средняя мощность свиты составляет около 100 м.

Как видно из схемы, сызранская свита слагается разнообразным по составу комплексом преимущественно песчаных и кремнистых пород, в основном морского, но отчасти также континентального происхождения. Слои различного состава сменяют друг друга как по вертикали, так и по площади, и отдельные их толщи в различных районах Поволжья выделяются под различными названиями в качестве самостоятельных литостратиграфических единиц. Последние обозначаются здесь обычно как слои. В большинстве входящих в состав сызранской свиты литостратиграфических единиц (слоев) встречаются органические остатки — преимущественно брюхоногих и двустворчатых моллюсков, иногда также остатки наземных растений.

Основание сызранской свиты повсеместно отмечено следами размыва и перерыва в накоплении осадков. Аналогичный характер имеет большей частью и верхняя граница свиты. Границы эти резкие, неровные и волнистые: породы, подстилающие сызранскую свиту, без како-

то-либо перехода сменяются ее базальными слоями. В основании сызранской свиты располагается обычно слой грубозернистого конгломератовидного песчаника с галькой подстилающих пород. Подобный же базальный слой с галькой пород сызранской свиты залегает в основании перекрывающих ее отложений камышинской свиты. Никакого фациального замещения пород сызранской свиты породами подстилающих и покрывающих ее слоев не отмечается. Нижняя граница свиты проявляется, наконец, резким изменением литологического характера пород, а также органических остатков. У верхней границы свиты аналогичные изменения выражены значительно слабее.

Перечисленные выше признаки единодушно истолковываются в том смысле, что начало формирования слоев сызранской свиты отвечает началу нового этапа (цикла) осадконакопления. Аналогичным образом истолковываются и признаки нижней границы камышинской свиты, сменяющей вверх по разрезу сызранскую свиту в южной части Поволжья (правая часть схемы). Менее ясна верхняя граница сызранской свиты в северной части Поволжья, где она перекрывается нижнесаратовской свитой (P_1 sr. i). Следовательно, есть все основания считать нижнюю, а на значительной части площади распространения сызранской свиты и ее верхнюю границу границами межэтапными (геостратиграфическими).

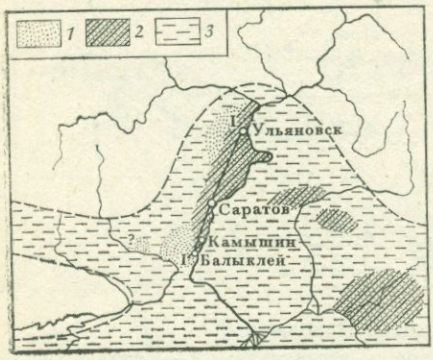


Рис. 10. Фации палеоцена Русской плиты. По Страхову, 1948:

1 — пески; *2* — переслаивание песчаников, глин и опок; *3* — предполагаемое распространение моря; *I—I* — линия фациального профиля, изображенного на рис. 9

Иначе проявляют себя как в разрезе, так и на площади внутриэтапные границы — между различными подразделениями (слоями) сызранской свиты. В вертикальном сечении (в разрезе), где эти границы непосредственно наблюдаются, они выражены очень нечетко. Переходы между литологически различными слоями постепенные, через слои промежуточного состава, которые занимают заметную часть общей мощности разреза. Если даже эти границы резкие — переход быстрый, без заметного промежуточного слоя, — то они не сопровождаются все же следами размыва и перерыва в осадконакоплении. Иногда, правда, следы размыва наблюдаются и вдоль внутриэтапных границ, но они имеют ограниченное значение, отражая лишь местные эпизоды в общем процессе формирования свиты.

На определенной части площади распространения свиты некоторые из внутриэтапных границ оказываются относительно ровными и резкими и сохраняют подобный характер на значительном расстоянии (например, на участке Саратов — Камышин). При изучении лишь таких участков создается впечатление межэтапного (геостратиграфического) характера подобных границ и соответственно принадлежности разделяющихся ими толщ слоев к различным геостратиграфическим единицам (свитам, этапам осадконакопления). Именно как геостратиграфические эти, внутриэтапные в действительности, границы и воспринимались на первой стадии изучения рассматриваемых отложений. Но прослеживание их на более широкой площади показало, что в других районах распространения сызранской свиты слои, разделяющиеся этими границами, фациально замещают друг друга и что, следовательно, они являются в целом не геостратиграфическими, а фациально-стратиграфическими.

На этом примере мы сталкиваемся с упоминавшимся уже весьма важным положением стратиграфии: характер стратиграфических границ — внутриэтапный (фациально-стратиграфический) или межэтапный (геостратиграфический) — может быть установлен лишь при охвате изучением достаточно большой части площади соответствующего региона, т. е. только при региональном но не местном масштабе стратиграфического исследования.

Данное положение не исключает возможности предварительных заключений о характере стратиграфических границ и при исследовании ограниченного, местного масштаба и даже единичного разреза. Постепенный переход между слоями различных литостратиграфических единиц в разрезе всегда указывает на возможность их фациального взаимозамещения на площади. И, наоборот, резкость границы и особенно присутствие на ней следов размыва и перерыва в накоплении осадков говорят скорее о ее межэтапном характере. Но окончательное суждение может быть вынесено лишь при прослеживании данной стратиграфической границы на более широком пространстве.

Далеко не во всех случаях картина взаимоотношений исследуемых литостратиграфических единиц оказывается достаточно ясной для решения вопроса о принадлежности их к одному или различным этапам осадконакопления. Даже по отношению к сызранской свите, фациальная структура которой проявляется очень отчетливо, вопрос о ее границах долгое время решался различно.

Как видно из рис. 9, на значительной части области распространения сызранской свиты (участок Саратов — Камышин) в ее составе четко выделяется несколько толщ слоев: опок и диатомитов внизу, глауконитовых песков и песчаников в средней части, кварцевых песков и песчаников вверху. Фациальный (фациально-стратиграфический, внутриэтапный) характер взаимоотношений этих толщ слоев на данном участке достаточно ясно не проявляется. Именно изучение данного участка и привело первоначально к выделению в толще слоев, отвечающих сызранской свите, нескольких самостоятельных стратиграфических единиц. Фациальный характер взаимоотношений последних отчетливо проявляется лишь в юго-западной части области распространения сызранской свиты (к западу от Балыклея) и лишь после изучения этого участка (в 20-х годах, Е. В. Милановским) объем сызранской свиты как фациального комплекса, отвечающего представлению о региональном осадочном цикле, определился в его современном виде. Но если бы на данном участке отложения сызранской свиты были размыты, то вопрос об объединении в одну геостратиграфическую единицу упоминавшихся выше слоев участка Саратов — Камышин вряд ли смог бы получить однозначное решение лишь на основе анализа характера их взаимоотношений.



Рис. 11. Циклы палеогена Поволжья. По Мазаровичу, 1937

Относительно быстрая смена фаций свойственна окраинным частям региональных осадочных циклов. Но эти окраинные части наиболее лег-

ко подвергаются последующей денудации и исключаются тем самым из сферы геологического исследования. Центральные же части осадочных циклов, как правило, значительно более обширные, чем их окраинные участки, сохраняются полнее и лучше, и именно они в первую очередь оказываются объектом стратиграфического изучения. Но здесь геолог видит правильно наслоенные толщи различного литологического состава, характер взаимоотношений которых не раскрывает еще в полной мере значения внутриэтапного или межэтапного — их стратиграфических границ.

Важную роль в решении этого вопроса играет анализ строения всей последовательности слоев исследуемого региона. Подобный анализ позволяет наметить схему естественной периодизации истории формирования последовательности слоев и выявить характерные черты этапов (циклов) осадконакопления, отвечающих данной последовательности.

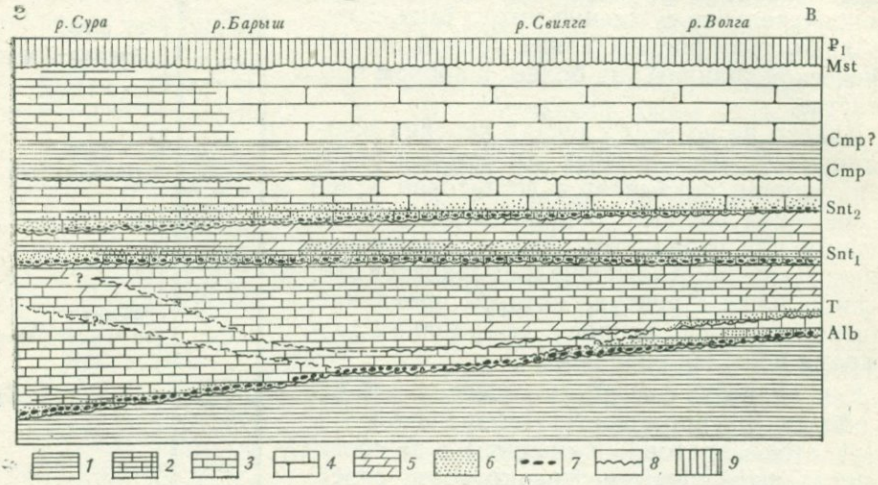


Рис. 12. Схема фациальных изменений и стратиграфических соотношений верхнемеловых отложений Ульяновского Поволжья от Суры до Волги. По Милановскому:

1 — глины; *2* — мергелистые глины и глинистые мергели; *3* — мергели; *4* — мел; *5* — кремнистые мергели; *6* — песчано-глауконитовые породы; *7* — фосфориты; *8* — границы размыва; *9* — опоки палеоцена. Mst — маастрихтский ярус, Cmp — кампанский ярус, Snt — сантонский ярус, T — туронский ярус, Alb — альбский ярус

В палеогене Поволжья намечается возможность выделения ряда однотипно построенных комплексов слоев — циклов (рис. 11). Наиболее древнему из них отвечает сызранская свита. Все палеогеновые циклы Поволжья построены асимметрично. Их строение указывает на быстрое погружение, за которым в преобладающей центральной части бассейна устанавливается обстановка накопления относительно глубоководных глинистых и кремнистых осадков (в сызранской свите — опок и диатомитов). Затем наступает медленное прогрессирующее обмеление, в условиях которого накапливаются песчаные породы верхней части цикла. Нижняя их часть представлена морскими образованиями; верхняя же, в некоторых циклах, в частности сызранском, — континентальными, с остатками наземных растений. Завершаются циклы поднятием, с которым связан перерыв в осадконакоплении и некоторый размыв ранее образовавшихся осадков. Затем наступает новое резкое погружение и в следующем цикле повторяется в общих чертах рассмотренный выше ход событий. Отвечающее ему строение палеогеновых циклов Поволжья сильно отличается от «классической» схемы осадочного цикла

(см. рис. 7), которая трудно к ним приложима. Но выявление конкретного типа строения данной последовательности циклов позволяет вполне уверенно подойти к решению вопроса о внутриэтапном или межэтапном характере тех или других стратиграфических границ. На этой общей основе решается, в частности, и вопрос о принадлежности к одному региональному осадочному циклу всех литостратиграфических компонентов сызранской свиты.

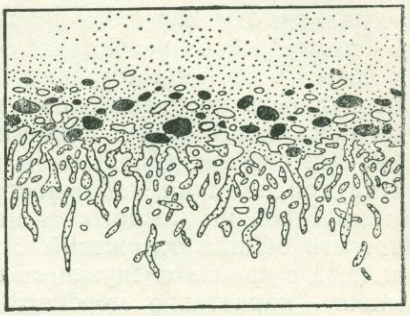


Рис. 13. Граница перерыва с ризолитами. По Милановскому, 1928. Черное — зерна фосфорита

Иной характер не только по составу (в основном карбонатному), но и по строению имеют осадочные циклы **верхнемеловых отложений Поволжья**, формирование которых непосредственно предшествовало формированию палеогеновых циклов (рис. 12). В них резко преобладает главная фация. Цикличность же процесса осадконакопления проявляется в периодическом повторении своеобразных маломощных «горизонтов перерыва». Последние налегают на неровную, как бы раздробленную, но в то же время уплотненную (окремненную) поверхность подстилающих отложений, вдаваясь в них неправильными корневидными отростками — ризолитами (рис. 13). Сами «горизонты перерыва» обога-

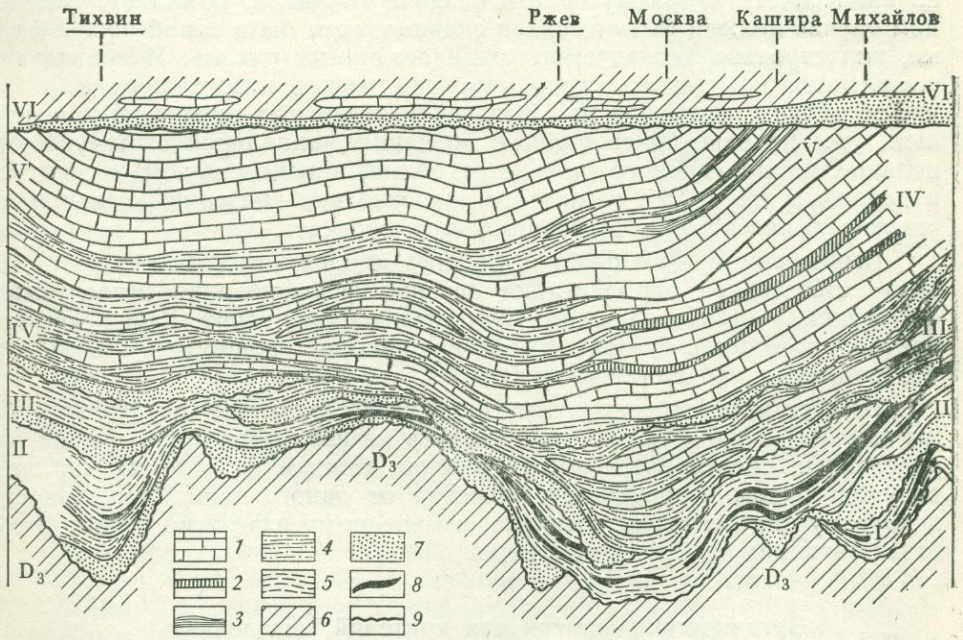


Рис. 14. Схема строения нижнекаменноугольных отложений по линии городов Тихвин — Москва — Михайлов. По Швецову, 1938, схематизировано:

I—VI — последовательный ряд свит нижнекаменноугольных отложений; *1* — нормальные морские известняки; *2* — известняки с ризойдами стигмарий и следами осушения; *3* — морские глины; *4* — песчано-глинистые отложения (чередование прибрежно-морских и континентальных отложений); *5* — песчано-глинистые породы с залежами боксита и линзами угля; *6* — песчано-глинистые породы, морские, но без фауны; *7* — пески, преимущественно континентальные; *8* — угли; *9* — границы размыва

щены обычно зернами глауконита и нередко фосфорита. Вверх по разрезу, на протяжении нескольких десятков сантиметров, они постепенно сменяются породами того цикла, базальными слоями которого они являются.

Интересный пример последовательности региональных осадочных циклов выявлен также в толще нижнекаменноугольных отложений центральной части Русской плиты (рис. 14). В этих циклах, в латеральном направлении, на протяжении до 800 км фациальная изменчивость проявляется слабо и не закономерно. В каждом цикле резко преобладает одна или две главные фации, которыми на всем их 800-километровом протяжении данные циклы и слагаются. Совокупность представленных на рис. 14 циклов образует один крупный цикл, построенный аналогично слагающим его элементарным циклам. Эти последние построены асимметрично. Но асимметрия здесь обратна той, которая наблюдается в палеогеновых циклах Поволжья. На протяжении каждого из циклов здесь идет постепенное усиление морского облика отложений. Эта тенденция резко обрывается в конце цикла, а с начала следующего цикла возобновляется. Аналогичная тенденция — нарастание морского элемента в отложениях — проявляется и в последовательности большей части рассматриваемых циклов. Начиная со второго из них, которому отвечает угленосная (продуктивная) свита, каждый последующий цикл по отношению к предыдущему оказывается все более морским. В конце же последнего, наиболее морского цикла данной серии (V) резкое поднятие заканчивает как этот последний элементарный цикл, так и основной крупный цикл, объединяющий данную серию элементарных циклов.

Приведенные примеры показывают, что было бы неправильно при выделении конкретных региональных осадочных циклов ориентироваться на «классическую» схему-модель осадочного цикла. В каждом отдельном случае должен быть выявлен сначала, хотя бы в самой общей форме, тип строения исследуемого ряда осадочных циклов. И только эта выявленная конкретная схема строения может использоваться в качестве общего ориентира при выделении отдельных циклов. В дальнейшем, уже на базе более полного познания фациальной структуры отдельных циклов данного ряда, этот общий ориентир будет уточняться и видоизменяться. Тем самым его значение как критерия региональностратиграфического расчленения будет возрастать.

Выделение региональных осадочных циклов, которым решается задача естественной периодизации истории формирования исследуемых отложений, — весьма сложная многоэтапная процедура. В ней неоднократно приходится от частного возвращаться к общему и наоборот, контролируя и уточняя одно другим.

Во всех рассмотренных нами случаях региональные осадочные циклы сходного типа строения проявлялись не изолированно, а в виде определенных последовательностей циклов, каждая из которых характеризуется рядом особенностей. Переход от одного типа цикличности к другому определяется, очевидно, изменениями в режиме развития соответствующих блоков земной коры.

Органические остатки как критерий выделения геостратиграфических единиц

Роль органических остатков при выделении геостратиграфических единиц может быть сведена к трем основным случаям.

Нередко органические остатки, даже обильные, играют ту же роль, что и литологические признаки отложений. Подобный случай представляет, в частности, сызранская свита Поволжья. В различных

толщах сызранской свиты органические остатки (брюхоногих и двустворчатых моллюсков, диатомовых водорослей, наземных растений) достаточно широко распространены. Их использование наряду с литологическими признаками отдельных слоев привело первоначально к выделению не сызранской свиты, в ее современном виде, а нескольких самостоятельных стратиграфических единиц, каждой из которых приписывался особый геологический возраст. Дальнейшее изучение показало, однако, что комплексы ископаемых моллюсков, приуроченные к различным толщам сызранской свиты, подвержены таким же фациальным изменениям, как и вмещающие их породы. Очевидно, состав этих комплексов зависел от условий среды их существования и менялся с изменением этих условий. Заметных же эволюционных изменений компонентов этих комплексов за время формирования сызранской свиты не установлено. Подобные комплексы ископаемых называют обычно фациальными. Для понимания характера взаимоотношений тех толщ слоев сызранской свиты, в которых они заключены, они дают не больше, чем литологические признаки этих слоев.

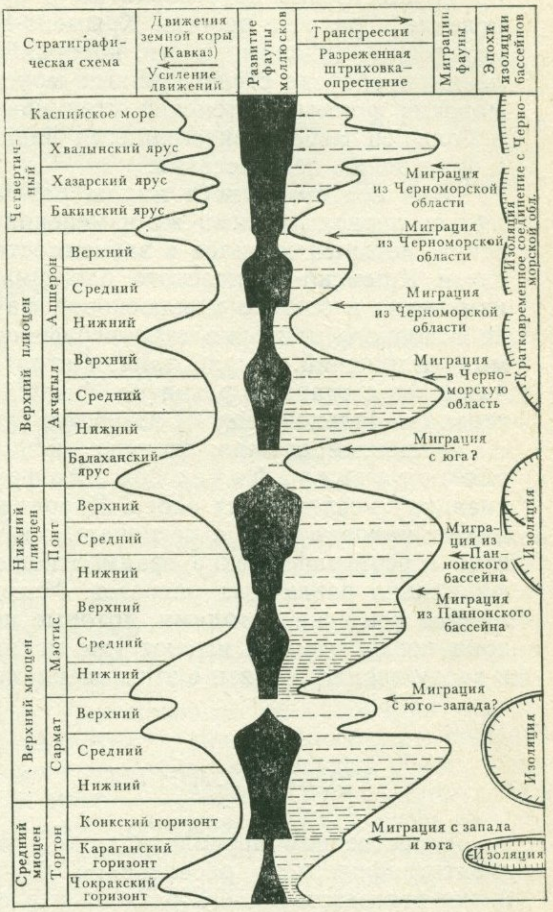


Рис. 15. Схема геологического развития верхнетретичных бассейнов Крымско-Кавказской области. По Колесникову

В других, значительно более редких случаях, состав органических остатков, наоборот, оказывается ярким показателем геологической истории бассейна. Весьма интересным и поучительным примером в данном отношении являются периодизация истории формирования и отвечающее ей стратиграфическое расчленение **неогеновых отложений Крымско-Кавказской области**, осуществленное плеядой русских исследователей — Н. А. Андрусовым, В. П. Колесниковым, Л. Ш. Давиташвили и др.

Примерно с середины миоцена в области современного Черного и Каспийского морей образовался огромный внутренний морской бассейн. Этот бассейн претерпел длительное и сложное развитие; он неоднократно менял свои очертания и размеры, неоднократно терял и снова возобновлял связь с открытым морем, неоднократно менялся его гидрологический режим, который то приближался к режиму нормального морского бассейна, то характеризовался значительным опреснением. В пределах этого бассейна, особенно в его центральной части, осадконакопление в течение всего миоцена шло почти непрерывно. В результате образовалась мощная толща довольно однообразных по составу, преимущественно глинистых, отложений.

Отсутствие отчетливых следов перерывов и однообразие литологического состава затрудняли и затрудняют до настоящего времени использование этих признаков для стратиграфического расчленения рассматриваемых отложений. Зато большие возможности в данном отношении дает распределение в их толще остатков различных ископаемых, преимущественно двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Их распределение в разрезе неогена Крымско-Кавказской области подчинено определенной закономерности, которая выражается в многократном появлении в разрезе стеногалинных морских видов. Вверх по разрезу эти морские формы постепенно утрачивают свое значение, замещаясь все в большей мере эвригалинными видами, легко приспосабливавшимися к опреснению вод бассейна.

Эти повторяющиеся циклы развития моллюсковой фауны определялись периодическими же изменениями гидрологического режима бассейна, который менялся в зависимости от установления и прекращения связи Крымско-Кавказского бассейна с Мировым океаном. Подобные изменения в составе моллюсковой фауны были использованы в качестве основного критерия стратиграфического расчленения рассматриваемых отложений. Выработанная стратиграфическая схема хорошо увязывалась с этапами развития Крымско-Кавказского бассейна и способствовала дальнейшему их изучению (рис. 15).

Наиболее обычно, наконец, использование органических остатков для стратиграфической корреляции (геологической синхронизации) исследуемых слоев. Корреляция палеонтологическим методом играет важную роль в региональной стратиграфии, помогая устанавливать стратиграфические взаимоотношения удаленных друг от друга и фациально различных разрезов. Методы региональной корреляции являются теми же методами, которые используются в геологической геохронологии, где они играют уже исключительную, определяющую роль и заслуживают в связи с этим специального рассмотрения.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Естественная периодизация и отвечающая ей схема региональностратиграфического расчленения дают представление об этапах развития соответствующего региона и в определенных пределах о его геологической истории в целом. Но это представление всегда оказывается неполным в силу его немасштабности. Остается неизвестной продолжительность эпох формирования выделенных регионально-стратиграфических единиц и отвечающих им типов развития. Очевидно в то же время, что эта продолжительность может (и должна в общем случае) быть различной. Но степень этого различия также остается неизвестной.

Кроме того, эпохи формирования многих регионально-стратиграфических единиц разделяются перерывами, часто весьма продолжительными, в течение которых никаких геологических образований в данном регионе не накапливалось. Наличие подобных перерывов в ряду регионально-стратиграфических единиц по характеру их взаимоотношений может быть выявлено. Но их продолжительность в общем случае установить невозможно. Поэтому стратиграфическое (регионально-стратиграфическое) исследование должно дополняться исследованием геохронологическим, в ходе которого должна быть определена как продолжительность выделяемых в данном регионе этапов развития, так и разделяющих эти этапы «пустых» промежутков. Геохронология обеспечивает, наконец, возможность сопоставления этапов отдельных регионов и выявления более общих, вплоть до планетарных, этапов развития земной коры.

Установление хронологии исторических событий предполагает наличие определенной *системы летосчисления* (хронологической шкалы), согласно которой может осуществляться их (исторических событий) хронологическая датировка. В геологии используются в настоящее время две независимые системы летосчисления, одна из которых известна как относительная геохронология, а другая — как абсолютная геохронология. Старейшей из них, до недавнего времени бывшей вообще единственной, является относительная геохронология. Абсолютная геохронология возникла в начале нашего века и лишь в последние два-три десятка лет стала широко внедряться в практику геологических исследований. Поскольку абсолютная геохронология является для геологии чисто служебной областью исследования, удобнее сначала остановиться на ней, а затем уже на геохронологии относительной, тесно связанной методически с другими сторонами геологического исследования.

Абсолютная геохронология

Абсолютная геохронология — это хронология, использующая обычную астрономическую систему летосчисления, основной единицей которой является год — период обращения Земли вокруг Солнца. Поскольку основная единица масштаба времени этой системы летосчисления — астрономический год — считается неизменной («абсолютной») по своей продолжительности, она (данная система летосчисления) получила в геологии название «абсолютная».

Попытки определить как общую продолжительность геологической жизни Земли, так и отдельных ее отрезков в единицах астрономической системы летосчисления — годах предпринимались неоднократно. М. В. Ломоносов был одним из первых естествоиспытателей, ясно представлявших себе огромную продолжительность земной истории. Только лишь время, истекшее с тех пор, как в северных странах существовали мамонты, определялось Ломоносовым на основании некоторых исторических и астрономических данных цифрами порядка 40 000 лет. Современник же Ломоносова, немецкий ученый Леман полагал, что изученные им пласты пород, слагающие горы Гарца и Тюрингии, отложились все сразу во время описываемого в Библии всемирного потопа. Другой современник Ломоносова, известный французский натуралист Бюффон определил общую продолжительность жизни Земли в 74 800 лет.

Представление о значительной продолжительности истории Земли укрепилось в геологии лишь в середине XIX в. под влиянием работ Ч. Лайеля и Ч. Дарвина. Долгое время, однако, это представление оставалось весьма общим и неопределенным.

Во второй половине XIX в. многие ученые пытались оценить продолжительность тех или иных отрезков геологического времени на основе астрономической системы летосчисления. При этом использовались различные физические, геологические и даже биологические методы. Все эти многочисленные и разнообразные методы не дали сколько-нибудь полноценных результатов, которые или не выходят за рамки определения отдельных частных эпизодов геологической жизни Земли, или в подавляющем большинстве случаев вообще мало надежны, так как базируются на спорных гипотетических предположениях.

Так, еще в 1862 г. английский физик В. Томсон исходя из представления о прежнем расплавленном состоянии земной коры и последующем ее затвердевании и охлаждении определил возможную продолжительность существования твердой земной коры в 20—400 млн. лет с наиболее вероятным пределом от 98 до 200 млн. лет.

Наибольшего внимания заслуживает метод, известный как метод Де Геера, использующий сезонную слоистость ленточных глин — осадков предледниковых озер четвертичного времени. Слоистость ленточных глин отражает годичный цикл осадконакопления и позволяет определить абсолютную (в годах) продолжительность времени их образования.

Ленточные глины и подобные им образования, слоистость которых связана с теми или другими астрономическими циклами (годовыми, 11-летними, 33-летними и др.), представляют собой важные геологические документы, ибо они позволяют довольно точно определить абсолютную продолжительность некоторых частных событий в истории Земли. Но эти документы встречаются редко и не могут служить основой использования в геологии астрономической системы летосчисления, в связи с чем до последнего времени эта система в геологии практически не применялась.

Возможность ее использования появилась лишь в начале нашего века, с зарождением радиогеологии, которая в настоящее время бурно развивается. Количество определений абсолютного возраста горных пород радиометрическими методами, основанными на данных по радиоактивному распаду радиогенных изотопов, быстро возрастает, в связи с чем абсолютная система летосчисления получает в геологии все большее распространение и значение.

Сущность *радиометрических* методов относительно проста. Многие химические элементы имеют неустойчивые изотопы, подверженные радиоактивному распаду, которые в результате этого распада превращаются в стабильные изотопы другого элемента, являющегося конечным продуктом распада. Процесс радиоактивного распада — процесс физический, протекающий самопроизвольно с постоянной скоростью, не зависящей от каких-либо осуществимых в эксперименте внешних воздействий.

Скорость радиоактивного распада устанавливается экспериментально и выражается через период полураспада — промежуток времени, в течение которого распадается половина атомов наличного количества радиоактивного изотопа. Для многих изотопов периоды полураспада очень велики (миллиарды лет) и вполне соизмеримы и даже превышают общую продолжительность геологической жизни Земли. Для тория (^{232}Th), например, период полураспада равен 13,9 млрд. лет, а для урана (^{238}U) — 4,51 млрд. лет.

В настоящее время для определения абсолютного возраста используется ряд радиоактивных превращения. Главнейшее из них:

материнский радиоактивный изотоп		конечные продукты распада
^{238}U	——→	$8^{4}He + ^{206}Pb$
^{235}U	——→	$7He + ^{207}Pb$
^{232}Th	——→	$6He + ^{208}Pb$
^{40}K	——→	^{40}Ar
^{87}Rb	——→	^{87}Sr

При постоянной и известной (определенной лабораторным путем) скорости распада количество продуктов распада (гелия, свинца, аргона, стронция) будет зависеть от количества исходного радиоактивного вещества и длительности времени, в течение которого в данном конкретном случае протекал распад.

Допуская, что в исследуемом объеме минерала полностью сохранились как остаточное количество материнского радиоактивного изотопа, так и продукты его распада и что в тот же объем минерала не попало вещество того же состава извне, можно путем соответствующих

вычислений определить длительность времени, в течение которого данное количество продуктов распада должно было накопиться. Допуская дальше, что начало распада отвечает моменту образования (кристаллизации) минерала, заключающего материнский радиоактивный изотоп, мы определим абсолютный (радиометрический) возраст исследуемого минерала.

К настоящему времени изучение радиометрического возраста различных минералов и горных пород развилось в самостоятельную науку — радиогеологию. Радиогеология использует целый арсенал точных физико-химических методов исследования и математических методов обработки последних. Эти исследования уже достигли большой степени точности и продолжают совершенствоваться и расширяться. Однако практическое использование определений радиометрического возраста пород встречает нередко большие трудности, так как эти определения, точные сами по себе, вступают в противоречие с имеющимися геологическими данными.

Правильное (в пределах точности метода) определение радиометрического возраста возможно лишь при соблюдении двух условий: во-первых, полного сохранения в исследуемом объеме минерала конечного продукта распада и остаточного количества материнского радиоактивного вещества; во-вторых, отсутствия привноса вещества того же состава извне. Данный минерал должен представлять, следовательно, замкнутую систему, из которой ничего не выносится и в которую ничего не проникает. В природе на протяжении длительной и богатой различными воздействиями (тектоническими, метаморфическими и др.) жизни радиоактивного минерала эти условия часто не соблюдаются. Замкнутость «радиоактивной системы» нарушается. Из нее может исчезнуть часть продуктов распада (особенно таких подвижных, как аргон или гелий) или, наоборот, в нее могут проникнуть извне вещества, отвечающие по составу ее компонентам. В первом случае радиометрический возраст по сравнению с действительным окажется омоложенным, в втором — одревленным.

Одним из важных факторов, вызывающих омоложение радиометрических датировок в пределах отдельных блоков земной коры, является, по-видимому, резкое и значительное воздымание этих блоков. В результате воздымания верхняя часть блока срезается денудацией, а на поверхности оказываются его ранее глубоко погруженные слои. Приуроченные к последним радиоактивные минералы из зоны относительно высоких температур и давлений, в которой система радиоактивного распада оставалась открытой, переносятся в зону пониженных температур и давлений, где та же система становится уже замкнутой. На определенном *«критическом уровне»* происходит тем самым как бы *включение радиоактивных часов*, отсчет которых с этого критического момента и дает нам представление о радиометрическом возрасте пород соответствующего блока.

Определить в ходе исследования, была ли исследуемая «радиоактивная система» замкнутой или открытой, а если открытой, то в какой мере, невозможно. Поэтому в определении радиометрического возраста огромную роль играет взаимный контроль как повторными определениями одним методом, так и определениями возраста того же образца другими радиометрическими методами. Но еще более важен при этом контроль со стороны геологических данных.

В настоящее время стало совершенно очевидным, что практическое применение радиометрических данных становится эффективным только при условии жесткого объективного геологического контроля. При отсутствии подобного контроля использование радиометрических датировок приводит нередко к неверным искусственным построениям.

Наиболее широко радиометрическая геохронология применяется при изучении древнейших — докембрийских — образований, на которые относительная геохронология практически не распространяется. И именно здесь проявляется главным образом как огромное значение абсолютной геохронологии, так и ее слабые стороны.

По отношению к более молодым образованиям радиометрические данные позволили прежде всего наполнить определенным (масштабным) хронологическим содержанием международную геохронологичес-

Таблица 1

Геологическая и радиометрическая шкалы времени

Геологическое летосчисление		Радиометрическое летосчисление	
Эры и их продолжительность, млн. лет	периоды	длительность периодов, млн. лет	датировка рубежей, млн. лет
Кайнозойская KZ 67	четвертичный Q	1	1
	неогеновый N	25	26
	палеогеновый P	41	67
Мезозойская MZ 173	меловой K	70	137
	юрский J	58	195
	триасовый T	45	240
Палеозойская PZ 330	пермский P	45	285
	каменноугольный C	55	340
	девонский D	70	410
	силурийский S	30	440
	ордовикский O	60	500
	кембрийский $\in$	70	570 (600)
Протерозойская PR 1900			2500
Архейская AR 1500—2000 (?)			

кую шкалу. К настоящему времени в результате многократных определений и их многократного уточнения продолжительность основных подразделений международной геохронологической шкалы — периодов, отчасти также эпох — может быть выражена в годах. Соответствующие данные, принятые в нашей стране на 1964 г., приведены в табл. 1. Есть основания думать, что эти данные существенным образом уже не изменятся.

Относительная геохронология

Относительная геохронология является специфической геологической системой летосчисления. Она возникла на базе региональных стратиграфических данных и сохраняет тесную связь с этими данными и столь же тесную от них зависимость.

Геологическая, как мы ее будем называть в дальнейшем, геохронология опирается на данные по геологической истории некоторых, небольших участков земной коры, относящихся в основном к странам Средней Европы. Продолжительность этапов геологического развития этих участков была принята за меру общих геохронологических подразделений, а последовательность тех же этапов составила международную геохронологическую шкалу, которая с конца прошлого века стала использоваться в качестве общей системы геологического летосчисления.

К настоящему времени международная шкала разработана весьма детально. Она включает подразделения четырех-пяти соподчиненных рангов: эры (наиболее крупные), периоды, эпохи, века и еще более дробные — времена или фазы, в отношении понимания которых единства мнений пока не достигнуто. Совокупность геологических образований, сформировавшихся на протяжении отрезков времени, отвечающих этим хронологическим подразделениям, называют соответственно группами, системами, отделами (или сериями), ярусами и подъярусами (соответствуют временам) или хронозонами (соответствуют фазам).

Подразделения времени (эры, периоды и др.) называют геохронологическими, а отвечающие им совокупности геологических образований — хроностратиграфическими. Часто говорят о наличии двух шкал: геохронологической и хроностратиграфической. Подобное мнение неосновательно. Шкала в данном случае одна — геохронологическая. Двойная же номенклатура ее подразделений лишь упрощает способ выражения — вместо того чтобы сказать «образования силурийского периода», мы просто говорим «силурийская система». Когда же мы говорим «силур» или «юра», то мы имеем в виду и время, и толщи пород, которые за это время сформировались.

Стремление видеть в международной геохронологической шкале одновременно и геохронологическую, и стратиграфическую системы классификации является пережитком периода становления геологической геохронологии. В этот начальный период использование геохронологической шкалы ограничивалось в основном теми странами, на базе периодизации геологической истории которых она возникла. Для этих стран (Англия и страны Средней Европы) она являлась и является одновременно и исходной схемой регионально-стратиграфической классификации, и возникшей на основе последней системой геологического летосчисления. Но когда использование геохронологической шкалы приобрело общий, международный характер, стало очевидно ее самостоятельное, не зависимое от ее исходной региональной базы значение.

Двойственная — одновременно и геохронологическая, и стратиграфическая — трактовка геохронологической шкалы, даже если она выражается лишь в названии шкал и их подразделений, создает видимость наличия двух независимых шкал: геохронологической и хроностратиграфической. А это, в свою очередь, создает иллюзию возможности определения объема подразделений одной из этих шкал через подразделения другой. Юрская система, например, определяется при этом как отложения юрского периода, а юрский период — как время образования отложений юрской системы.

Очевидно, что из подобных определений понять природу подразделений геохронологической шкалы невозможно. Поскольку шкала одна, и эта единственная шкала является геохронологической, логично будет все ее подразделения, в каком бы плане они ни рассматривались, единообразно называть геохронологическими. Выражения «хроностратиграфические подразделения», «хроностратиграфическая шкала» становятся при этом излишними.

Общая схема соотношений основных подразделений геохронологической шкалы имеет следующий вид:

Эра	группа
период	система
эпоха	отдел (серия)
век	ярус

Общая последовательность выделяемых в настоящее время подразделений геохронологической шкалы старших рангов приведена в табл. 1.

В геологической системе летосчисления продолжительность подразделений одного ранга различна, и каждое подразделение более высокого ранга может охватывать различное число единиц более низкого ранга. Отдельные эры включают различное число периодов; эпохи — различное число веков и т. д. Отсутствие единообразия вызвано тем, что геологическая система летосчисления сложилась исторически, стихийно, а не является результатом реализации какого-либо определенного принципа классификации.

В геологической системе летосчисления отсутствуют также единицы, которые могли бы служить общим масштабом продолжительности ее подразделений и, наконец, единицы, которые давали бы возможность оценить эту продолжительность в единицах обычной астрономической шкалы, т. е. в годах. Все это дает основание называть геологическую систему летосчисления относительной. Относительной стала называться соответственно и та геохронологическая шкала, которая в данной системе летосчисления используется, и та хронологическая датировка, которая по этой шкале дается. В этом смысле говорят об относительном геологическом возрасте, относительном геологическом времени и т. д.

Название «относительная» не отвечает, однако, существу дела и вызывает неправильное представление о геологической системе летосчисления. Относительными были те схемы естественной периодизации, на базе которых относительная геохронология возникла и в которых время каждого из этапов развития определялось лишь по отношению к другим этапам развития того же или смежного региона. Но сама геологическая геохронология не является относительной, так как она опирается на использование фиксированной эталонной шкалы, а не на установление непосредственных стратиграфических взаимоотношений исследуемых слоев.

Использование международной геохронологической шкалы базируется на сопоставлении (корреляции, параллелизации) *по времени образования* исследуемых отложений с *эталонами* (стратоэталонами) соответствующих подразделений международной геохронологической шкалы, которыми являются конкретные регионально-стратиграфические комплексы слоев (в основном Англии и стран Средней Европы) и время накопления которых условно принято за меру — эталон их (подразделений геохронологической шкалы) продолжительности. Стратоэталоны, безусловно, необходимы для дробных подразделений геохронологической шкалы: ярусов и подъярусов. В отношении единиц среднего и старшего ранга (отделов и систем) вопрос о стратоэталонах решается менее жестко, так как они могут быть определены через входящие в их состав более дробные единицы. В настоящее время существует много мест, где геологический возраст слоев, отвечающий различным интервалам международной геохронологической шкалы, определен с большой степенью точности, и разрезы таких мест часто используются как заменители стратоэталонов. Но во всех спорных и неясных случаях геологи всегда обращаются к сопоставлению со стратоэталоном.

Сопоставление со стратоэталонами осуществляется палеонтологическим методом — по сходству органических остатков исследуемых отложений с таковыми стратоэталона. Возможность практического использования геологической геохронологии лимитируется поэтому наличием пригодных для сопоставления органических остатков.

Достаточно обильные органические остатки встречаются лишь в отложениях палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр, совокупность которых получила название фанерозоя (греч. Phaneros — явный). Фанерозою противопоставляется криптозой (греч. Kryptos — тайный, скрытый), к которому относится вся остальная — докембрийская — часть истории Земли. В слоях докембрия органические остатки, почти исключительно растительные, редки и однообразны, в связи с чем по отношению к этим образованиям возможности палеонтологического метода ограничены. Поэтому геологическая геохронология данных образований (докембрийских, криптозойских) не охватывает, и международная геохронологическая шкала на них не распространяется.

Глава III
МЕЖДУНАРОДНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Многие геологи, признавая естественную периодизацию необходимым элементом стратиграфического исследования, считают в то же время, что данная проблема вполне успешно разрешается использованием международной геохронологической шкалы. Последняя рассматривается при этом не как условная система эталонов геологического времени, а как выражение естественной последовательности планетарных этапов или циклов развития — органического мира или структуры земной коры, — однозначно проявляющихся на всей поверхности земного шара.

Подобный взгляд на международную геохронологическую шкалу оказывает большое влияние на общий ход стратиграфического исследования. Он дает основание исключить из круга задач стратиграфии проблему естественной периодизации геологической истории исследуемого региона и заменить эту периодизацию выделением подразделений международной шкалы. Это приводит к тому, что задача регионально-стратиграфического расчленения ограничивается выделением элементарных (литостратиграфических, петростратиграфических) единиц. Выделение же геостратиграфических единиц, отвечающих этапам геологического развития исследуемого региона, из задач регионально-стратиграфического исследования исключается.

Такое положение дела требует, насколько это возможно в рамках учебного курса, рассмотрения главнейших данных, характеризующих природу основных подразделений международной геохронологической шкалы и отношение последних к тем или другим этапам развития. Более подробно данный круг вопросов освещен в первом томе монографии «Основы стратиграфии» (Леонов, 1973).

НАЧАЛЬНЫЙ ПЕРИОД ОФОРМЛЕНИЯ МЕЖДУНАРОДНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

В своей основе современная международная геохронологическая шкала в качестве «общей схемы стратиграфической классификации» была принята в 1881 г. на II сессии Международного геологического конгресса. Эта «общая схема» рассматривалась и уточнялась в период II—VIII сессий конгресса (1881—1900). После VIII сессии (1900 г., Париж) вопросы, связанные с международной геохронологической шка-

лой, долгое время Международным геологическим конгрессом не рассматривались. Лишь в 1952 г. на XIX сессии конгресса (в Алжире) эти вопросы снова были выдвинуты на повестку дня работы конгресса и с тех пор постоянно составляют важный участок его деятельности.

В основу «общей схемы стратиграфической классификации», принятой на II сессии конгресса, был положен проект подобной схемы, разработанный швейцарским геологом Е. Реневье (1873—1874), названный им геологическим хронографом. Хронограф Реневье не являлся оригинальным построением. Он лишь суммировал в «сбалансированном» виде данные ряда стратиграфических схем, ранее разработанных для отдельных стран Средней Европы.

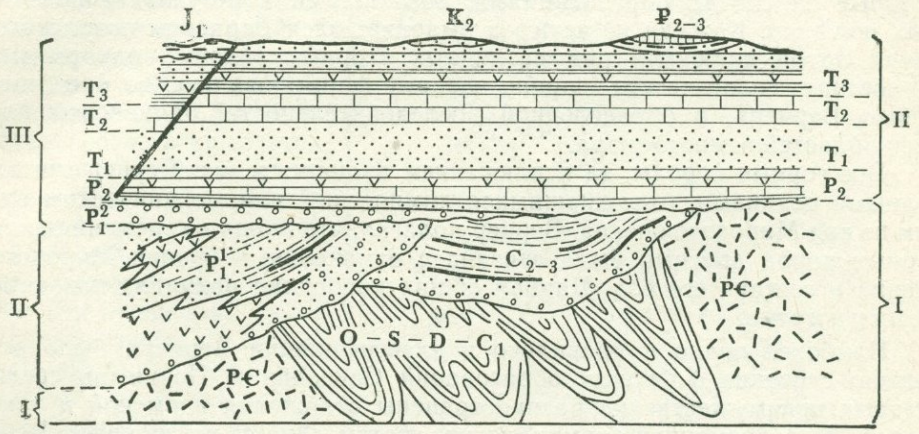


Рис. 16. Схема стратиграфического разреза Тюрингенской впадины и ее обрамления.

Структурные этажи:

I — нижний, II — средний, III — верхний; PC — допалеозойские кристаллические сланцы и гнейсы; O—S—D—C_1 — ордовик — нижний карбон: преимущественно сланцы, вверху (D—C_1) слабо, ниже (O—S) более метаморфизованные (филлиты); C_{2-3} — средний-верхний карбон: конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, прослои каменного угля; P^1_1 — нижний красный лежень: красноцветные конгломераты, песчаники, линзы глинистых сланцев с углем, покровы эффузивов; P^2_1 — верхний красный лежень: мелкогалечные конгломераты и песчаники; P_2 — цехштейн: базальный конгломерат и песчаник, битуминозный мелистый сланец, толща известняков, мергелей, доломитов, линзы гипса и ангидрита; T_1 — пестрый песчаник: пестроцветные песчаники, конгломераты, глины; T_2 — раковинный известняк: известняки, доломиты, мергели; T_3 — кейпер: пестроцветные глины с прослоями гипса, пески с линзами бурого угля; J_1 — песчано-глинистые отложения нижней юры; K_2 — песчаные отложения верхнего мела; P_{2-3} — эоцен — олигоцен: песчано-глинистые отложения с бурым углем, покровы базальтов. Отложения O—S—D—C_1, P_2, T_2, J_1, K_2 преимущественно морские; отложения C_{2-3}, P^1_1, P^2_1, T_1, T_3, P_{2-3} преимущественно континентальные

Схема классификации, отраженная в хронографе Реневье, уходит корнями к представлениям немецких «геогностов» второй половины XVIII и начала XIX в., опиравшихся в своих взглядах на данные по геологии южных и центральных районов тогдашней Германии. Результаты этих исследований были обобщены знаменитым профессором геогнозии Фрейбергской горной академии Вернером (см. с. 19).

Геологическое строение области, о которой идет речь, отличается большой сложностью. В ее пределах развиты толщи сильнометаморфизованных (кристаллические сланцы и гнейсы) докембрийских образований. Над ними залегают сложноскладчатые, но менее метаморфизованные, преимущественно сланцевые толщи слоев палеозоя. Стратиграфически выше располагаются слабодеформированные и неметаморфи-

зованные отложения конца палеозоя (верхнего карбона и перми), мезозоя и кайнозоя (рис. 16).

Опираясь на данные по условиям залегания слоев и их вещественному составу, Вернер разделил по времени образования все толщи горных пород Саксонии и Тюрингии на четыре группы: первозданные, переходные, флецовые и намывные. Первозданными Вернер называл древнейшие метаморфические и интрузивные образования Рудных гор (гнейсы, граниты и др.); переходными — в основном сланцевые толщи палеозоя (доверхнекаменноугольные); флецовыми все более молодые образования, кроме новейших наносов, которые были выделены в особую группу — намывных (наносных) пород. Второстепенное место в классификации Вернера занимали вулканические породы, которые он считал образованиями, возникшими в результате подземных пожаров. Каждая из четырех выделявшихся Вернером возрастных групп пород включала ряд различных «горных видов» — однородных по составу геологических единиц, которые формировались, по представлению Вернера, в определенной последовательности, одинаковой для всех областей земного шара.

Все горные породы, за исключением вулканических, Вернер считал водными осадками, отложившимися химическим или механическим путем из вод Мирового океана. Вернер полагал, что смена во времени одних горных пород другими была связана с изменениями уровня Мирового океана и состава его вод. Данная общая концепция получила название нептунизма.

Наиболее полно и правильно в классификации Вернера было отражено строение флецовых образований Саксонии и Тюрингии, среди которых преимущественно распространены отложения пермской и триасовой, по современной терминологии, систем. Одним из учеников Вернера геологом Фрейслебеном в 1807—1815 гг. среди этих образований были выделены (снизу вверх):

1. Древние песчаные породы:
   а) каменноугольные породы,
   б) Мертвый красный лежень.
2. Древние известняковые породы.
3. Песчаные и глинистые породы.
4. Раковинный известняк.

Первый и второй из этих комплексов отвечают современной пермской системе: первый — ее нижнему отделу, второй — верхнему отделу. Третий и четвертый комплексы отвечают нижнему и среднему отделам триасовой системы. В данной схеме, таким образом, *выделены все, кроме верхнего триаса, прототипы современных отделов пермской и триасовой систем.*

Как Вернер, так и все представители его «геогностической» школы не придавали значения органическим остаткам и не использовали их для характеристики и распознания тех или других отложений. Лишь на рубеже XVIII и XIX вв. Вильям Смит обратил внимание на приуроченность определенных форм ископаемых к определенным слоям. Знаменитый вывод Смита о том, *«что каждый пласт заключает ископаемых органического происхождения, характерных именно для него, и может в сомнительных случаях путем их изучения установлен и отделен от другого пласта, сходного с ним, но принадлежащего другой части серии»*, быстро получил общее признание и послужил толчком к бурному развитию стратиграфо-палеонтологических исследований как в Англии, так и в сопредельных странах континентальной Европы. Однако в течение первых трех десятилетий XIX в. происходило в основном лишь накопление палеонтолого-стратиграфических данных. Попытки сопоставления палеонтологическим методом были робки, немногочислен-

ны и большей частью не приводили к удовлетворительным результатам. Разработанные в этот период стратиграфические схемы сохраняли поэтому чисто региональный характер. Особое место занимала среди них схема последовательности слоев Англии и Уэльса, опубликованная в 1822 г. английскими геологами Конибиром и Филлипсом в их классической работе «Геологический очерк Англии и Уэльса».

Уэльс и южная Англия (рис. 17) сыграли в развитии общих стратиграфических представлений исключительную роль. В этой небольшой по площади, легко доступной и сравнительно хорошо обнаженной области в почти непрерывной последовательности вскрывается вся толща слоев фанерозоя — от основания кембрийской системы до новейших образований четвертичного времени (рис. 18). Эти отложения четко стратифицированы и богаты органическими остатками. Не удивительно, что именно здесь сложились основы современных представлений о последовательности геологических эпох фанерозойского этапа жизни Земли.

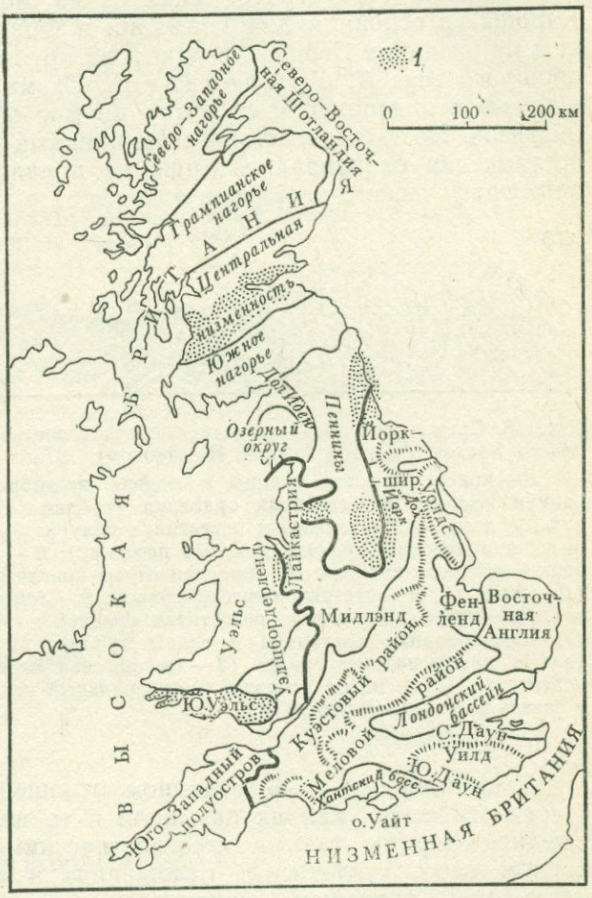


Рис. 17. Естественные районы Великобритании. По Стампу, 1949:

1 — промышленные угленосные площади

В схеме Конибира и Филлипса (табл. 2), строго региональной, обобщаются данные 20-летнего геологического изучения Англии и Уэльса, в том числе и результаты исследований В. Смита. В ней выделены комплексы отложений, которым отвечают девонская (Древний красный песчаник), каменноугольная (три верхних подразделения «Каменноугольного порядка»), юрская (Оолитовая серия), меловая (слои между Оолитовой серией и Мелом и Мел) и четвертичная («наиболее высокие отложения верхнего порядка») системы современной геохронологической шкалы. Почти полному объему современной палеогеновой системы отвечают, наконец, «слои над Мелом» рассматриваемой схемы.

С полным правом схема последовательности слоев Англии и Уэльса Конибира и Филлипса может рассматриваться как прототип современной международной геохронологической шкалы. По сравнению с последней в этой схеме остались не заполненными (точнее, лишь частично заполненными) три интервала разреза: самый нижний, отвечающий кембрийской, ордовикской и силурийской системам; средний, отвечающий пермской и триасовой системам; и верхний, отвечающий неогеновой системе. Нижний из этих интервалов представлен в Уэльсе достаточно

полно, но отвечающие ему отложения оставались еще слабоизученными. Отложения второго и третьего интервалов вообще в пределах Великобритании представлены очень неполно и по отношению к ним схема Конибира и Филлипса отражала действительное положение вещей.

Одновременно со схемой Конибира и Филлипса, в том же 1822 г., аналогичная стратиграфическая схема, но уже для континентальной Европы (в основном для Германии и Франции) была разработана одним из учеников Вернера и одним из крупнейших натуралистов начала прошлого века А. Гумбольдтом. Схема Гумбольдта охватывала обширную территорию, и ее автор не мог обойтись без сопоставления разрезов. Но в соответствии с принципами вернеровской школы его сопоставления базировались лишь на порядке залегания и на сходстве петрографического характера отложений.

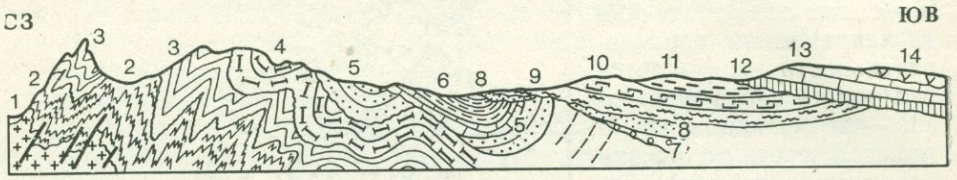


Рис. 18. Схема последовательности и соотношений основных стратиграфических комплексов Уэльса и южной Англии. По Леонову, 1973:

1 — кристаллические сланцы и гнейсы докембрия; *2* — глинистые сланцы и песчаники кембрия и основания ордовика (тремадока); *3* — песчаники, сланцы, вулканиты ордовика; *4* — сланцы и известняки силура; *5* — красноцветные континентальные песчаники девона (Древний красный песчаник); *6* — известняки нижнего и угленосная толща верхнего карбона; *7* — красноцветные конгломераты и песчаники нижней перми (Девоншира); *8* — пестрые мергели триаса; *9* — глины и мергели нижней юры (лейаса); *10* — глины, песчаники, известняки средней и верхней юры (доггера и мальма); *11* — пресноводные песчаники и глины (уилд); *12* — глауконитовые пески и глины (апт и альб) нижнего мела; *13* — писчий мел верхнего мела; *14* — пески и глины палеогена. На схеме не показан «магнезиальный известняк» верхней перми, развитый в северо-восточной Англии

Существенную роль в данном отношении играли «маркирующие» (геогностические, как их называли в то время) горизонты. В разрезе Средней Европы такими «геогностическими горизонтами» являлись прежде всего «угленосные отложения» и «Мел», первым из которых начиналась, а вторым — заканчивалась нижняя часть флецовых (вторичных, по Гумбольдту) образований схемы Вернера.

В своей верхней части, начиная от «известняка Юры», отвечающего оолитовой серии английского разреза, схема Гумбольдта почти полностью совпадала со схемой Конибира и Филлипса. Но последовательность слоев ниже «известняка Юры», между ним и угленосными отложениями, оказывается в схеме Гумбольдта значительно полнее. Расчленение этой части разреза основано на данных по Саксонии и Тюрингии (см. с. 56) и точно отвечает современному делению на пермскую и триасовую системы и этих систем на отделы. В данной части схема Гумбольдта заполняет один из пробелов (между Угленосной и Оолитовой сериями) схемы Конибира и Филлипса.

Существенно, наконец, что ряд флецовых образований Гумбольдт начинает с Угленосных отложений, а Конибир и Филлипс — с Древнего красного песчаника. Связано это с тем, что в пределах континентальной Европы, в области герцинской складчатости, аналоги большей нижней части «Каменноугольного порядка» Уэльса (Древнего красного песчаника и Каменноугольного известняка) по своей складчатой структуре сходны с более древними — «переходными» образованиями. В Уэльсе же, в области каледонской складчатости, эти образования не склад-

чаты (или слабоскладчаты) и подобны в данном отношении вышележащим — угленосным и еще более молодым слоям.

Общий итог начальному периоду исследований по установлению стратиграфической последовательности слоев Средней Европы подводит схема известного бельгийского геолога д'Омалиуса д'Аллуа, опубликованная в 1831 г. (табл. 3). В этой схеме, практически в современном объеме, хотя и под другими названиями, выделена пермская система и все системы мезозоя. Отлично от современной схемы только разделение юрской системы (Оолитовой серии, известняка Юры) на две самостоятельные группы отложений: лейасскую, внизу, и юрскую, вверху. Весьма близко к современному и трехчленное деление этих основных групп на группы отложений второго порядка.

Таблица

Схема стратиграфического расчленения отложений Англии и Уэльса, по Конибиру и Филлипсу (1822)

Схема Конибира и Филлипса	Название Вернера
Верхний порядок	
9. Наиболее высокие и наиболее современные отложения— аллювиальные, и дилювиальные и др. 8. Слои над Мелом 4. Верхние морские формации (краги) 3. Пресноводные формации 2. Лондонская глина 1. Пластичная глина и песок	Класс новейших флецовых пород
Суперсредний порядок	
7. Формация мела 6. Слои между Мелом и Оолитовой серией 4. Меловой мергель 3. Зеленый песок 2. Уилдская глина 1. Железистый песок 5. Оолитовая серия 3. Верхняя оолитовая система 2. Средняя оолитовая система 1. Нижняя оолитовая система 4. Красный мергель, Новый красный песчаник и Магнезиальный известняк	Класс флецовых пород
3. Средний порядок (каменноугольный) 3. Угленосная толща (угленосная толща собственно, вверху, и Жерновой песчаник и сланец, внизу) 2. Каменноугольный, или Горный, известняк 1. Древний красный песчаник	Авторами разных школ относятся или к предыдущему или к последующему классу
2. Субсредний порядок Кровельные сланцы и пр.	Класс переходных пород
1. Нижний порядок 3. Слюдяной сланец 2. Гнейс 1. Гранит и пр.	Класс первозданных пород

В отношении «надмеловых» отложений (палеогеновых и неогеновых) схема д'Омалиуса д'Аллуа ничего нового не вносит. Разделение данных отложений на тритониенские (морские) и нимфеенские (пресноводные) является не стратиграфическим, а генетическим. Весьма несовершенной схема д'Омалиуса д'Аллуа остается и в отношении

Таблица 3

Стратиграфическое расчление осадочных („нептунистических“) образований Средней Европы, по д'Омалиусу д'Аллуа (1831)

Расчленение д'Омалиуса д'Аллуа				Современное деление	
Отложения современные				Четвертичная система	
Отложения третичные	Отложения дилювиальные				
	Отложения нимфеенские		Отложения тритониенские	Неоген-Палеоген	
Отложения с аммонитами	Отложения меловые	верхние		Меловая система	верхний отд.
		средние			
		нижние			нижний отд.
	Отложения юрские			Юрская система	верхний отд.
	Отложения лейасские				средний отд.
					нижний отд.
	Отложения кейперские	верхние	(Пестрые мергели)	Триасовая система	верхний отд.
		средние	(Раковинный известняк)		средний отд.
		нижние	(песчаник Небра)		нижний отд.
	?	?	(песчаник Вогез)		
	Отложения пенеенские	верхние	(Цехштейн)	Пермская система	верхний отд.
		средние	(Медистый сланец)		
		нижние	(Мертвый лежень)		нижний отд.
Отложения гемилисиенские	Отложения угленосные			Каменноугольная система	верхний отд.
	Отложения антраксиферовые	верхние			средний отд.
		нижние			нижний отд.
	Отложения апидносланцевые			Девонская система—Силур—Ордовик—Кембрий—Докембрий	
	Отложения тальковосланцевые				

слоев более древних, чем угленосные, — антраксиферовых, аспидносланцевых, тальковосланцевых, — соответствующих нижней части слоев «Каменноугольного порядка» схемы Конибира и Филлипса и еще более древним образованием вплоть до докембрийских, по современным представлениям. Данная часть схемы д'Омалиуса д'Аллуа еще очень далека от современной и уступает более ранней схеме Конибира и Филипса. Следует отметить, наконец, неудачную непоследовательную номенклатуру, которую применяет д'Омалиус д'Аллуа для обозначения выделяемых им подразделений.

В схемах Конибира и Филлипса, Гумбольдта и д'Омалиуса д'Аллуа были выделены под разными названиями комплексы отложений, отвечающие всему ряду систем современной геохронологической шкалы и большинству их основных подразделений, от девонской системы (Древний красный песчаник), внизу, до палеогеновой системы (третичные отложения Парижского бассейна схемы Гумбольдта, три нижних подразделения «слоев над Мелом» схемы Конибира и Филлипса), вверху. Но в этих схемах не нашла отражения последовательность слоев более древних, чем Древний красный песчаник разреза Великобритании. Не нашли также или почти не нашли в этих схемах своего места отложения, отвечающие неогеновой системе.

РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ИНТЕРВАЛА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

Первый, наиболее крупный из упоминавшихся выше «пробелов» был заполнен в 30-х годах XIX в. в результате исследования в Уэльсе и прилегающих к нему районах Англии двух английских геологов — А. Седжвика и Р. Мурчисона.

Горная область **Уэльса** сложена мощным интенсивно складчатым комплексом песчаников и сланцев, из-под которого на северо-западе выступают на поверхность кристаллические сланцы и гнейсы, прорванные гранитами. На юго-востоке Уэльса породы песчано-сланцевого комплекса большей частью несогласно перекрываются слоями Древнего красного песчаника (см. рис. 18).

Седжвик начал свои исследования в северо-западной части Уэльса, в районе развития древнейших, сильнометаморфизованных и бедных органическими остатками слоев песчано-сланцевого комплекса; Мурчисон — в противоположной, юго-восточной части Уэльса и прилегающих районах Англии (Уэлшбордерленд). Слои здесь залегают спокойно, не метаморфизованы, более разнообразны по литологическому составу (заключают, в частности, прослои известняков), довольно богаты органическими остатками. Здесь видны налегание на них слоев Древнего красного песчаника и смена их в северо-западном направлении более однообразными по составу, бедными ископаемыми песчано-сланцевыми толщами.

Начав свои исследования в Уэльсе в 1831 г., Седжвик и Мурчисон летом 1835 г. выступают с совместным докладом, в котором сообщают о выделении в составе древних толщ Уэльса двух систем: более древней — кембрийской, изученной Седжвиком, и более молодой — силурийской, изученной Мурчисоном, и дают схему расчленения этих систем на более дробные единицы. Этот совместный доклад был опубликован в 1836 г., но предварительное сообщение о выделении силурийской системы было опубликовано Мурчисоном еще в 1835 г.

Первоначально к кембрийской системе Седжвиком были отнесены метаморфические и песчано-сланцевые толщи северо-западного Уэльса.

Органических остатков в этих толщах найдено не было. К силурийской системе Мурчисоном были отнесены слои песчано-сланцевого комплекса, выступающие на поверхность в юго-восточном Уэльсе. Предполагалось, что эти системы нормально сменяют друг друга по разрезу. Дальнейшие исследования показали, что значительная нижняя часть силурийской системы Мурчисона отвечает стратиграфически верхней части кембрийской системы Седжвика (рис. 19). В то же время к нижней части кембрийской системы Седжвик отнес первоначально метаморфические породы, принадлежащие, по современным представлениям (и более поздним представлениям самого Седжвика) к докембрийским образованиям.

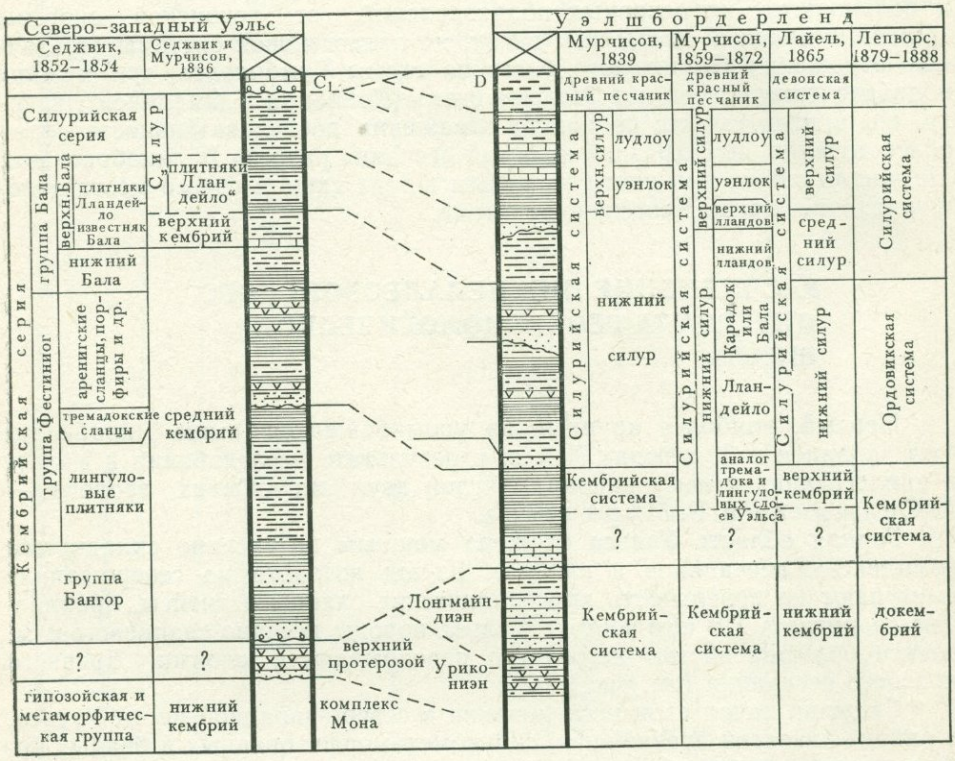


Рис. 19. Сводные разрезы кембро-силурийских отложений северо-западного Уэльса и Уэлшбордерленда и их расчленение Седжвиком и Мурчисоном. По Леонову, 1973

Отсюда возник знаменитый «кембрийский конфликт». Ни Седжвик, ни Мурчисон не желали урезать выделенную каждым из них систему. Поскольку оба они являлись авторитетными учеными, каждый из которых имел учеников и приверженцев, «кембрийский конфликт» в течение ряда десятилетий сохранял свою остроту. Острота эта даже усиливалась, так как появилась тенденция все древнейшие слои с органическими остатками относить к силурийской системе. Тем самым выделение кембрийской системы вообще утрачивало смысл. Это привело к тому, что в 60—70-х годах прошлого века в ряде стратиграфических схем кембрийская система вообще перестала выделяться.

Затянувшийся в этом вопросе «гордиев узел» был разрублен в 1879 г. английским геологом Лепворсом, который предложил выделять «спорную» часть разреза в качестве особой системы — ордовикской. Тройственное деление песчано-сланцевого комплекса Уэльса —

на кембрийскую, ордовикскую и силурийскую системы, — предложенное Лепворсом, далеко не сразу завоевало общее признание. В Англии и вообще в Европе долгое время большой популярностью пользовалась компромиссная схема Лайеля (см. рис. 19), и, как отмечалось, лишь в самое последнее время (в СССР с 1956 г.) схема Лепворса была признана наиболее удобной и рекомендована для употребления Международным геологическим конгрессом.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТРЕТИЧНЫХ (ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ

Третичные образования и особенно верхнетретичные (неогеновые) в отличие от более древних распространены в Западной Европе спорадически, приурочиваясь к отдельным, в настоящее время изолированным бассейнам (рис. 20). При этом в наиболее рано изученных бассейнах — Парижском, Лондонском, Гэмпширском (Хантском) — присутствуют лишь слои палеогена, последовательность которых и была зафиксирована в схемах Конибира и Филлипса, Гумбольдта, д'Омалиуса д'Аллуа. Отложения неогена были представлены в этих схемах лишь слоями так называемых крагов (ракушняков) восточной Англии, относящихся к самому концу неогена.

Отложения других западноевропейских третичных бассейнов были изучены в рассматриваемый период очень слабо. Поскольку же эти бассейны разобщены, а состав отложений в них весьма пестрый, сопоставление последних путем прямого прослеживания или сравнения их петрографического состава было невозможно. Но в них почти повсеместно встречаются раковины брюхоногих и двустворчатых моллюсков, на которые исследователи рано обратили внимание, начали коллекционировать и изучать. Это изучение выявило палеонтологическое сходство слоев одних бассейнов и различие в данном отношении слоев других, что позволило уже решать вопрос о последовательности их формирования палеонтологическим методом.

Изучение и обобщение соответствующих палеонтологических данных было проведено французским палеонтологом П. Деге, применившим статистический (процентный) метод их обработки. Результаты своих исследований Деге доложил и опубликовал в 1831 г. В основу палеонтолого-стратиграфических выводов Деге положил сравнение ископаемых моллюсковых фаун с современными. Им были изучены 4639 видов ныне живущих моллюсков и 2902 вида ископаемых моллюсков из различных западноевропейских третичных бассейнов. Изучение этого огромного материала показало, что комплексы моллюсков из отложений одних бассейнов (Парижского, Лондонского, Гэмпширского) заключают лишь 3% видов, тождественных с современными. Комплексы моллюсков других бассейнов (Аквитанского, Венского и др.) — 19% аналогичных видов. Наконец, комплексы моллюсков третьей группы бассейнов (Восточной Англии, Северной Италии) — 52% подобных видов.

Эти данные позволили Деге сделать вывод о том, что изученные им комплексы моллюсков представляют три последовательные «зоологические эпохи», которые английский геолог Лайель (1833) назвал соответственно эоценом, миоценом и плиоценом (греч. kainos — новый, eos — заря, meios — меньше, plios — больше). В дальнейшем эта трехчленная схема деления «надмеловых слоев» дополнилась палеоценом (Шимпер, 1874), олигоценом (Бейрих, 1854), плейстоце-

ном (Лайель) и, наконец, голоценом (Ог, 1908—1911). В целом ряд этих подразделений получил следующий вид:

голоцен плейстоцен	четвертичная система
плиоцен миоцен	неогеновая система
олигоцен эоцен палеоцен	палеогеновая система
меловая система	

Названия более поздних подразделений этого ряда построены по типу первоначальных терминов Лайеля и, как и последние, указывают на относительное содержание в фаунистических комплексах соответствующих подразделений современных видов (греч. paleos — древний, oli-

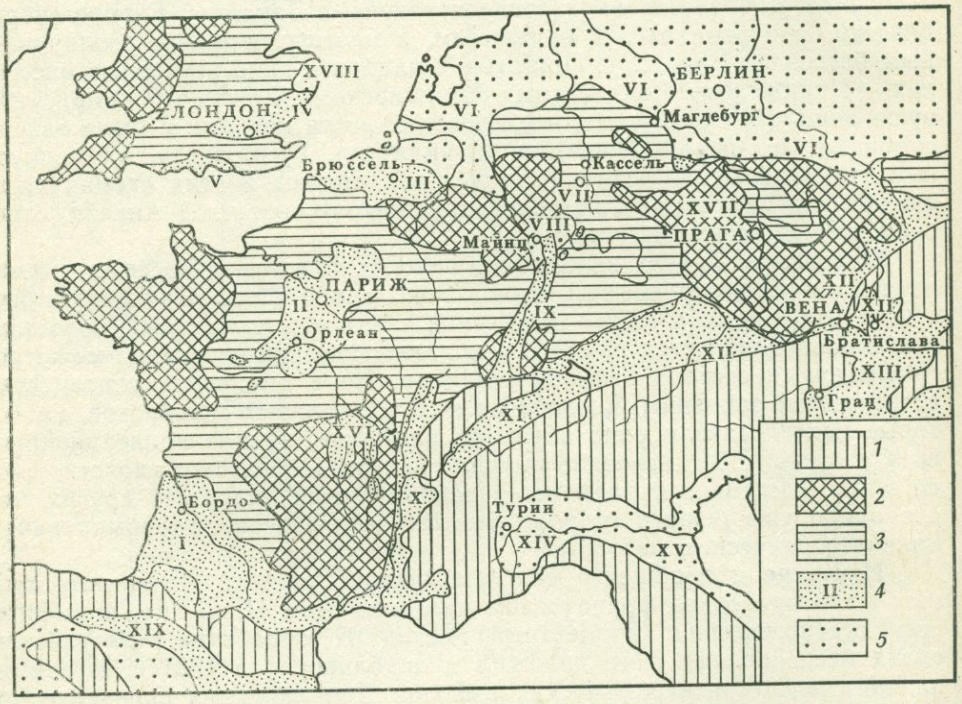


Рис. 20. Обзорная карта третичных бассейнов Западной Европы. По Леонову, 1973.

Третичные бассейны: I — Аквитанский; II — Парижский; III — Бельгийский (Фландрский); IV — Лондонский; V — Гэмпширский; VI — Северогерманский; VII — Кассельский; VIII — Майнцский; IX — Верхнерейнский; X — Ронский; XI — Молассовый; XII — Венский; XIII — Паннонский; XIV — Пьемонтский; XV — Паданский; XVI — Верхней Луары; XVII — Теплицкий; XVIII — Восточной Англии; XIX — Эбро. *1* — складчатые сооружения альпийской зоны; *2* — палеозойские массивы; *3* — мезозой; *4* — главнейшие третичные бассейны (I—XIX); *5* — то же под покрытием четвертичных отложений

gos — небольшой, pleistos — наибольший, holos — полный). Однако их выделение осуществлялось уже на основе иных, в каждом случае различных критериев, так как «принцип» Деге — Лайеля очень быстро обнаружил свою несостоятельность. Более полное изучение моллюсковых фаун различных третичных бассейнов показало, что степень их сходства с современной фауной определяется многими факторами, а не только их относительной древностью и что более древние комплексы могут быть более сходными с современной фауной, чем более молодые.

Так, в частности, выяснилось, что в Венском бассейне фауна более древних слоев (среднего и нижнего миоцена), получивших название средиземноморских, более сходна с современной (современного Средиземного моря), чем фауна более молодых, сарматских слоев верхнего миоцена, почти совсем не заключающая современных видов.

Название «четвертичные отложения» было предложено в 1829 г. французским геологом Денуайе для обозначения всех отложений более молодых, чем третичные слои Парижского бассейна. По современной классификации оно отвечало почти всему неогену и четвертичной системе. В подобном широком (включающем четвертичную систему) смысле некоторыми современными авторами употребляется термин «Неоген».

Неогеном австрийский геолог Гернес (1852) назвал комплекс третичных отложений Венского бассейна, считая их более молодыми образованиями по сравнению с третичными слоями Парижского бассейна. По современным данным, комплекс третичных отложений Венского бассейна включает слои от верхнего олигоцена до среднего плиоцена.

Наконец, в дополнение к неогену Гернеса немецкий геолог Науман во втором издании своего курса геогнозии (1866—1872) предложил для более древних, чем неоген, слоев название «палеоген».

Таким образом, сводный стратиграфический разрез «надмеловых слоев» Западной Европы оказался комбинированным — составленным из различных отрезков, отвечающих толщам слоев различных третичных бассейнов, которые увязывались между собой палеонтологическим методом. Эта увязка встречала и встречает до настоящего времени значительные трудности, препятствующие однозначному установлению относительного возраста сопоставляемых слоев и тем самым единообразно понимаемой схемы их стратиграфической последовательности. В связи с этим и соответствующий интервал международной геохронологической шкалы не получил пока еще окончательного оформления.

ВЫДЕЛЕНИЕ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ И ЕЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

В 1838 г. Мурчисон выделил Древний красный песчаник схемы Конибира и Филлипса(см. табл. 2) в самостоятельную систему (Древнего красного песчаника), выше которой в схеме Мурчисона следовала каменноугольная система, уже в современном ее объеме (без Древнего песчаника). А в следующем, 1839 г., в совместном докладе с Седжвиком вместо системы Древнего красного песчаника им выделяется эквивалентная ей девонская система.

«Новая» девонская, система получила название по графству Девоншир на юго-западе Англии. Район Девоншира сложен мощным комплексом песчано-глинистых пород, смятых в складки широтного простирания и прорванных крупными массивами гранитов. Основание этого комплекса нигде на наблюдается. На юге в нем встречаются линзовидные горизонты известняков.

В результате исследований Седжвика и Мурчисона комплекс этих пород был разделен на две серии: верхнюю — кульмскую и нижнюю — девонскую. Первая из них была отнесена Седжвиком и Мурчисоном к каменноугольной системе, а вторая была сопоставлена первоначально с кембрийскими и отчасти силурийскими отложениями Уэльса.

Однако палеонтолог Лонсдейл, занимавшийся изучением ископаемых из прослоев известняка в отложениях девонской серии южного Девоншира, еще в 1837 г. отметил их отличие как от силурийских, так и от каменноугольных форм. Лонсдейл высказал мнение, что ископаемые девонской серии Девоншира имеют переходный — от силурийских к

каменноугольным формам — характер и, следовательно, могут происходить из слоев, отвечающих стратиграфически Древнему красному песчанику.

Первоначально Седжвик и Мурчисон не соглашались с выводом Лонсдейла. Но затем, резко изменив свое мнение, не только приняли точку зрения Лонсдейла, но пошли значительно дальше, установив в стратиграфическом разрезе Великобритании «новую» систему — девонскую — промежуточную между ранее установленными Мурчисоном силурийской и каменноугольной системами.

Седжвик и Мурчисон считали, что девонская система Девоншира полностью отвечает Древнему красному песчанику. Выделяя девонскую систему взамен системы Древнего красного песчаника, они лишь имели в виду придать данному подразделению более общий характер, который позволил бы его выделять в разрезах других стран. Этот «более общий характер» заключался в присутствии в девонской серии Девоншира морских ископаемых. Слои же Древнего красного песчаника представлялись Седжвику и Мурчисону местным, британским образованием. Но вопреки мнению Седжвика и Мурчисона девонская серия Девоншира не являлась стратиграфическим эквивалентом Древнего красного песчаника. Как выяснилось впоследствии, стратиграфически она отвечала примерно лишь верхним двум третям Древнего красного песчаника и в то же время она включала эквиваленты нижних слоев каменноугольной системы более северных районов Англии.

К моменту выделения девонской системы аналогичные ей по стратиграфическому положению слои были хорошо изучены в Арденнах (Бельгия) бельгийским геологом А. Дюмоном, данные которого уже были использованы в схеме д'Омалиуса д'Аллуа (см. табл. 3). Доугленосные отложения Арденн уверенно сопоставлялись с каменноугольным известняком и более древними слоями Великобритании. Поскольку Дюмоном был описан весьма мощный и сложно построенный разрез этих отложений, можно было предполагать, что в нем присутствуют стратиграфические эквиваленты Древнего красного песчаника. На это указывали и некоторые палеонтологические данные. По мнению Лонсдейла, ископаемые, собранные Дюмоном из нижней известняковой толщи антраксиферовых отложений, были сходны с изученными им ископаемыми девонской серии Девоншира.

В Арденнах девонские отложения (девонской системы, в современном ее понимании) представлены очень полно, начиная от самых нижних и кончая верхними слоями системы. Первоначально, однако, Седжвик и Мурчисон (1842) отнесли к своей девонской системе лишь верхнюю часть арденнского девона, считая что нижняя половина последнего принадлежит силурийской системе (рис. 21). Это ошибочное сопоставление впоследствии было Мурчисоном несколько исправлено. Но и в исправленном варианте значительную часть девонских отложений Арденн (соответствующих нижней части Древнего красного песчаника) Мурчисон относил к силурийской системе.

В результате в качестве «типичных» отложений девонской системы Седжвиком и Мурчисоном были указаны три различные серии слоев: Древний красный песчаник Уэльса, девонская серия Девоншира и «девонская система» Арденн.

Первая из них, явившаяся *исходным прототипом девонской системы,* полностью заполняла весь интервал разреза между силурийской и каменноугольной системами схемы Мурчисона. Она имела с подстилающими и покрывающими ее образованиями ясные, непосредственно наблюдаемые границы, но в то же время — специфический характер, не известный в Центральной Европе, и не заключала морских ископаемых.

Вторая, по которой девонская система получила название, переходного (между Уэльсом и Арденнами) по составу характера, заполняла лишь верхнюю часть того же интервала разреза, и ее нижняя граница оставалась неизвестной. Хотя она и заключала морские ископаемые, однообразный состав и сложная складчатость затрудняли ее изучение, которое в связи с этим значительно отставало от изучения аналогичных толщ в других районах, в частности в Арденнах.

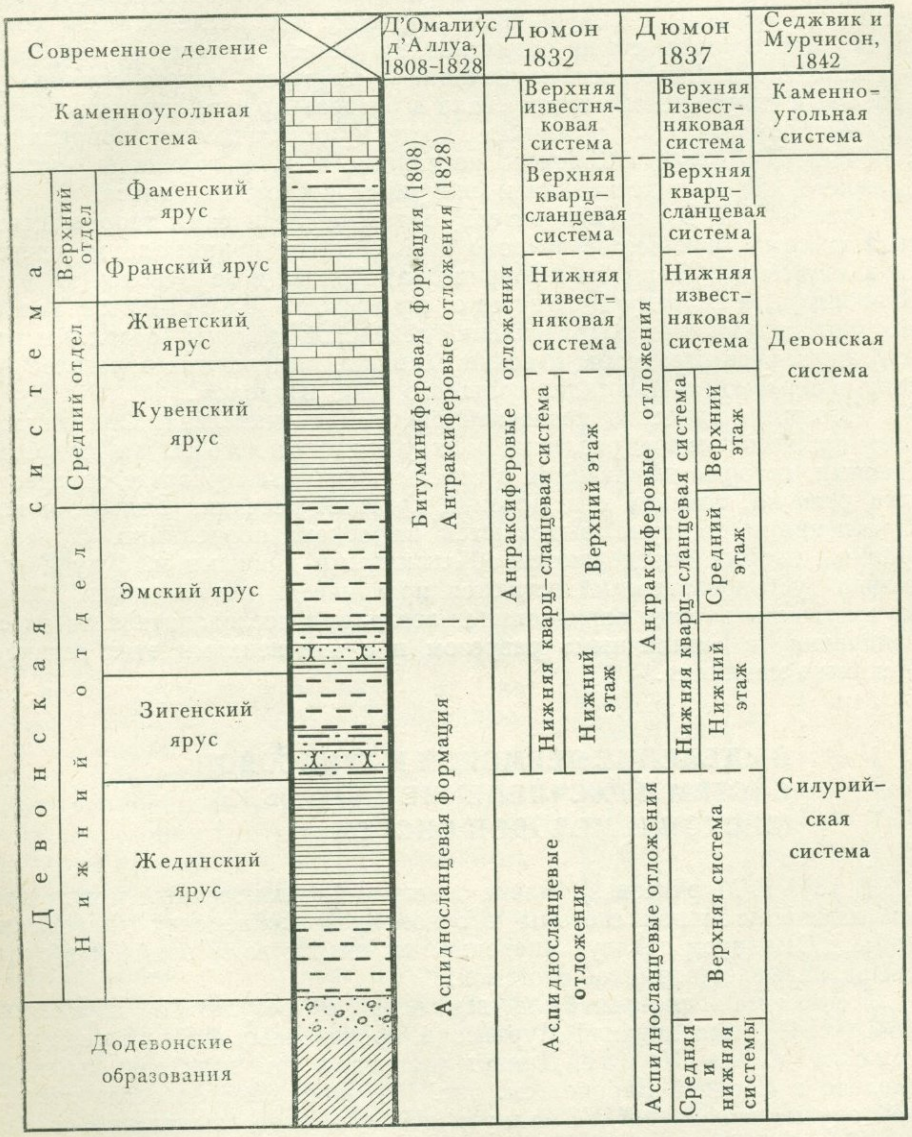


Рис. 21. Разрез Динантского синклинория (Арденны) и его стратиграфическое расчленение Дюмоном и Мурчисоном. По Леонову, 1973

Третья, наконец, подобно предыдущей, отвечала стратиграфически лишь верхней части исходного (полного) прототипа девонской системы. Представленная морскими, богатыми ископаемыми, хорошо стратифицированными и умеренно сложноскладчатыми толщами, она оказалась наиболее благоприятным объектом для дальнейшего, более детального изучения.

Девонская серия Девоншира никогда, по сути дела, в качестве типичных отложений девонской системы не рассматривалась и на подобную роль претендовать не могла. Она явилась лишь переходным звеном, позволившим перекинуть мост от континентального Древнего красного песчаника к морским образованиям Арденн. Выполнив эту роль и дав название девонской системе, она из общих стратиграфических построений в дальнейшем была исключена.

Впоследствии, при установлении объема девонской системы и положения ее границы с силурийской системой, все исследователи совершенно единодушно стали равняться на разрез Уэльса. В результате постепенно уточняющейся корреляции с разрезом Уэльса граница девонской и силурийской систем стала в разрезе Арденн опускаться, пока она не совместилась (в рамках достигнутой точности корреляции) с подошвой Древнего красного песчаника, т. е. с границей системы Древнего красного песчаника и силурийской системы Уэльса.

Фактически все исследователи, в том числе и сами творцы девонской системы, в качестве эталона этой системы принимали не «девонскую систему» (Седжвика и Мурчисона) Арденн и не Девонскую серию Девоншира, а систему Древнего красного песчаника Уэльса. Но прототипами всех подразделений девонской системы (отделов и ярусов) оказались стратиграфические единицы, выделенные в разрезе Арденн, в основном в 40-х годах прошлого века, Дюмоном.

История выделения девонской системы поучительна. Она показывает принципиальное различие между региональными подразделениями, которые выделяются в стратиграфическом разрезе определенного региона, такими, как Древний красный песчаник Уэльса, и подразделениями, которые выделяются на основе корреляции. Объем и границы первых определяются объективными данными и, будучи правильно установленными, остаются практически неизменными. Объем же и границы вторых определяются взглядами исследователя на их соотношения с «типичным» разрезом и с изменениями этих взглядов адекватно меняются.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕРМСКОЙ И ТРИАСОВОЙ СИСТЕМ И РАСЧЛЕНЕНИЕ НА ОТДЕЛЫ ЮРСКОЙ И МЕЛОВОЙ СИСТЕМ

В 1841 г. Мурчисон комплекс отложений, заключенный между слоями каменноугольной системы и основанием кейперских отложений схемы д'Омалиуса д'Аллуа (переименованных к тому времени в триасовые), называет пермской системой.

Пермская система была выделена в результате двухлетних (1840—1841) исследований Мурчисона, проведенных в Европейской России и на Урале. Данная система, в том виде, как она представлена в Средней Европе (см. рис. 16), полностью отвечала пенеенской группе отложений д'Омалиуса д'Аллуа, и ее «выделение» в разрезе Средней Европы являлось лишь переименованием ранее выделенного подразделения (пенеенской группы отложений).

Но в России, в области западного склона Урала, Мурчисон отнес к пермской системе лишь аналоги верхней части пенеенских отложений Средней Европы — Цехштейна и смежных с ним слоев Саксонии и Тюрингии и Магнезиального известняка Англии. Аналоги же нижних слоев пенеенских отложений Средней Европы (Мертвого красного лежня) Мурчисон в разрезах Урала отнес уже к каменноугольной системе.

В отличие от красноцветных континентальных отложений Мертвого красного лежня нижние слои пермской системы Урала представ-

лены морскими образованиями — сероцветными песчаниками с прослоями глин, конгломератами, известняками с остатками гониатитов — ископаемых, не известных в то время в слоях моложе каменноугольных. Это дало Мурчисону основание не включать данные отложения — так называемые артинские песчаники — в пермскую систему и считать их каменноугольными. С полной ясностью взгляды Мурчисона на этот вопрос раскрывает описанный им разрез каменноугольно-пермских отложений по р. Сакмаре на Южном Урале (рис. 22).

Выделение пермской системы повторило историю установления девонской системы. Сохраняя в принципе старое (д'Омалиуса д'Аллуа) представление о данной системе, Мурчисон заново выделяет ее в другой области. Но из-за ошибочной трактовки палеонтологических данных это выделение, как и выделение девонской системы в разрезе Арденн, осуществляется неправильно.

После выделения пермской системы оказались две различные трактовки объема этой системы: старая, широкая, в которой за тип системы принимается ее развитие в Тюрингии и Саксонии, и новая, узкая, в которой за тип системы принимается ее развитие в России. Но если вопрос о соотношении девонской системы Уэльса (Древнего красного песчаника) и «девонской системы» Арденн разрешился сравнительно быстро, то созданная Мурчисоном проблема соотношения «германской перми» и «русской перми» долгое время смущала умы геологов. Она привела к представлению о необходимости выделения промежуточного члена в общей стратиграфической классификации — пермокарбона, к которому стали относить спорную, отвечающую разнице между широкой и узкой трактовками, часть объема пермской системы.

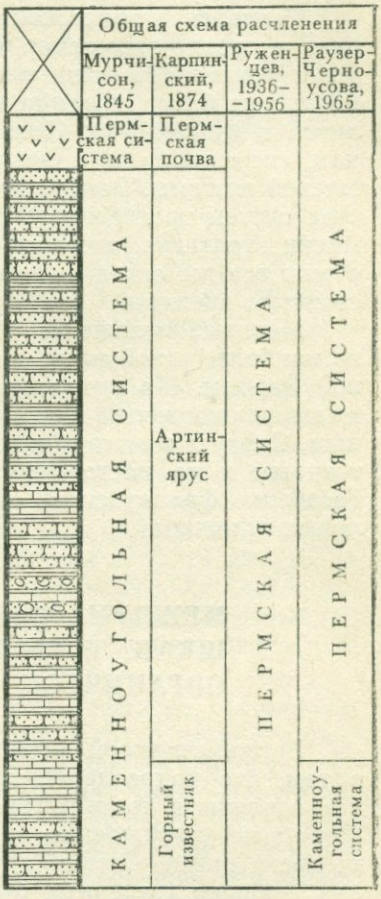


Рис. 22. Разрез нижнепермских отложений по р. Сакмаре и его расчленение Мурчисоном и другими исследователями. По Леонову, 1973

Но, как и в случае девонской системы, по мере прояснения действительных стратиграфических взаимоотношений «германской» и «русской» перми все исследователи при определении объема пермской системы единодушно стали ориентироваться на первоначальный ее вариант, отвечающий пенеенским отложениям схемы д'Омалиуса д'Аллуа, а не на ее дубликат, установленный Мурчисоном в России.

Однако специфический — континентальный — характер среднеевропейской перми затруднял ее расчленение и параллелизацию с ней отложений других стран. Проблема, возникшая при подобной ситуации, в случае девонской системы была разрешена использованием бельгийского (арденнского) разреза. По отношению к пермской системе проблема оказалась значительно сложнее и не получила однозначного разрешения вплоть до настоящего времени.

В 1834 г. немецким горным деятелем Альберти была «выделена» триасовая система. Это «выделение», как и «выделение» пермской

системы Мурчисоном, явилось простым переименованием кейперских отложений схемы д'Омалиуса д'Аллуа, без изменения их объема и их трехчленного деления (см. табл. 3). Изменение названия данной группы отложений было правильным, так как еще в 1822 г. название «кейпер» было предложено Бухом для обозначения верхнего подразделения кейперских отложений схемы д'Омалиуса д'Аллуа. В остальном же «выделение» триасовой системы, без упоминания при этом о схеме д'Омалиуса д'Аллуа, ничего нового в рассматриваемую стратиграфическую схему не внесло.

Разделение оолитовой серии схемы Конибира и Филлипса на лейасские и юрские отложения, осуществленное в схеме д'Омалиуса д'Аллуа, долго оставалось предметом дискуссии, но в конечном счете получило признание более общее деление, отраженное в схемах Конибира и Филлипса и Гумбольдта. Долго дискутировался также вопрос о трехчленном, «немецком», или четырехчленном, «британском» (Лайеля) делении юрской системы. Вопрос этот решился в пользу обычного для большинства систем трехчленного деления. Но некоторые расхождения в понимании стратиграфического объема основных подразделений юрской системы все же остались и продолжают дискутироваться вплоть до настоящего времени.

Меловые отложения схемы д'Омалиуса д'Аллуа оказались одним из наиболее устойчивых звеньев общей стратиграфической схемы Средней Европы. Но принятое д'Омалиусом д'Аллуа трехчленное деление меловых отложений в современной классификации заменилось двучленным. Следует отметить, однако, что двучленное деление никогда не было твердым и до настоящего времени некоторые европейские геологи (особенно французские) придерживаются трехчленного разделения меловых отложений.

МЕЖДУНАРОДНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

В геологической литературе очень часто встречаются утверждения о том, что подразделения международной геохронологической шкалы установлены в соответствии с этапами развития органического мира. Подобные утверждения верны лишь по отношению к подразделениям высшего ранга — эрам (группам) и к первоначальному (Деге — Лайеля) делению третичных отложений на эоцен, миоцен и плиоцен.

Расчленение всей серии отложений, заключающих органические остатки, на палеозойские, мезозойские и кайнозойские было предложено в 1841 г. английским геологом и палеонтологом Дж. Филлипсом взамен обычного в то время деления на первичные, вторичные и третичные слои. От «обычного» оно отличалось лишь разделением нижней и средней групп слоев. В «обычной» схеме, берущей начало от классификации Вернера, соответствующий рубеж проводился на основе структурных признаков. К вторичным (флецовым) образованиям относились не складчатые или слабо складчатые слои, начинавшиеся обычно в континентальной Европе с угленосных отложений (среднего — верхнего карбона), а в пределах Великобритании — с Древнего красного песчаника. Дж. Филлипс нижнюю часть флецовых (вторичных) образований, до Магнезиального известняка и Цехштейна включительно, отнес, на основании палеонтологических данных, к нижней — палеозойской — группе.

Деление Дж. Филлипса появилось тогда, когда все основные единицы стратиграфической схемы фанерозоя Средней Европы были уже

выделены. Никаких изменений в эту схему оно не внесло, а привело лишь к несколько иной группировке подразделений, более отвечающей известным в то время палеонтологическим данным.

Расчленение надмеловых (третичных) отложений на эоцен, миоцен и плиоцен базировалось, как мы видели, на формальных статистических данных. Эти последние, как критерии выделения установленных Лайелем подразделений, очень быстро потеряли свое значение и давно уже с этой целью не используются.

Все остальные подразделения фанерозойских отложений Средней Европы, соответствующие по рангу системам и отделам геохронологической шкалы и явившиеся прототипами этих подразделений, выделялись, как мы видели, *независимо* от представлений об этапах развития органического мира. Все они устанавливались как *регионально-стратиграфические единицы, отвечающие тем или другим этапам геологического развития области их выделения.*

Таким образом, все стратиграфические прототипы основных подразделений международной геохронологической шкалы (систем и отделов) имеют *регионально-геологическое происхождение.* Лишь впоследствии они получили палеонтологическую характеристику, которая позволяет отличать их друг от друга. Это именно палеонтологическая характеристика *независимо* от нее выделенных подразделений, но не основа выделения последних.

Многие исследователи полагают, что представление об этапах развития органического мира использовалось и должно использоваться главным образом при выделении дробных единиц геохронологической шкалы — ярусов. Ярусы геохронологической шкалы неоднородны как по объему, так и по происхождению. Многие из них, и прежде всего большинство ярусов палеозойских отложений, выделялись одновременно или даже раньше более крупных подразделений того же интервала разреза, на основе тех же обычных *регионально-геологических критериев.* Но значительная часть ярусов, в основном мезозойских и третичных отложений, была выделена целенаправленно, как отложения определенных «этапов развития».

Подобное представление о ярусах (этажах), которое распространяется обычно на все ярусы вообще, независимо от их объема и происхождения, ведет свое начало от взглядов французского геолога и палеонтолога Алсида д'Орбиньи, одного из наиболее блестящих проповедников идей катастрофизма. По представлению д'Орбиньи (1849—1852), в истории Земли периодически происходили всеобщие пертурбации, вызванные сжатием ядра Земли и обрушением приспособляющейся к этому сжатию твердой земной коры. В результате этих пертурбаций периодически уничтожались все живые обитатели Земли, а затем, после каждой пертурбации, очередным актом божественного творения создавались вновь. Таких актов творения д'Орбиньи устанавливал в истории Земли двадцать восемь. Отложения, накопившиеся в периоды «спокойствия» между двумя последовательными пертурбациями, д'Орбиньи называл этажами, выделяя в сводном разрезе земной коры двадцать восемь подобных этажей (табл. 4, двадцать восьмой этаж — современный).

В рамках подобных представлений в качестве основной стратиграфической единицы выступал этаж, а более крупные подразделения (группы отложений, группы этажей) получали лишь условный смысл. Большая часть этажей (17 из 27) выделяется д'Орбиньи в составе юрских и меловых отложений. В составе третичных отложений выделяются 4 этажа, а в составе триасовых и палеозойских — всего 6 этажей. Связано это с тем, что юрские и меловые отложения (в основном Парижского бассейна) были объектом личных исследований д'Орбиньи,

и именно они и были расчленены им на этажи. Расчленение же более древних образований, как и более молодых, было им просто заимствовано, причем в весьма упрощенной форме.

Выделение юрско-меловых этажей базировалось у д'Орбиньи прежде всего на прямых стратиграфических данных. Но при этом обилие органических остатков в юрско-меловых отложениях Парижского бассейна позволило д'Орбиньи весьма полно для его времени охарактеризовать каждый из выделенных им этажей в палеонтологическом отношении. В качестве этажей выделялись соответственно толщи слоев, различающиеся по литологическому составу и заключенным в них орга-

Таблица 4

Последовательность этажей, по д'Орбиньи (1849—1852)

Группы отложений	Этажи
Третичная	27. Субапеннинский 26. Фалёнский 25. Парижский 24. Суассонский
Меловая	23. Датский 22. Сенонский 21. Туронский 20. Сеноманский 19. Альбский 18. Аптский 17. Неокомский
Юрская	16. Портландский 15. Кимериджский 14. Коралловый 13. Оксфордский 12. Келловейский 11. Батский 10. Байосский 9. Тоарский 8. Лейасский 7. Синемюрский
Триасовая	6. Соленосный 5. Раковинчатый
Палеозойская	4. Пермский 3. Каменноугольный 2. Девонский 1. Силурийский

ническим остаткам. Эти этажи хорошо прослеживались на местности благодаря приуроченным к ним последовательным ступеням (ярусам) рельефа. По наблюдениям д'Орбиньи, границы этажей оказываются обычно резкими и обнаруживают следы воздействия геологических пертурбаций — следы размыва, присутствие обломков пород подстилающего этажа в основании вышележащего, угловые несогласия и другие признаки перерыва в осадконакоплении.

Точные и для его времени весьма тонкие наблюдения д'Орбиньи позволили ему подметить циклический ход осадконакопления в юрско-меловое и третичное время в Парижском и других подобных ему бассейнах Средней Европы. Периодические поднятия и опускания территории бассейна приводили к периодическим трансгрессиям и регрессиям моря и соответственно к обособлению в стратиграфическом разрезе

бассейна разделенных перерывами толщи слоев. Последние и выделялись д'Орбиньи в качестве этажей, которые, таким образом, в области их выделения представляют собой *региональные осадочные циклы*. Но следы региональных перерывов в осадконакоплении интерпретировались д'Орбиньи как свидетельства всеобщих мировых пертурбаций, а естественное обновление палеонтологического характера отложений последовательного ряда трансгрессий — как последовательность имеющих всеобщее значение актов творения.

Региональная последовательность этапов развития (циклов осадконакопления) определенного геологического бассейна (Парижского) и его обитателей трансформировалась, таким образом, в представлении д'Орбиньи в последовательность универсальных всеобщих катастроф, разделяющих периоды покоя, в течение которых формировались отложения отдельных этажей его схемы и существовала сотворенная после очередной катастрофы свойственная данному этажу фауна и флора.

В целом катастрофистско-креационистские взгляды д'Орбиньи признания не получили. В середине прошлого века почва для них была подорвана развитием эволюционных идей. Но представление д'Орбиньи о ярусе (этаже) как об отложениях определенного этапа развития органического мира оказалось чрезвычайно живучим. В более или менее завуалированной форме оно проявляется и у многих современных исследователей.

Геохронологическая шкала, таким образом, во всех своих подразделениях, за исключением лишь самых крупных, *не является выражением этапов развития органического мира* и задачу выделения этих этапов не разрешает. По отношению к последним она — *независимое построение*, исходным материалом для которого служили региональностратиграфические данные. С помощью геохронологической шкалы как продолжительность этапов развития органического мира, так и положение во времени их границ могут быть определены и конкретизированы. Возможно, конечно, совпадение тех или других из этих этапов с теми или другими подразделениями геохронологической шкалы. Но это совпадение может быть установлено лишь путем независимого выдеческие — в основном в вертикальном направлении, приводя к поднятиям и опусканиям отдельных участков земной коры.

МЕЖДУНАРОДНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

В период выделения тех стратиграфических единиц, которые получили впоследствии значение стратоэталонов подразделений геохронологической шкалы, их значение — региональное или более общее — оставалось неясным. Сравнительные стратиграфические данные, на основе которых этот вопрос мог бы быть разрешен, в то время отсутствовали. Но лишь немногие исследователи ясно представляли себе их ограниченное, региональное значение. Большинство геологов того времени, находясь под влиянием катастрофистских идей, полагали, что выделяющиеся в стратиграфическом разрезе Средней Европы естественные группировки слоев имеют общее значение, отвечая общим для земного шара этапам развития.

С расширением круга сравнительных историко-геологических данных геологическая сторона катастрофистской концепции, так же как и ее палеонтологическая сторона, быстро потеряла свою убедительность, наталкиваясь на все большее число противоречащих ей фактов. Но стремление придавать выявленным частным фактам общее значение оставалось и никогда концепция универсальности стратиграфических

подразделений не теряла полностью своих приверженцев. Она легко поэтому возродилась, получив в начале нашего века форму чисто геологических построений, названных советским геологом Н. С. Шатским неокатастрафизмом. В отличие от катастрофизма д'Орбиньи проблема развития органического мира неокатастрофизмом не затрагивается. Развитие неокатастрофизма пошло по двум несколько различным направлениям. Начало одному из них положили взгляды Ога, другому — взгляды Штилле.

Представления Ога (1908—1911) о многократно повторяющихся в истории Земли эпохах (фазах) литогенезиса (осадконакопления), орогенезиса (складчатости, поднятия) и глиптогенезиса (расчленения, денудации) дали толчок к развитию идеи о планетарных циклах развития. Как Огом, так и другими исследователями эти планетарные циклы развития понимались в основном в палеогеографическом смысле — как периодическое повторение мировых трансгрессий и регрессий и стали связываться с основными (периодами — системами) подразделениями международной геохронологической шкалы. Несколько позже Штилле (1924) было выдвинуто и развито представление о периодически повторяющихся в истории Земли кратковременных общепланетарных фазах складчатости, разделяющих более продолжительные относительно спокойные эпохи.

В дальнейшем представления о планетарных циклах (волнах) трансгрессий и регрессий и планетарных фазах складчатости стали отчасти объединяться. Фазы складчатости стали рассматриваться в ка[illegible] явлений, отмечающих границы циклов. Для палеозоя схема по[illegible]их циклов была предложена Грэбо в 1936 г. (рис. 23). Несколь[illegible]зже аналогичные схемы предлагались Н. М. Страховым, С. Н. Буб[illegible]м и другими геологами.

В этих взглядах черты катастрофизма проступают в относительно сглаженном виде. Более резко они выражены во взглядах ученых, следующих представлениям Штилле, на базе которых оформилась концепция универсальной цикличности геологического развития Земли. Этой концепцией принимается существование геологических циклов многих соподчиненных порядков, проявляющихся как в движениях земной коры (орогенических и эпейрогенических), так и в процессе осадконакопления. В связи с последним допускается, что циклам всех рангов, от самых мелких до самых крупных, отвечают определенные геологические единицы земной коры. Согласно подобным представлениям развитие Земли рисуется как планетарный циклически протекающий процесс, в котором каждый более крупный цикл слагается из ряда более мелких. Циклы определенной части этого спектра отвечают, по представлению наиболее крайне мыслящих исследователей данного направления, подразделениям всех рангов международной геохронологической шкалы.

Рассматривать проблему геологической цикличности сколько-нибудь полно мы пока не можем. Со многими примерами циклического развития отдельных районов мы познакомимся в дальнейшем, при рассмотрении конкретных историко-геологических данных и вернемся к проблеме геологической цикличности в конце курса.

По всей видимости, цикличность многих различных порядков на различных этапах развития тех или других регионов может быть установлена. И это показывает, что в местном (мелкая цикличность) и региональном (более крупная цикличность) масштабе подобная цикличность действительно имеет место. Она проявляется, несомненно, и в геологическом развитии стран Средней Европы, стратиграфический разрез которых послужил основой международной геохронологической шкалы. Несомненно также, что она нашла в этой шкале свое отра-

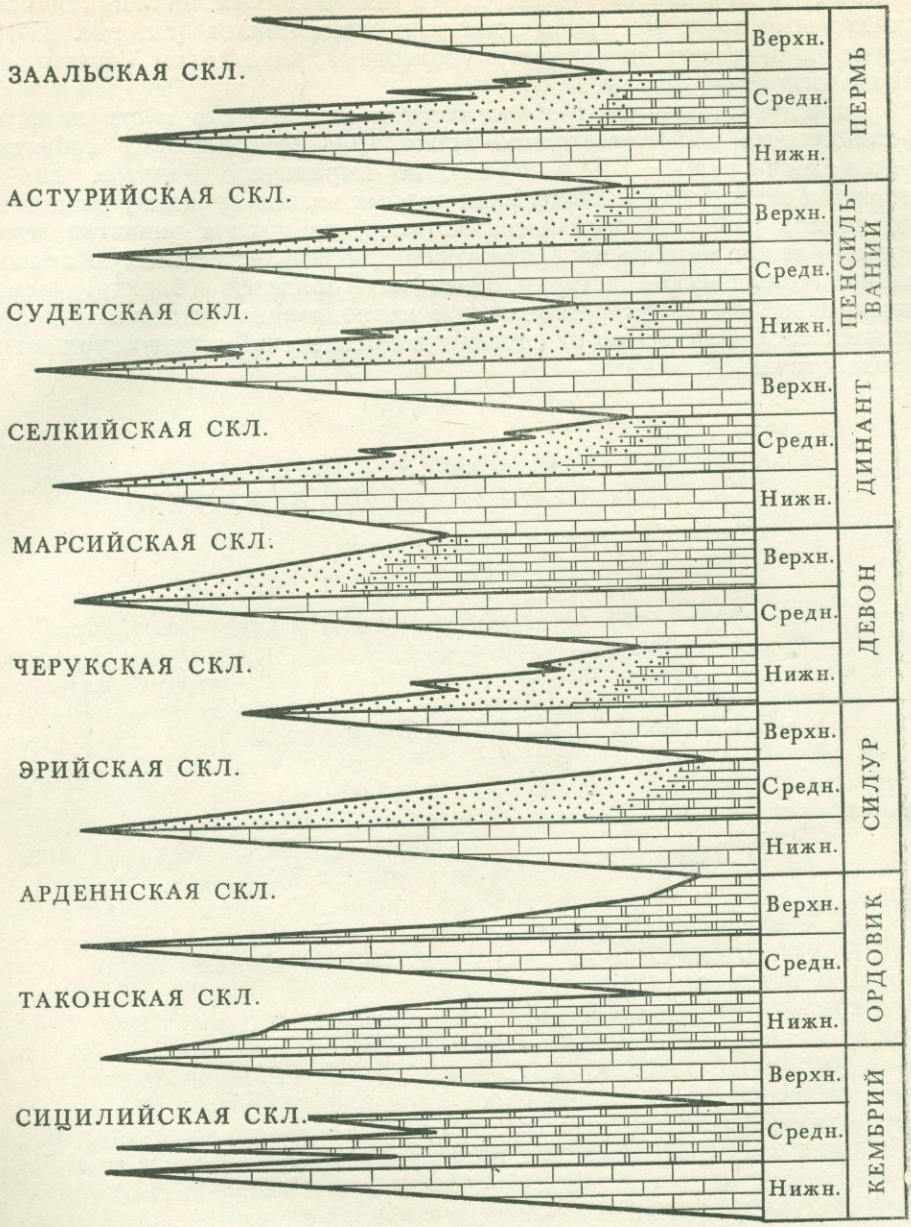


Рис. 23. Схематическое изображение взаимоотношений слоев, наблюдающихся при трансгрессии и регрессии моря. Фазы поднятий сопоставляются с последовательными периодами складчатости. По Грэбо, 1936

жение. Но из этого никак не следует ни соответствие подразделений геохронологической шкалы одного ранга циклам определенного порядка, ни планетарное значение этих циклов. Планетарное значение как совокупности циклов определенного порядка, так и каждого цикла в отдельности должно быть доказано сравнением и синхронизацией региональных проявлений цикличности. Но пока еще таких доказательств ни для одного из геологических циклов, даже отвечающих по масштабу системам (периодам) геохронологической шкалы, ни кем дано не было. С наибольшей полнотой данный вопрос рассматривался Грэбо, посвя-

тившим доказательству своей схемы палеозойских циклов обширный трехтомный труд. Но Грэбо пришел к схеме циклов (см. рис. 23), которые не отвечают ни системам (периодам), ни отделам (эпохам) геохронологической шкалы.

Международная геохронологическая шкала — это *инструмент для установления общепланетарной хронологии геологических событий* — геологический хронограф, по выражению Реневье. Но это не схема последовательности планетарных этапов (циклов) развития — ни циклов развития органического мира, ни циклов развития земной коры, — использование которой может заменить естественную периодизацию геологической истории отдельных областей (блоков) земной коры. Проблема этой региональной периодизации остается и должна разрешаться *независимо* от системы подразделений международной геохронологической шкалы.

Глава IV

МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СИНХРОНИЗАЦИИ СЛОЕВ

Палеонтолого-стратиграфические данные показывают, что в течение фанерозоя органический мир непрерывно видоизменялся. Благодаря этому каждый, даже небольшой, отрезок земной истории характеризуется определенным, только ему свойственным комплексом органических форм. Организмы выступают как своеобразные «марки времени» и вполне естественно, что как только данное обстоятельство было подмечено Смитом, изучение ископаемых и выяснение характера их распределения в слоях стратисферы стало основным методом определения возраста последних.

Для использования ископаемых остатков организмов в качестве определенных «марок времени» необходимо, очевидно, чтобы историческая последовательность этих «марок» была установлена и было известно, какая «марка» какому отрезку времени соответствует. В предварительной форме эта последовательность была выявлена в течение первых трех четвертей прошлого века при разработке схемы стратиграфической последовательности осадочных образований Средней Европы. В палеонтологическом характере различных подразделений этой схемы и нашла свое первоначальное выражение специфика органического мира соответствующих отрезков геологического времени. Это и дало возможность использовать последовательность установленных в Средней Европе стратиграфических подразделений в качестве эталонов для сравнения с ними, на основе палеонтологических данных, отложений других областей земного шара.

Определить геологический возраст какой-либо толщи слоев — это значит установить соответствие времени ее образования одному из подразделений геохронологической шкалы — юрскому периоду, например, или сеноманскому веку и т. д. Поскольку ни одно из подразделений геохронологической шкалы само по себе не существует, установить это соответствие можно лишь через посредство его стратоэталона, используя палеонтологическую характеристику последнего.

Таким образом, использование геохронологической шкалы базируется на сравнении палеонтологического содержания отложений, геологический возраст которых мы желаем определить, с палеонтологическим содержанием стратоэталонов соответствующих геохронологических подразделений. Это сравнение (сопоставление, параллелизация) определяется обычно как стратиграфическая корреляция.

Биозоны и тейльзоны

Прояснившаяся в общих чертах картина распределения различных форм ископаемых организмов в различных слоях Средней Европы получила в работах д'Орбиньи четкое катастрофистское истолкование. Согласно последнему эта картина свидетельствовала о том, что каждый вид ископаемых организмов характеризовался вполне определенным периодом существования, а именно временем формирования слоев того этажа, в отложениях которого присутствие данного вида было установлено в разрезах Средней Европы.

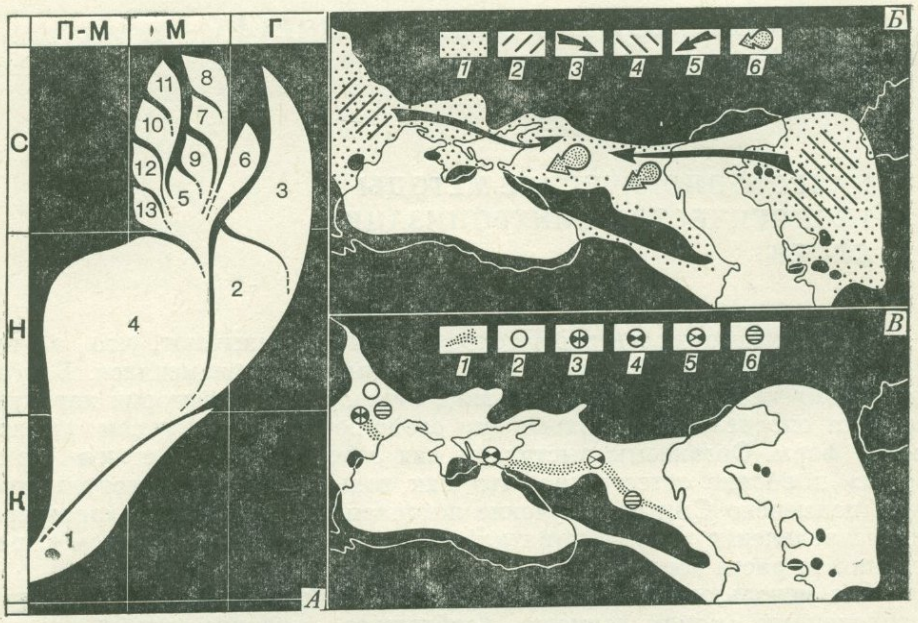


Рис. 24. Схема развития группы Сарматских видов рода *Cardium*. По Колесникову, 1948.

А — схема стратиграфического и батиметрического распространения видов: П-М — прибрежно-мелководные отложения; М — мелководные отложения; Г — глубоководные отложения; К — конкские слои; Н — нижнесарматские слои; С — среднесарматские слои; 1—13 — различные виды рода *Cardium*.

Б — схема расселения в нижнесарматское время: *1* — области, заселенные *C. lithopodolicum; 2* — область первоначального развития *C. quadripartitum; 3* — пути его расселения на восток; *4* — область первоначального развития *C. sarmaticum; 5* — пути его расселения на запад; *6* — миграция того же вида в глубоководную зону.

В — схема расселения видов в среднесарматское время: *1* — области, заселенные *C. barboti*; *2* — местный вид (*C. aviculare*); *3* — виды мшанковых рифов Бессарабии; *4* — виды мшанковых видов Керченского пролива; *5* — виды мшанковых рифов Центрального Предкавказья; *6* — реликты *C. sarmaticum*

В настоящее время полный период существования — от первого появления до полного исчезновения — какого-либо таксона (вида, рода, семейства и т. д.) называется биозоной данного таксона. Биозоны наиболее дробных таксонов (видов) ограничиваются иногда ярусами или частями последних. Но обычно биозоны охватывают значительно большие отрезки времени. Более продолжительны, естественно, биозоны крупных таксонов (родов, семейств, и т. д.). Так, биозона отряда Ammonitida охватывает почти всю мезозойскую эру, а биозона класса Cephalopoda, как и других классов моллюсков, — весь фанерозой.

Д'Орбиньи полагал, что биозоны (по современной терминологии) всех известных ему видов ископаемых организмов ограничены тем или

другим этажом его схемы. Другими словами, д'Орбиньи считал, что стратиграфический диапазон распространения различных видов ископаемых, который был установлен в разрезах Средней Европы, отвечает их биозонам. Последние всегда ограничиваются согласно его представлениям очередными — предшествовавшей и последующей — катастрофами, которые везде, как в Средней Европе, так и во всех других странах мира, проявляются одновременно.

Если, однако, исходить не из катастрофистских идей, а из представления об эволюционном развитии органического мира, то картину распределения различных форм ископаемых, наблюдаемую в каком-либо отдельном районе, нельзя будет объяснить столь простым образом. Каждый вид возник от другого, предкового по отношению к нему вида, в определенном районе земного шара. В дальнейшем, по мере развития вида и увеличения его численности, ареал его распространения расширяется и в эпоху его расцвета достигает наибольших размеров. Затем в стадии угасания вида ареал его распространения начинает сокращаться, но в пределах ограниченного пространства вид еще долго может существовать при полном его отсутствии на преобладающей части поверхности земли (рис. 24).

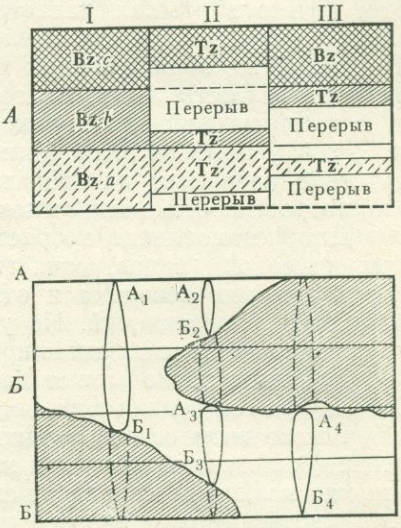


Рис 25. Общая схема соотношений биозон и тейльзон (А) и схемы соотношений биозон и тейльзон одного и того же вида в различных районах (Б). По Келлеру, 1950.

На схеме *А*: в разрезе I показаны биозоны (Bz) трех видов (*a, b, c*); в разрезах II и III — тейльзоны тех же видов (Tz). На схеме *Б*: *АБ* — биозона; $А_1Б_1$, $А_2Б_2$, $А_3Б_3$, $А_4Б_4$ — тейльзоны. Различие в положении тейльзон обусловлено фациями

Один факт распространения какого-либо вида ископаемых (или любого другого таксона) только в определенных слоях какого-либо района никак не определяет, таким образом, общего периода его существования — его биозону. Подобное распространение может объясняться многими причинами, и прежде всего тем, что до начала времени формирования слоев, заключающих остатки данного вида, последний был распространен за пределами данного района. В данный же район он проник (иммигрировал) лишь в начале времени, о котором идет речь. Аналогичным образом и его исчезновение в слоях данного района может быть связано не с его вымиранием, а с его эмиграцией за пределы последнего. Наконец, остатки представителей данного вида могут быть просто не найдены в более древних и более молодых слоях исследуемого района.

Фактический стратиграфический диапазон распространения какого-либо таксона (вида, рода, семейства и т. д.) в слоях определенного района получил название тейльзоны (нем. Teil — часть). Некоторые возможные случаи соотношения биозон и тейльзон показаны на рис. 25.

Устанавливая в изучаемом районе вертикальное распространение каких-либо форм ископаемых, геолог всегда имеет дело с тейльзонами соответствующих таксонов. С тейльзонами имел в основном дело и д'Орбиньи. Но исходя из представления о всемирных катастрофах, разделяющих эпохи формирования этажей его схемы, д'Орбиньи чисто дедуктивно *принимал тейльзоны за биозоны.* В его время это было до-

вольно естественно, так как необходимыми для проверки правильности своих представлений сравнительными палеонтолого-стратиграфическими данными он не располагал.

В наше время никто, конечно, не придерживается представления о периодических всеобщих катастрофах и связанных с ними последующих актах творения. Но заключения о геологическом возрасте слоев лишь на том основании, что в них обнаружено несколько видов, известных в отложениях данного возраста других областей, встречаются часто. Подобные заключения, в которых тейльзоны безоговорочно принимаются за биозоны, являются, по сути дела, катастрофистскими, так как только в рамках катастрофистских представлений фактическое отождествление понятий тейльзоны и биозоны логически оправдано. В рамках же эволюционных представлений смешения данных понятий не должно иметь места. Не должны, очевидно, иметь места и вытекающие из этого смешения заключения о возрасте слоев. Только в том случае, когда биозона вида (или другого таксона) установлена, его присутствие позволяет датировать соответствующим образом геологический возраст вмещающих отложений.

Для установления возраста слоев имеют значение биозоны дробных таксонов (видов, отчасти родов), продолжительность существования которых невелика и отвечает необходимой точности стратиграфических сопоставлений. Но устанавливаются эти биозоны с большим трудом, причем всегда лишь приближенно.

Довольно точно может быть установлена иногда нижняя граница биозон — в тех редких случаях, когда удается уловить момент ответвления нового вида от его предковой формы, т. е. выявить его происхождение (филогению). Верхняя же граница биозон всегда проблематична, так как полное исчезновение вида (его вымирание), как и любого другого таксона, может произойти лишь спустя долгое время после накопления слоев, в которых встречены остатки ископаемых, принадлежащих данному таксону. Известно много случаев, когда остатки представителей таксона, считавшегося на определенном хронологическом рубеже вымершим, находились впоследствии в более молодых слоях.

Методы геологической синхронизации слоев

В течение долгого времени, почти на всем протяжении прошлого века, использовались два метода хронологической параллелизации слоев: метод «руководящих» ископаемых и формально-статистический. С последней четверти прошлого века на базе первого из них развился зональный метод, являющийся наиболее точным к настоящему времени палеонтологическим методом корреляции слоев.

При параллелизации методом «руководящих» ископаемых из всего палеонтологического содержания сопоставляемых слоев используются лишь отдельные — «руководящие» — виды, «руководящее» значение которых устанавливается, как правило, эмпирически. Значение «руководящих» получают те формы, которые в большом числе изученных разрезов оказываются постоянно приуроченными к одному и тому же стратиграфическому горизонту.

Выявление «руководящего» значения какого-либо ископаемого требует, следовательно, стратиграфического изучения большого числа разрезов, которые должны быть сопоставлены и стратиграфически увязаны друг с другом не зависимым от данного «руководящего» ископаемого методом. Очевидно в связи с этим, что до того как использование «руководящих» видов может стать методом стратиграфического и геохронологического исследования, первое из них должно уже достаточно

продвинуться вперед, опираясь на иные критерии сопоставления. Если же, как это нередко бывает, «руководящие» виды выделяются без должного обоснования этого выделения сравнительно-стратиграфическими данными, их «руководящее» значение легко может оказаться фиктивным, а опирающаяся на них корреляция — ошибочной.

Использование метода «руководящих» ископаемых помимо обоснованного выделения «руководящих» видов требует также узкого понимания вида и его точного определения. Причиной многих ошибочных сопоставлений методом «руководящих» ископаемых являлось именно широкое толкование признаков «руководящего» вида. Последнее приводило к тому, что в качестве одной и той же «руководящей» формы рассматривались фактически различные виды ископаемых. Классическим примером может служить отождествление среднедевонских пентамерид Урала группы Conchidiella baschkirica с верхнесилурийскими пентамеридами группы Conchidium knighti. Из-за смешения этих видов долгое время нижне- и среднедевонские отложения Урала относились к силурийской системе.

При параллелизации формально-статистическим методом в противоположность методу «руководящих» ископаемых сравниваются совокупности всех ископаемых, встреченных в сопоставляемых слоях. При этом выявляется степень их (совокупностей ископаемых) сходства (и различия), которая выражается процентом общих видов от суммарного числа видов сопоставляемых комплексов. В связи с этим данный метод часто называют также процентным. Начало использованию данного метода было положено выделением (Деге и Лайелем) по проценту современных видов эоцена, миоцена и плиоцена.

Формально-статистическим методом выявляется лишь степень формального сходства (и различия) сравниваемых комплексов ископаемых. Причины сходства (или различия) при этом не раскрываются. Не учитывается также возможность неравноценности различных видов как показателей геологического возраста вмещающих слоев. Данным методом комплекс ископаемых, приблизительный возраст которого определен по его общему характеру или стратиграфическому положению вмещающих слоев, сравнивается с палеонтологическим содержанием ряда близких по возрасту стратиграфических единиц. Результаты этого сравнения выражаются в виде таблицы, в которой показывается присутствие (или отсутствие) каждого вида ископаемых исследуемых отложений в сопоставляемых с ними слоях (табл. 5). Геологический возраст слоев, с которыми исследуемые отложения обнаруживают наибольшее палеонтологическое сходство, принимается за геологический возраст последних.

Формально-статистический метод дает лишь приближенный результат, однозначное истолкование которого без привлечения дополнительных данных обычно невозможно. Невысокая степень формального («списочного») сходства каких-либо двух комплексов ископаемых или даже полное его отсутствие не доказывает еще различного геологического возраста слоев, вмещающих эти комплексы. Отсутствие сходства, о котором идет речь, может объясняться рядом других причин: и разобщенностью соответствующих бассейнов, и тем, что сравниваемые комплексы населяли различные участки бассейна, в одном случае, например, мелководные, в другом — глубоководные, и тем, что те же комплексы существовали в различных климатических условиях.

При сопоставлении, таким образом, играет роль лишь степень сходства комплексов ископаемых сопоставляемых слоев, которое у слоев, заметно различающихся по возрасту, не может быть значительным. Однако никаких норм, определяющих необходимую степень сходства (процента или просто числа общих видов), требующегося для уверенной хронологической параллелизации формально-статистическим мето-

дом, не существует. Считается, что сходство, выражающееся в присутствии 50% и более общих видов, достаточно для заключения о принадлежности соответствующих слоев к одному геохронологическому интервалу ранга яруса или подъяруса. Но подобная степень сходства обнаруживается редко, даже у заведомо одновозрастных слоев. В приведенном, в частности, примере (см. табл. 5) оно не превышает 15—20%.

Формально-статистический метод применим только к отложениям, заключающим сравнительно богатый комплекс ископаемых. Обычно он используется поэтому лишь при сравнении суммарных данных по тому

Таблица 5

Распределение ископаемых верхнесызранских слоев Поволжья в близких к ним по возрасту отложениях Западной Европы, по Архангельскому (1905)

Названия видов	Верхний мел	Палеоцен				Эоцен			Нижний олигоцен
		Монтский ярус	Палеоцен Копенгагена	Тенетский ярус	Спарнасский ярус	Лондонский ярус	Парижский ярус	Бартонский ярус	
Nodosaria raphanistrum Lin.	+		+						+
Ostrea postvesicularis Netsch.	++								
» *reussi* Netsch.	+								
Modiola elegans Sow. var.				+					
Nucula bowerbanki Sow.				+		+			
Axinus goodhalli Sow.					+	+	+		
Protocardium semidecussatum Koen.			+						
Cyprina morrisi Sow.				+	+	+			
Cytherea lamberti Desh.					++				
» *saincenyensis* Desh.					+				
» *laevigata* Lam.						+	+	+	
» *nitidula* Lam.						+	+	+	
Pholadomya cuneata Sow.				+	+				
Dentalium rugiferum v. Koen.			+						
Turritella mariae Br. et Corn.		+							
» *coemannsi* Br. et Corn.		+							
» *hybrida* Desh.					+	+			
» *compta* Desh.				+	+				
» *biserialis* Eichw.		+							
» *circumdata* Desh.					+	+	+		
Natica detrita v.Koen.			+						
Volutilithes elevatus Sow.		+				+			
Actaeonina cf. *elata* v. Koen.			+						
Actaeon regularis v. Koen.			+						

или другому району и его использованию должно предшествовать их обобщение на основе иной методики исследования. К удовлетворительным результатам он приводит лишь при сравнении комплексов ископаемых, относящихся к одной зоогеографической провинции и существовавших в близких условиях. Материал разнородный в данном отношении обычно трудно сравним — степень сходства оказывается столь незначительной, что никаких определенных выводов сделать не позволяет.

Свободной комбинацией рассмотренных выше методов является метод «характерных комплексов». Этим методом сравниваются не отдельные «руководящие» ископаемые и не вся совокупность установленных в исследуемых слоях форм, а выделенные по тем или другим соображениям «характерные» ассоциации видов. Данный метод не регламентируется какими-либо нормами и правилами как в отборе

«характерных» видов, так и в определении смысла их характерности. Поэтому его использование в значительной мере определяется субъективными представлениями исследователя. В руках опытного стратиграфа он может привести к достоверным результатам. В руках же малоопытного и особенно предвзято настроенного исследователя данный метод нередко приводит к бездоказательным субъективным заключениям.

Зональный метод можно рассматривать как расширенную и углубленную форму метода «руководящих» ископаемых. При работе данным методом в качестве «руководящих» используются не единичные, стратиграфически обособленные формы, а виды, являющиеся членами *зональных последовательностей форм*. Виды — члены подобных последовательностей — оказываются руководящими не столько в силу своих индивидуальных особенностей, сколько благодаря определенному положению в данном вертикальном ряду форм. Именно в этом и заключается основное преимущество зонального метода, так как вероятность того, что одинаковая последовательность форм проявится в различных разрезах на различном хронологическом уровне, очень невелика.

Понятие зоны как дробного интервала стратиграфического разреза, характеризующегося зональным комплексом ископаемых, было введено д'Орбиньи. Но современное представление о зонах и зональном методе корреляции было развито несколько позднее (1856—1858) немецким геологом А. Оппелем на основе изучения юрских отложений Средней Европы.

А. Оппель поставил перед собой задачу корреляции юрских отложений Англии, Франции и юго-западной Германии путем прослеживания отдельных горизонтов — зон, выделяющихся исключительно на основе палеонтологических данных и вне зависимости от литологических признаков отложений. Подобные единицы стали называться впоследствии биостратиграфическими.

Оппелем был установлен «идеальный» профиль (т. е. полная последовательность юрских биостратиграфических зон), которую он рассматривал как своеобразную масштабную линейку, с помощью которой можно проводить точную корреляцию слоев. И это назначение «зонального масштаба» и его преимущество перед другими методами корреляции было им блестяще продемонстрировано на примере сопоставления юрских отложений ряда стран Западной Европы.

Зональное расчленение Оппеля было чисто эмпирическим. Оно было разработано еще до появления «Происхождения видов» Дарвина (1859) и никаких представлений о филогенетических взаимоотношениях зональных форм не заключало. Но вскоре, с развитием эволюционных идей, зональные последовательности ископаемых получили эволюционное истолкование и стали пониматься как филогенетически связанные ряды форм. Все дальнейшее развитие и совершенствование зонального метода протекало уже на этой — эволюционной, филогенетической основе.

Выявленные к настоящему времени зональные последовательности (ряды) форм во многих случаях представлены эволюционными рядами, т. е. последовательностью филогенетически связанных родственных видов, каждый из которых является потомком ему предшествовавшего (рис. 26, *В*, *Г*). В принципе все зональные последовательности должны представлять собой именно подобные — *эволюционные* — ряды форм. Практически, однако, далеко не всегда филогенетические взаимоотношения видов, составляющих подобные ряды, могут быть установлены. Нередко поэтому выявленные реально существующие зональные последовательности включают виды, филогенетически непосредственно не связанные, но закономерно сменяющие друг друга во времени (рис. 26, *А*, *Б*). Подобная смена может быть вызвана как определенным парал-

лелизмом в темпе развития различных филогенетических ветвей, так и периодической иммиграцией в данный бассейн видов, развившихся где-то вне его пределов. Последовательной иммиграцией в среднеевропейский юрский бассейн различных видов аммоноидей отчасти объясняется, например, природа юрских аммонитовых зон Средней Европы. Поскольку область (океаническая?), которая служила истоком этой иммиграции, не установлена, связанные с ней формы аммонитов получили название криптогенных (Неймайр, 1878).

Зональные последовательности (ряды) форм, как и «руководящее» значение отдельных ископаемых, устанавливаются эмпирически. Соответствующая последовательность форм должна быть прослежена в ряде достаточно разобщенных разрезов. И лишь установление факта повторения на большой площади и в отложениях различного литологического типа одинаковой последовательности видов дает основание рассматривать эту последовательность как зональную и использовать ее в дальнейшем для корреляции разрезов. Если при этом палеонтологическое исследование покажет филогенетическую связь видов данной последовательности, возможность практического использования последней расширяется, и это использование становится уже более уверенным и обоснованным.

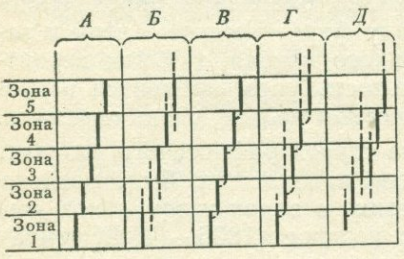


Рис. 26. Схема, иллюстрирующая некоторые возможные случаи вертикального распределения и филогенетических взаимоотношений последовательных членов зонального ряда форм. По Леонову, 1974

Как уже отмечалось, момент появления нового вида (ответвление его от родительского вида) устанавливается легче и точнее, чем момент его исчезновения. Поэтому основание зоны фиксируется обычно появлением в разрезе соответствующего зонального вида. Но кровля зоны большей частью с моментом исчезновения вида не совпадает (рис. 26, *Г*, *Д*), а определяется началом следующей зоны, т. е. появлением вида, характерного уже для следующей зоны. Биостратиграфическая зона оказывается при этом интервалом разреза, ограниченным уровнями появления зональных видов смежных зон.

В развитии обособляется обычно начальная стадия, когда вид представлен еще немногими и не типичными для него особями. За ней следует стадия расцвета, характеризующаяся обилием типичных представителей вида и их наиболее широким (на площади) распространением. Во многих случаях легче распознается начало стадии расцвета зонального вида, а не его первое появление. Границы биостратиграфических зон легче устанавливаются поэтому не по появлению зонального вида, а по началу стадии его расцвета. В таких случаях биостратиграфическая зона будет интервалом разреза, ограниченным уровнями начала расцвета в развитии зональных видов смежных зон (рис. 27).

Таким образом, в общем случае биостратиграфические зоны не совпадают по времени формирования с биозонами зональных видов. Нередко они оказываются тейльзонами последних.

Биостратиграфические зоны, выделяющиеся на основе изучения эволюции видов, как правило, отражают эволюцию одного таксона (рода, семейства) и являются монотаксонными. Некоторые исследователи считают, однако, что биостратиграфические зоны должны выделяться на основе эволюции не отдельных видов, а их комплексов и являться, следовательно, политаксонными.

Монотаксонный характер большинства выделяющихся биостратиграфических зон определяется реальными возможностями их выде-

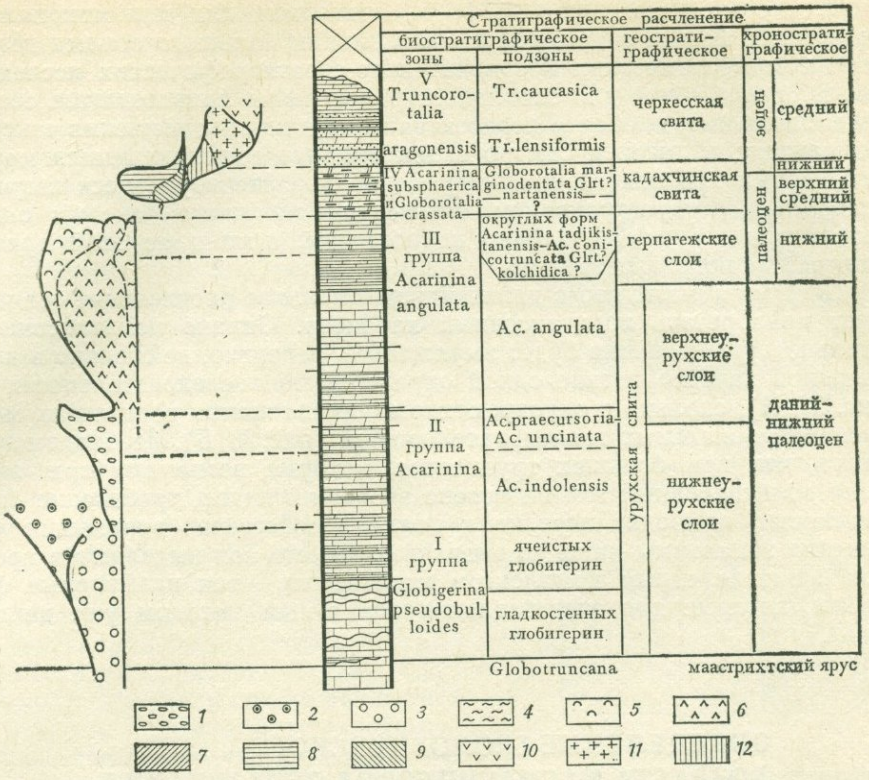


Рис. 27. Схема зонального расчленения нижней части нижнепалеогеновых отложений р. Урух (Северный Кавказ). По Алимариной, 1963:

1—12 — вертикальное распространение различных форм планктонных фораминифер

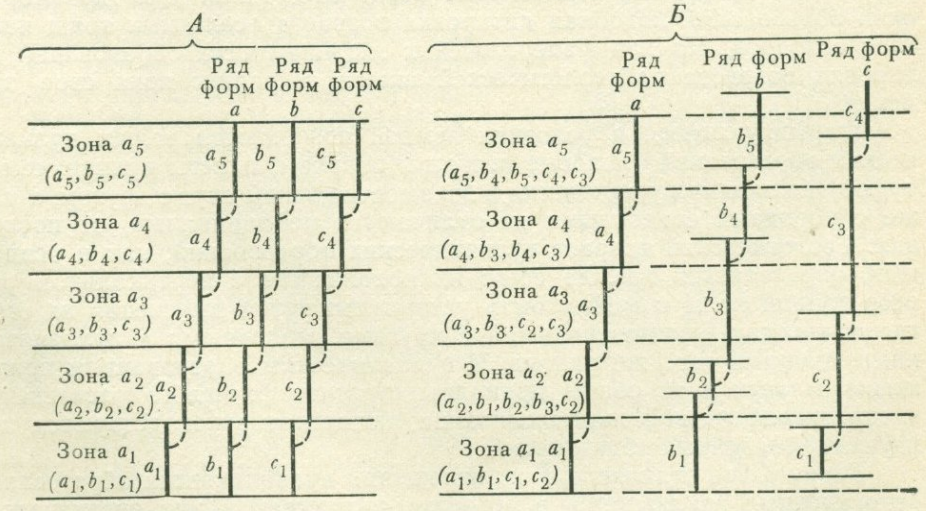


Рис. 28. Схема, иллюстрирующая два возможных случая строения зонального комплекса:

А — возникающего при синхронном развитии генетических ветвей, представленных **рядами** форм *a, b, c*, последовательные члены которых a_1; b_1; c_1; a_2; b_2; c_2 и т. д. составляют зональные комплексы зон a_1—a_5;

Б — возникающего при асинхронном развитии тех же генетических ветвей. По Леонову, 1974

ления. Выявление и изучение форм, пригодных для межрегиональной корреляции, всегда сопряжено с выполнением большого объема детальных палеонтологических и сравнительно-стратиграфических исследований. В связи с этим для зонального расчленения привлекаются обычно лишь отдельные, наиболее перспективные в данном отношении таксоны, обладающие четкими и быстро и закономерно изменяющимися морфологическими признаками и одновременно характеризующиеся широким площадным распространением. Менее перспективные таксоны оказываются при этом недостаточно полно изученными и по этой причине остаются не использованными.

Следует думать, что в дальнейшем зональное расчленение все чаще будет приобретать политаксонный характер. Однако политаксонность зонального расчленения будет выражаться, вероятно, не столько в политаксонной характеристике одной определенной последовательности зон (рис. 28, *А*), сколько в одновременном использовании нескольких монотаксонных зональных последовательностей (рис. 28, *Б*). Необходимо учитывать, что при больших трудностях, которые возникают при выделении политаксонных зон на основе эволюции видов, требование «комплексности» приводит нередко к подмене собственно зонального расчленения зональным лишь по названию. Вместо зон выделяются просто слои с определенным комплексом ископаемых — так называемые фаунизоны, которые для сопоставления зональным методом уже не пригодны.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В настоящее время геохронология магматических образований опирается в основном на радиометрические данные. Нередко радиометрический возраст магматических горных пород используется для хронологической датировки вмещающих осадочных толщ. Для докембрийских образований подобная датировка возраста осадочных толщ является основной. Но для фанерозойских магматических образований датировка возраста по геологической шкале сохраняет пока свое значение.

Формирующиеся в условиях земной поверхности толщи вулканических образований (лавовые потоки и покровы, пласты вулканических туфов) по характеру залегания и взаимоотношений друг с другом, а также с породами осадочными не отличаются принципиально от последних. Геологический возраст вулканических образований, как и осадочных, определяется прежде всего их положением в вертикальном разрезе земной коры и может быть установлен путем выяснения их стратиграфических взаимоотношений с другими осадочными и вулканическими толщами того же района. К вулканическим образованиям приложимы отчасти и те общие принципы стратиграфического расчленения и стратиграфической параллелизации, которыми руководствуются при изучении осадочных образований.

Главнейшее отличие в этом отношении вулканических образований от осадочных заключается в обычном отсутствии в них органических остатков, что, как правило, не позволяет использовать при их изучении палеонтологический метод. Вследствие этого при выделении среди них тех или других стратиграфических комплексов и при стратиграфической параллелизации пластов отдельных разрезов определяющее значение получают неорганические признаки пород — их минералогический и химический состав, структура и текстура пород и др.

Геологический возраст вулканических образований может быть определен путем выяснения геологического возраста подстилающих и покрывающих пластов осадочных пород. Очень часто поэтому возраст вулканических образований определяется приближенно, так как возрастной интервал, разделяющий время образования подстилающих и покрывающих осадочных толщ, может быть весьма значительным. Так, если толща вулканических пород подстилается отложениями каменноугольной системы, а покрывается отложениями меловой, то очевидно, что образование данных вулканических пород могло произойти на протяжении любого отрезка пермского, триасового, или юрского периода (рис. 29). Нередко вулканические породы являются наиболее молодыми образованиями данного района (рис. 29, слой $б^2$) и в этом случае может быть определен только нижний предел их геологического возраста.

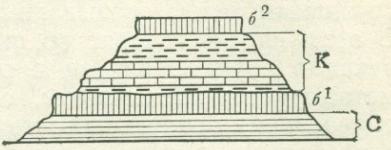


Рис. 29. Схема возможных стратиграфических взаимоотношений вулканических и осадочных образований:

$б^1$ и $б^2$ — покровы базальта; *С* — каменноугольные отложения; *К* — меловые отложения

Значительно более сложны условия залегания и взаимоотношения интрузивных образований. Они могут располагаться среди самых различных по возрасту отложений, и их стратиграфическое положение в разрезе земной коры само по себе не дает определенного ответа на вопрос об их геологическом возрасте. Очевидно, что интрузивная порода будет моложе всех тех толщ слоев, которые она пересекает (рис. 30, *А*). Она будет также моложе всех тех толщ осадочных и вулканических пород, которые ее подстилают, если только подобные взаимоотношения не определяются последующими тектоническими перемещениями. Но налегание одной интрузивной породы на другую их относительной древности само по себе еще не определяет. Порода подстилающая может оказаться более молодой, внедрившейся в более позднее время, чем порода, ее покрывающая. Различно может быть истолковано и соотношение интрузивных пород с покрывающими их осадочными и вулканическими образованиями, которые также могут быть и моложе, и древнее подстилающих их интрузивных пород.

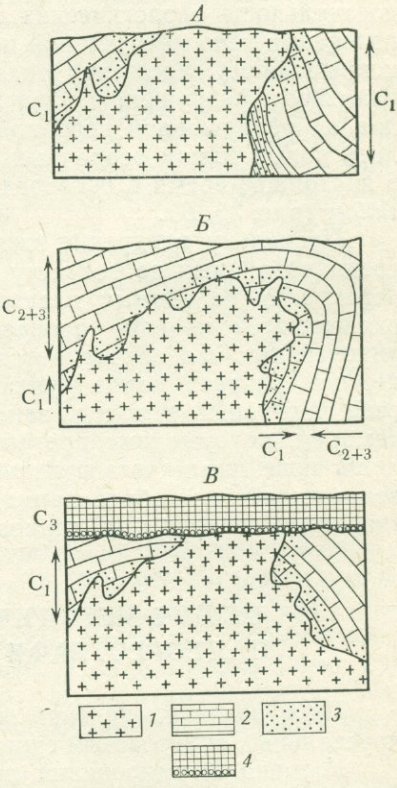


Рис. 30. Различные типы стратиграфических взаимоотношений интрузивных и вмещающих осадочных пород. По Страхову, 1948:

1 — гранит; *2* — породы, вмещающие гранитную интрузию; *3* — зона контактного метаморфизма вокруг интрузии; *4* — породы, перекрывающие размытую поверхность интрузии и вмещающих пород; C_1, C_{2+3}, C_3 — индексы возраста пород, вмещающих интрузию или ее перекрывающих

Таким образом, непосредственные стратиграфические взаимоотношения интрузивных пород друг с другом и с вмещающими их осадочными и вулканическими образованиями в общем случае не дают одно-

значных указаний на их относительный геологический возраст. Возникшие трудности могут быть преодолены путем изучения контактов интрузивных тел с вмещающими их породами (рис. 30, *Б*, *В*).

Обладая в момент образования высокой температурой и высокой химической активностью, интрузия оказывает определенное воздействие на вмещающие породы. Последние в зоне соприкосновения с интрузивным телом оказываются более или менее метаморфизованными. В этом случае говорят об активном, интрузивном контакте соответствующих пород. Наличие в окружающих породах следов контактного метаморфизма показывает, следовательно, что эти породы в момент образования интрузивного тела уже существовали. Тем самым определяется относительно молодой возраст данной интрузивной породы. Если же в породах, контактирующих с интрузивным телом, не обнаруживается следов контактного метаморфизма, геолог вправе сделать заключение об относительной древности интрузии. Если при этом обнаруживается, что граница интрузивного тела неровная и несет следы размыва или выветривания, и особенно если в подошве контактирующей породы встречается щебень или галька интрузивной породы, подобное заключение будет полностью достоверно. В этом случае последовательность геологических событий была, очевидно, такой: после образования тело интрузивной породы в результате поднятия и денудации покрывающих отложений оказалось обнаженным и стало подвергаться размыву и разрушению. При наступлении нового этапа осадконакопления на разрушенной неровной поверхности интрузивного тела отложились новые толщи осадочных и вулканических пород, которые и видны в настоящее время в непосредственном соприкосновении с интрузивным телом (рис. 30, *В*).

Поскольку внедрение интрузии и ее застывание могут произойти среди различных по возрасту отложений, а размыв кровли интрузии и перекрытие ее новыми пластами осадочных или вулканогенных пород оказываются нередко процессом длительным, геологический возраст интрузивных тел определяется большей частью еще более приближенно, чем возраст пород вулканических. В областях щитов, например, тела интрузивных пород, залегая среди толщ раннего и среднего докембрия, которые они прорывают и метаморфизуют, перекрываются лишь новейшими четвертичными отложениями. В подобных случаях возможное время образования интрузий, по геологическим данным, растягивается на огромный период геологической истории.

ОБЩИЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Пути познания условий формирования интракрустальных и суперкрустальных образований существенно различны.

Условия формирования первых из них недоступны непосредственному наблюдению и изучению. Они могут быть выявлены лишь косвенным образом — путем логического анализа признаков данных образований и воспроизведения условий их формирования в эксперименте. Поскольку интракрустальные образования (как и метаморфические) представляют собой закономерно построенные физико-химические системы, и тот, и другой методы исследования (и логический анализ и эксперимент) оказываются по отношению к ним вполне эффективными и широко используются в современной петрологии. Эти методы достаточно специфичны, и мы их в дальнейшем касаться не будем.

Формирование суперкрустальных образований происходило и происходит на поверхности земного шара. Современные проявления

этого процесса доступны непосредственному наблюдению и исследованию, и это исследование может быть положено в основу познания аналогичных процессов геологического прошлого Земли. Утверждение этой возможности нашло свое выражение в принципе актуализма (см. с. 27).

Вполне естественно, что принцип актуализма раньше и шире всего начал применяться при попытках восстановления условий образования осадочных горных пород. На основе данного принципа оформился и определенный — актуалистический — метод их исследования.

Сущность актуалистического метода сводится к сравнению исследуемых горных пород с близкими к ним по составу современными осадками и нахождению их (исследуемых осадочных горных пород) современных аналогов. Сходство (аналогия) состава рассматривается как указание на сходство (аналогию) в условиях образования, и на этом основании условия образования современных аналогов исследуемого ископаемого объекта принимаются за модель условий образования последнего. Использование актуалистического метода требует знания условий и закономерностей современного осадконакопления. Но поскольку данные о современных осадках достаточно подробно излагаются в курсе общей геологии, мы их касаться не будем.

Понятие «условия образования» по отношению к осадочным горным породам отвечает понятию «палеогеографическая обстановка». Любая палеогеографическая реконструкция относится к определенному участку земной поверхности. Поэтому, когда речь идет об условиях образования осадочной горной породы, то имеется в виду не просто кусок (образец) горной породы, а геологическое тело, которое этой горной породой сложено, т. е. отвечающая ему литостратиграфическая единица. Задача выяснения условий образования последней будет сводиться к палеогеографической реконструкции отвечающего ей эпизода.

В некоторых случаях при наличии в горной породе характерных органических остатков (колониальных кораллов, например) или характерной текстуры (например, определенного типа косой слоистости) можно прямым актуалистическим путем прийти к выводу о некоторых элементах палеогеографической обстановки ее формирования. Но в других, резко преобладающих случаях этого сделать уже нельзя, в основном ввиду двух обстоятельств.

Этому мешает прежде всего *неоднозначность*, в палеогеографическом отношении, как литологических, так и палеонтологических признаков отложений, связанная с тем, что породы сходного и даже тождественного состава, структуры и текстуры могут сформироваться в различной палеогеографической обстановке. В ряде случаев этому препятствует также то, что среди осадочных горных пород геологического прошлого встречаются такие их типы, близкие аналоги которых среди современных осадков вообще неизвестны.

Неоднозначность в палеогеографическом отношении признаков горных пород можно пояснить на примере терригенных (обломочных) пород субаквального происхождения, составляющих преобладающую часть осадочных пород стратисферы. Характер субаквальных терригенных отложений определяется в основном (и всегда, по-видимому, определялся) гидродинамическим режимом соответствующего водоема. Относительно грубозернистые (песчаные) осадки накапливаются в подвижной среде — в зонах действия течений и волнения; наиболее грубозернистые (гравий, галечник) — в особо подвижной среде — зонах прибоя, руслах горных рек; более тонкие осадки (алевриты, глины), наоборот, — в зонах с ослабленным гидродинамическим режимом.

Характер гидродинамического режима связан, естественно, с харак-

тером водоема (речным, озерным, морским, океаническим), а в пределах отдельных водоемов — с различными их участками: прибрежными, мелководными, глубоководными, например в водоемах бассейнового типа. Но эта связь достаточно сложна и в значительной мере определяется индивидуальными особенностями как данного водоема в целом, так и отдельных его участков.

Далеко не всегда поэтому в морских бассейнах осуществляется та «нормальная» схема распределения осадков различного типа (гравийно-галечниковых, песчаных, глинистых, известняковых), которая используется, например, в схемах строения осадочных циклов (см. с. 35).

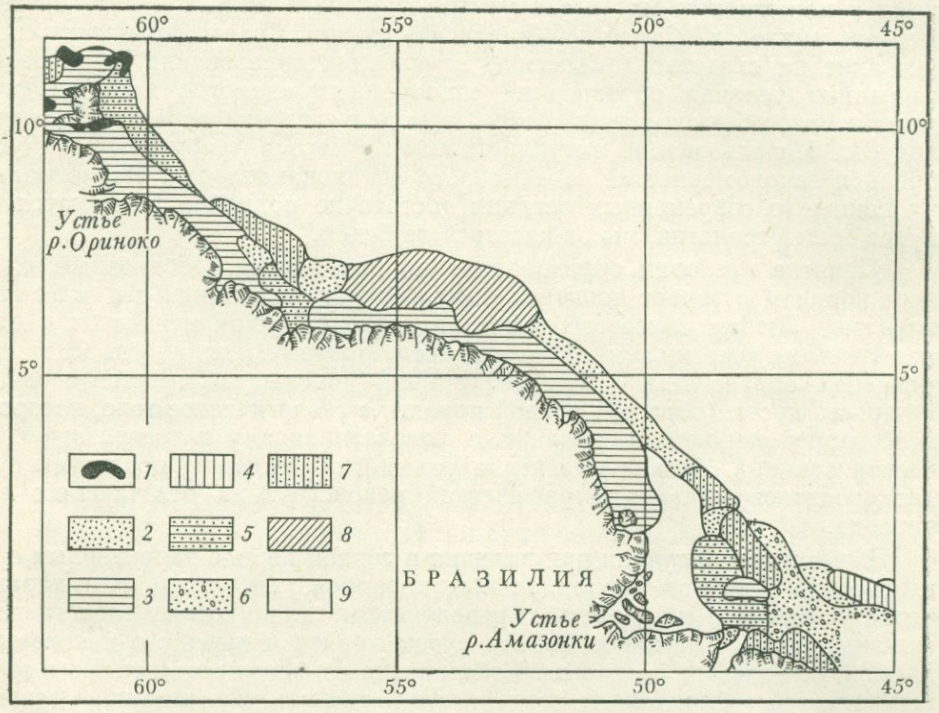


Рис. 31. Распределение осадков у берегов Бразилии. По Швецову, 1948:

1 — скалистый грунт; *2* — песок; *3* — глина и ил; *4* — ракушняки; *5* — песок и глина; *6* — песок и гравий; *7* — песок и раковины; *8* — песок, раковины и глина; *9* — осадки неизвестны

Как видно из рис. 31, распределение различных типов осадков может быть в действительности много сложнее, вплоть до обратного «нормальному». Глинистые осадки, в частности, могут накапливаться и в центральных частях морских водоемов, и в спокойных заливах, и, как видно из рис. 31, непосредственно вдоль открытого побережья океана, и в центральных частях озерных бассейнов, и в ряде других областей.

Важно, что характер гидродинамического режима и определяющийся им тип осадков влияет также на состав организмов, населяющих соответствующие участки дна водоема. Так, в тихой спокойной воде на глинистом грунте обитают формы (моллюсков, например) с тонкой раковиной; в подвижной среде на песчаном, галечниковом или скалистом грунте, наоборот, — формы с массивной раковиной. Существует, таким образом, коррелятивная взаимосвязь между гидродинамическим режимом, типом донных осадков и характером организмов, населяющих данный участок дна.

Идя актуалистическим путем, по совокупности признаков горной породы можно сделать заключение о гидродинамическом режиме соответствующего участка ископаемого бассейна. Но гидродинамический режим — лишь один из элементов палеогеографической обстановки и сам по себе этой обстановки не определяет. Как правило, следовательно, актуалистический путь исследования, т. е. сравнение исследуемой горной породы с близкими к ней современными осадками, может дать лишь наводящее указание на возможную палеогеографическую обстановку ее образования. Но выявить эту обстановку одним актуалистическим путем нельзя.

Таким образом, однозначное палеогеографическое истолкование эпизода по признакам, запечатленным в отвечающей ему литостратиграфической единице, в общем случае невозможно. Данный вывод показывает, что и в палеогеографическом отношении литостратиграфические единицы не являются полноценными объектами историко-геологического исследования. Для понимания действительной палеогеографической обстановки формирования каждой отдельной литостратиграфической единицы необходимо знание общей картины осадконакопления в пределах всего соответствующего ископаемого бассейна или хотя бы достаточно крупной его части. Необходимо, следовательно, и в данном — палеогеографическом — отношении изучать и рассматривать литостратиграфические единицы не изолированно, а взаимосвязанно со всеми другими подобными единицами, сформировавшимися в ту же эпоху, в пределах того же бассейна.

Подобное, взаимосвязанное рассмотрение литостратиграфических единиц снова приводит нас к представлению о них как о *фациях геостратиграфических единиц*, которые и выступают при этом в качестве основных объектов палеогеографического исследования. Полноценному палеогеографическому исследованию должно предшествовать, следовательно, *выделение геостратиграфических единиц*, т. е. естественная *периодизация истории геологического развития* соответствующего региона. Выделение геостратиграфических единиц неразрывно связано, как мы видели, с выявлением их фациальной структуры и закономерностей фациальной изменчивости и фациальных взаимоотношений входящих в их состав литостратиграфических единиц — фаций.

Очевидно, что на охарактеризованной стадии палеогеографического исследования последнее теснейшим образом связано с региональностратиграфическим исследованием и лишь в дальнейшем, при палеогеографическом истолковании признаков различных фаций (литостратиграфических единиц), оно приобретает определенную специфику и независимость. Палеогеографическое истолкование осуществляется с учетом актуалистических наведений, с одной стороны, и выявленных закономерностей во взаимоотношениях фаций, т. е. результатов фациального анализа, — с другой. Обычно уже сама картина распределения различных фаций раскрывает общую палеогеографическую обстановку соответствующего бассейна. В качестве примера, иллюстрирующего это положение, можно рассмотреть картосхему фаций верхнесарматских отложений Крымско-Кавказской области (рис. 32).

Сарматский бассейн представлял собой обширное внутреннее озеро-море, существовавшее в конце миоценовой эпохи неогена. Как видно из рис. 32, вдоль южного (кавказского) берега бассейна в верхнесарматское время протягивалась узкая полоса песчаных, местами конгломератовых осадков, которые к северу, в сторону центральной части бассейна, сменялись полем песчано-глинистых, а затем глинистых отложений. Иная картина смены фаций наблюдается в сторону северного края верхнесарматского бассейна. Глинистая фация центральной части бассейна сменяется к северу широкой полосой известково-глинистой и известковой фаций.

Подобная картина распределения фаций указывает на то, что основная масса терригенного материала поступала в Сарматский бассейн с юга, со стороны Кавказского хребта, который представлял собой, по-видимому, в это время приподнятую горную страну, прорезанную горными потоками. Местоположение устьев этих потоков намечается, возможно, участками развития конгломератовой фации. Наоборот, с севера в Сарматский бассейн не поступало, вероятно, заметного количества терригенного материала. Можно предположить поэтому, что северные берега Сарматского бассейна были низкими, и вследствие этого лежащая к северу суша отличалась слабым развитием эрозион-



Рис. 32. Фации верхнесарматских отложений. По Колесникову, 1940:
1 — конгломераты; *2* — пески; *3* — глины мелководные; *4* — известняки; *5* — известняки и глины; *6* — глины и пески; *7* — глины глубоководные

ных процессов, чему способствовала, возможно, засушливость или даже пустынность климата. На последнее указывает наличие местами в составе северной известковой фации прослоев и линз гипса.

Обрисованная языком фациального анализа общая обстановка осадконакопления в Сарматском бассейне не может в большинстве своих особенностей быть выражена языком обычных географических понятий, таких, как соленость, глубина, температура бассейна, направление течений и т. п. Единственным собственно географическим элементом, который в данной реконструкции более или менее уверенно устанавливается, является граница бассейна (граница суши и моря).

Аналогичным образом обстоит дело и с подавляющим большинством других, подобных же палеогеографических реконструкций. Как правило, они рисуют палеогеографию условным языком фациального анализа, вскрывающего и объясняющего причины данной картины распределения фаций, но не обычным языком географических понятий. Последние, если они и используются в подобных реконструкциях, например показом положения горных хребтов или вулканов, то совершенно условно, выражая лишь общее представление автора реконструкции о подобных явлениях, но не реальную геологическую действительность.

Реальная объективная палеогеография — это, таким образом, совсем не география геологического прошлого. В общем случае она лишь объясняет закономерности распределения фаций и в этом заключается ее основной научный смысл, имеющий большое значение для ориентировки поисков полезных ископаемых, связанных с теми или другими фациями.

Любая картосхема фаций является условным построением, поскольку в нем дается фиксированное положение границ различных фаций. Но картосхема фаций, как и базирующаяся на ней палеогеогра-

фическая реконструкция, всегда отражает не момент времени, а эпоху формирования определенной свиты слоев, которая охватывает обычно не менее нескольких миллионов лет. За эти миллионы лет границы зон накопления осадков различного типа неоднократно смещались, в связи с чем их положение, фиксируемое картосхемой фаций, может иметь различный смысл. Очевидно, что картосхема фаций не может отразить характера развития бассейна на том этапе, одному из моментов которого она отвечает. В данном отношении существенным дополнением к картосхемам фаций являются фациальные профили, с рядом примеров которых мы уже раньше встречались (рис. 9, 12, 14).

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Движения земной коры проявляются в двух основных формах: движений орогенических (складко-разрывообразовательных) и движений эпейрогенических (колебательных).

Движения орогенические находят выражение в нарушениях структуры земной коры, в большей или меньшей ее деформации. Результатом этих движений являются разнообразные складки, сбросы, надвиги и другие складчатые и разрывные дислокации. Орогенические движения характеризуются прерывистостью как во времени, так и в пространстве. Они проявляются лишь на отдельных участках земной поверхности и лишь на протяжении ограниченных отрезков времени.

Движения эпейрогенические, как правило, не фиксируются или почти не фиксируются в деформациях земной коры. В отличие от движений орогенических они непрерывны как в пространстве, так и во времени. При этом если движения орогенические ориентированы преимущественно в горизонтальном направлении, то движения эпейрогенические — в основном в вертикальном направлении, приводя к поднятиям и опусканиям отдельных участков земной коры.

Некоторые вопросы изучения орогенических движений

Поскольку орогенические движения прерывисты, эпизодичны, по отношению к ним можно говорить о времени их проявления, установление которого основывается на изучении угловых несогласий в залегании пластов. Последнее выражается отсутствием параллелизма между слоями, перекрывающими друг друга в вертикальном разрезе (рис. 33). Наличие углового несогласия говорит о такой последовательности гео-

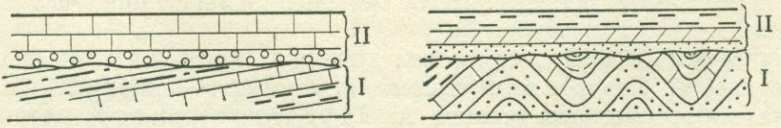


Рис. 33. Несогласное залегание

логических событий: 1 — образование нижней свиты слоев; 2 — деформация слоев нижней свиты; 3 — общее поднятие и размыв слоев первой свиты; 4 — новое погружение и образование слоев верхней свиты. Из этой последовательности геологических событий вытекает, что деформация слоев свиты I произошла после образования наиболее молодого слоя этой свиты и до образования наиболее древнего слоя верхней, II свиты. Если геологический возраст слоев, разделенных угловым несогласием, будет тем или другим методом определен, то тем самым будет установлен интервал геологического времени, в течение которого

происходили в данном случае орогенические движения. Очевидно, что точность определения времени проявления и продолжительности орогенических движений будет зависеть от продолжительности перерыва в осадконакоплении, разделяющего эпохи формирования несогласно залегающих толщ слоев. Чем значительней этот перерыв, тем менее определенным будет суждение о времени деформации слоев.

В геологической литературе часто встречаются такие выражения, как «сильная складчатость», «слабый орогенез» и т. п. Подобная оценка орогенических движений всегда очень субъективна, так как общепринятый единообразный метод количественного учета интенсивности орогенического процесса в геологии отсутствует. К решению этого вопроса можно подойти с разных сторон. Для этой цели используется средняя крутизна наклона крыльев складок, степень сжатости складок, амплитуда горизонтальных и вертикальных перемещений по плоскостям сбросов и надвигов и некоторые другие особенности складчатых и разрывных дислокаций. Все эти признаки пригодны для сравнительной оценки интенсивности тех проявлений орогенеза, в результате которых возникли деформации одного типа: или складчатые, или сбросовые, или надвиговые. Сравнивать подобным образом проявления орогенеза, приведшие к деформациям различного типа, уже затруднительно.

Методы выявления эпейрогенических движений и некоторые способы выражения общей картины геологического развития отдельных регионов

Характер эпейрогенических движений проявляется в основном в ходе осадконакопления. Поднятия одних участков земной поверхности и опускание других обусловливают образование обширных и пологих антиклинальных и синклинальных структур. Эти последние находят обычно выражение в морфологии земной поверхности и определяют распределение в соответствующую эпоху областей денудации и аккумуляции осадков. В пределах любой области осадконакопления, особенно в морских бассейнах, эпейрогенические движения оказывали также влияние на состав и строение накапливающихся осадков. Поднятие дна морского бассейна должно было вызывать смену относительно глубоководных отложений более мелководными, опускание должно было приводить к изменениям обратного характера.

Таким образом, эпейрогенические движения прошлых геологических эпох прежде всего запечатлеваются в изменениях состава и строения осадочных толщ земной коры. Следовательно, для выявления истории эпейрогенических движений какого-либо участка земной поверхности необходимо прежде всего изучить слагающие его толщи отложений.

Долгое время эпейрогенические движения не привлекали внимания исследователей. Сдвиг в этом отношении наступил в конце XIX в. в результате работ русского геолога А. П. Карпинского, разработавшего и применившего палеогеографический метод изучения эпейрогенических (колебательных, по выражению Карпинского) движений земной коры и выявившего историю этих движений на территории европейской части России.

Карпинский исходил из того положения, что для спокойных, по его выражению, областей земной поверхности, к которым должна быть отнесена большая часть Европейской России, перемещения береговых линий морей геологического прошлого передают характер колебательных движений земной коры. «На понижающейся части рассматриваемого района, — писал Карпинский, — распространяются воды прилегающего морского бассейна, которые при последующих переменах в движениях земной коры отступают или переходят в другие части района». Сопо-

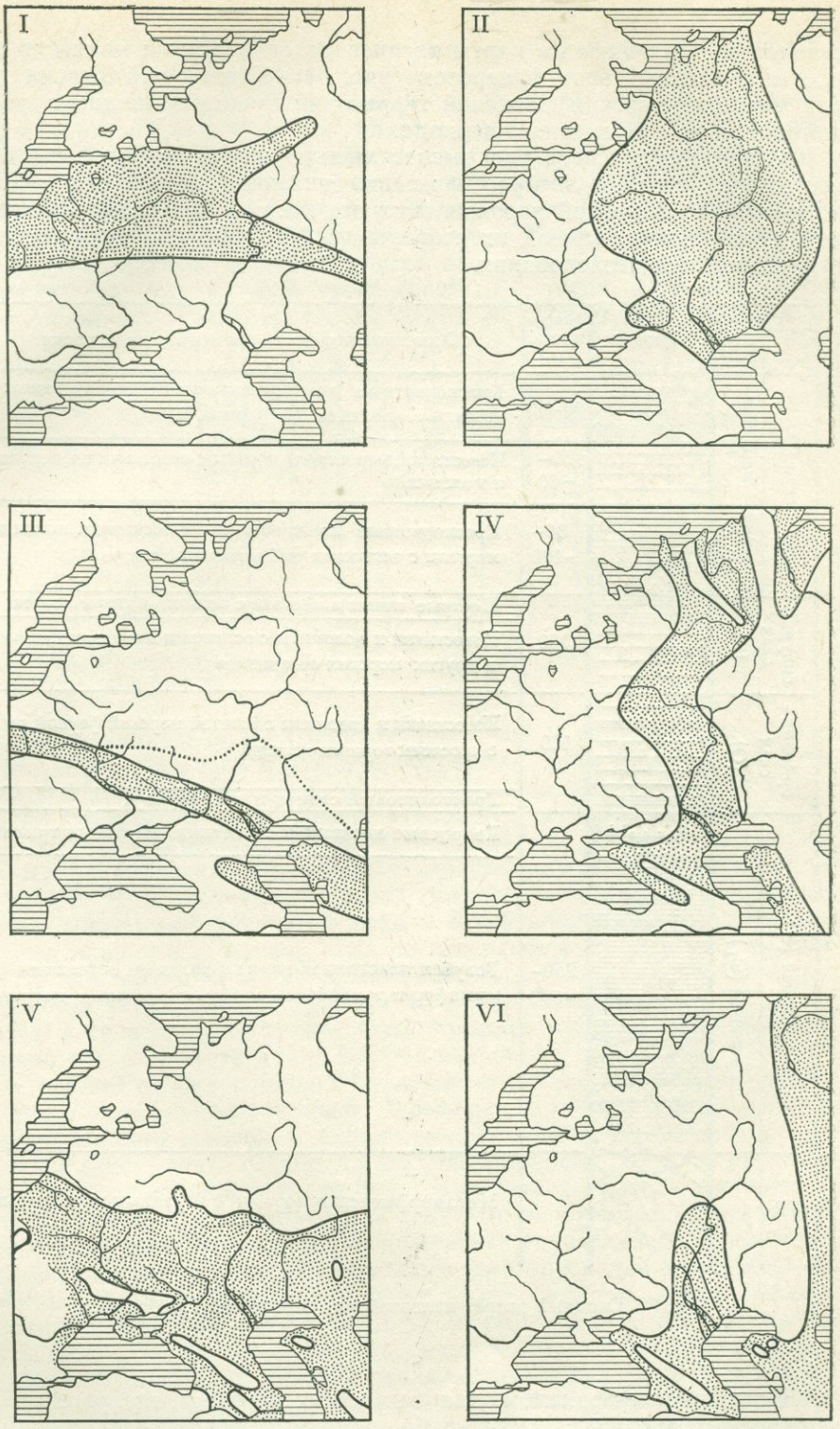


Рис. 34. Палеография европейской части России в различные моменты геологического времени. По Карпинскому, 1919:

I — нижнесилурийский бассейн; II — бассейн верхнедевонской эпохи; III — среднеюрский бассейн; IV — нижнемеловой бассейн; V — верхнемеловой бассейн; VI — нижне- (частью средне-) эоценовый бассейн

ставляя составленные им карты распространения суши и моря для ряда последовательных эпох фанерозоя (рис. 34), Карпинский выявил историю эпейрогенических движений территории Русской равнины с начала палеозоя и до современного периода.

Метод Карпинского раскрывает лишь в общей форме и лишь качественную сторону эпейрогенических движений земной коры. Выяснение более подробной картины этих движений и не только качественной, но и количественной их стороны требует уже иных, более углубленных методов исследования.

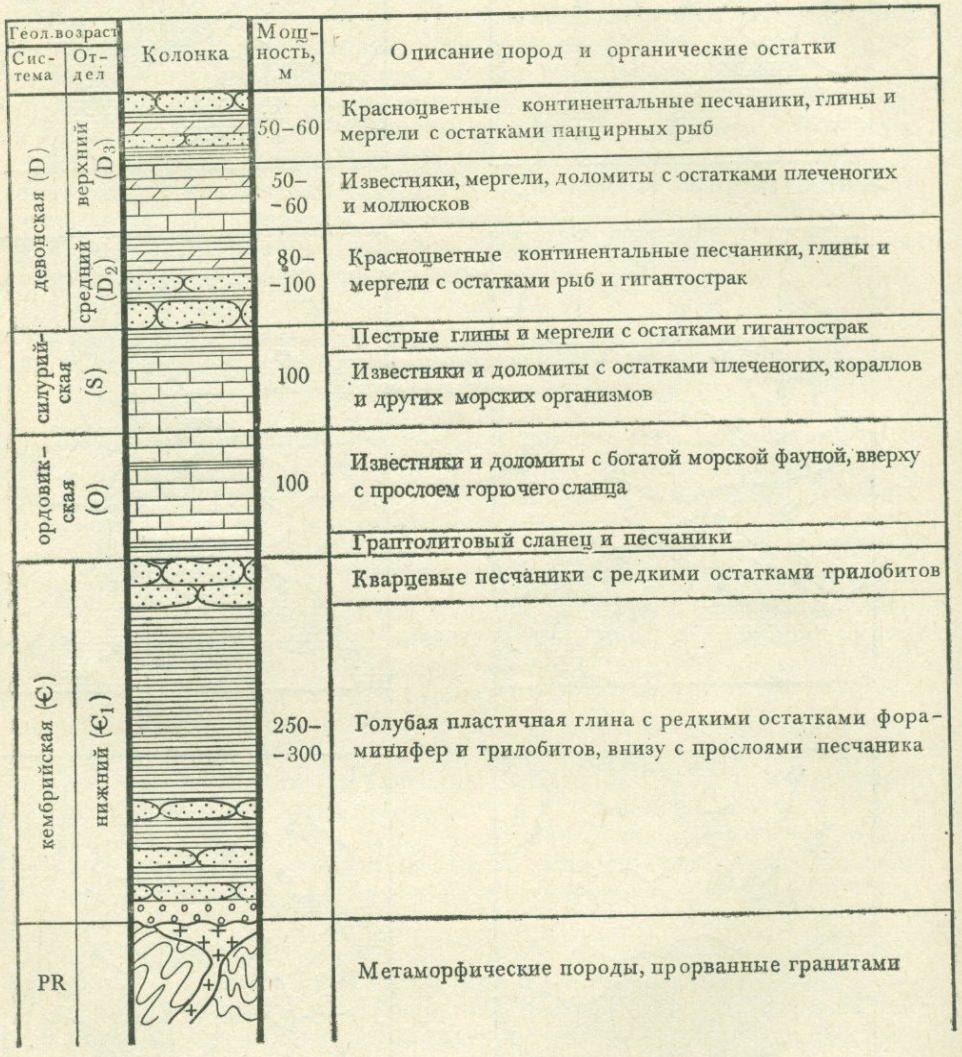


Рис. 35. Сводный разрез палеозойских отложений Прибалтики

Исходным материалом для выяснения истории эпейрогенических движений в пределах какого-либо района служит его сводный стратиграфический разрез (рис. 35). Первым шагом по пути восстановления эпейрогенических движений является анализ палеогеографических условий накопления отложений, представленных в сводном разрезе, и изменений этих условий во времени. Картина последних может быть выражена в виде палеогеографической кривой

(рис. 36, *А*), показывающей перемещение во времени поверхности осадконакопления по отношению к уровню моря.

Амплитуда поднятий и опусканий поверхности осадконакопления может измеряться в метрах или километрах. Но обычно за основные градации вертикального перемещения при построении палеогеографической кривой принимаются границы глубинных областей моря — батиальной, неритовой, литоральной. Вызвано это тем, что изменения в характере отложений, по которым судят о бывших вертикальных перемещениях местности, определяются по отношению к этим глубинным зонам. Для тех отрезков геологического времени, в течение которых в данной местности осадконакопления не происходило (перерыв в

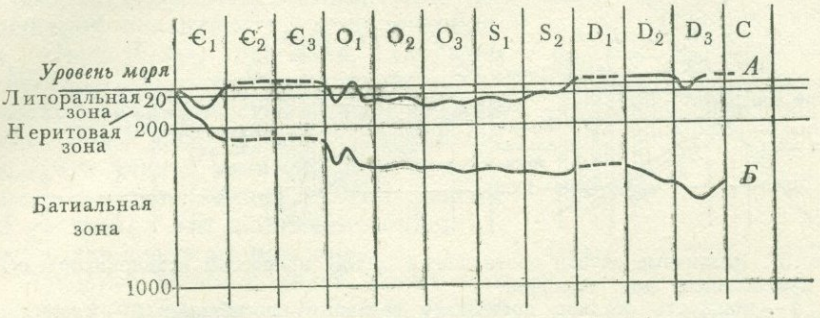


Рис. 36. Палеогеографическая (*А*) и эпейрогеническая (*Б*) кривые для палеозоя Прибалтики

осадконакоплении) или шло образование лишь континентальных осадков, подобного масштаба вертикальных перемещений использовать уже нельзя. Это очевидно для эпох, не представленных какими-либо отложениями. Но и присутствие континентальных отложений не дает в данном отношении надежных точек опоры, так как на континентах области осадконакопления не связаны с определенными уровнями земной поверхности. По изменениям условий осадконакопления можно, таким образом, с известной точностью судить о вертикальных перемещениях местности лишь в том случае, если ее поверхность лежит ниже уровня моря. Но как только та же поверхность поднимается выше уровня моря, возможность учета данным методом ее колебательных движений утрачивается, и ее положение может быть показано лишь условно, как это и сделано для соответствующих эпох на рис. 36.

На первый взгляд, изменения условий осадконакопления, выраженные палеогеографической кривой, передают характер колебательных движений данного района. В действительности дело обстоит не совсем так. Легко представить себе такое положение, когда палеогеографические условия земной поверхности будут изменяться (будет происходить, например, обмеление бассейна) вне зависимости от вертикальных движений земной коры или даже при движении, направленном в противоположную сторону — например обмеление при опускании дна бассейна. Подобные взаимоотношения возникнут в тех случаях, когда осадконакопление в бассейне идет с большей интенсивностью, чем опускание его дна (рис. 37,*а, в*). Нетрудно представить себе и такой случай, когда в условиях опускания условия осадконакопления остаются неизменными. Это будет иметь место при полной компенсации опускания осадконакоплением (рис. 37,*б*).

Изменения условий осадконакопления, которые отражаются в ходе палеогеографической кривой, обусловлены, таким образом, не только прямым влиянием колебательных движений земной коры, но и косвенным воздействием последних — через процесс осадконакопления. Следовательно, чтобы по ходу палеогеографической кривой можно было су-

дить о действительной картине эпейрогенических движений, необходимо учесть фактор осадконакопления. Учесть это можно путем построения эпейрогенической кривой. Ход последней выражает изменение вертикального положения определенной стратиграфической границы в толще тех отложений, для времени накопления которых восстанавливается картина эпейрогенических движений.

В основу построения эпейрогенической кривой кладется палеогеографическая кривая, с которой как бы снимается влияние фактора осадконакопления, выраженное в мощности отложений, накопившихся за время, предшествующее каждому данному моменту, начиная с мо-

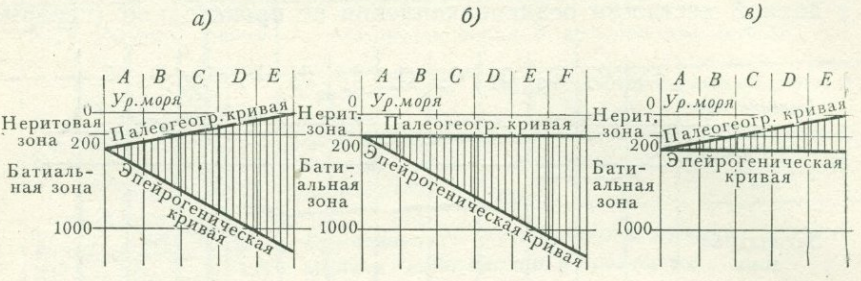


Рис. 37. Различные случаи соотношений между процессом осадконакопления и прогибанием дна бассейна:
а — мощность осадков превышает величину прогибания; *б* — мощность осадков равна величине прогибания; *в* — накопление осадков в условиях стационарного положения дна бассейна; *A* — *F* — последовательные отрезки геологического времени

мента образования выбранной стратиграфической единицы. В качестве опорной поверхности для построения эпейрогенической кривой избирается подошва всех тех отложений, время накопления которых является предметом исследования. В примере, приведенном на рис. 36, это будет подошва кембрийских отложений.

Подошва отложений нижнего кембрия в начальный момент их образования, совпадающий с началом морской трансгрессии, находилась на уровне моря и совпадала в это время с поверхностью отложения. В ходе последующего осадконакопления эти поверхности все больше расходились. Так, в конце нижнего кембрия, в течение которого накопилось около 250—300 м осадков, опорная стратиграфическая граница (подошва нижнего кембрия) располагалась на 250—300 м ниже поверхности осадконакопления. Если последняя находилась в этот момент примерно на уровне моря (палеогеографическая кривая), то опорная поверхность (эпейрогеническая кривая) располагалась соответственно на 250—300 м ниже уровня моря.

Продолжая рассуждать подобным образом, можно восстановить положение опорной поверхности и соответственно эпейрогенической кривой для всего отрезка интересующего нас времени; в данном примере — для кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского периодов.

Эпейрогеническая кривая не может быть построена для тех отрезков геологического времени, которые не представлены в данном районе какими-либо отложениями (в рассмотренном примере — для среднего и верхнего кембрия и нижнего девона). Можно лишь предполагать для этого времени общее поднятие местности, но ни величина поднятия, ни реальный ход соответствующего процесса не могут быть установлены. В меньшей степени, но все же условный характер эпейрогеническая кривая будет иметь и для эпох накопления континентальных осадков (в приведенном примере — для среднего и отчасти верхнего девона).

Палеозойские отложения Прибалтики имеют сравнительно небольшую мощность. Вследствие этого в приведенном примере положение поверхности осадконакопления, которое передается палеогеографической кривой, определяется в основном эпейрогеническими движениями земной коры и лишь отчасти количеством (мощностью) накапливающихся осадков, что обусловливает известный параллелизм палеогеографической и эпейрогенической кривых. При еще менее интенсивном осадконакоплении различие данных кривых было бы еще меньше. Таким образом, в тех случаях, когда мощность накапливающихся осадков по сравнению с амплитудой перемещения поверхности осадконакопления относительно невелика, характер эпейрогенических движений передается уже палеогеографической кривой. Но чем мощности осадков больше, тем больше они будут влиять на положение поверхности осадконакопления и тем меньше соответственно это положение будет отражать движения земной коры.

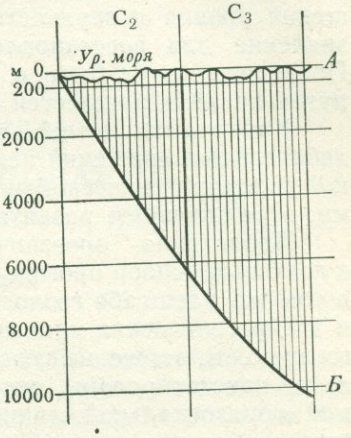


Рис. 38. Палеогеографическая (*А*) и эпейрогеническая (*Б*) кривые области Донецкого бассейна для средне- и верхнекаменноугольной эпох

Известно много случаев, когда при очень незначительных колебаниях уровня осадконакопления образуются мощные толщи осадков. Так, в Донецком бассейне в течение средне- и верхнекаменноугольных эпох накопилось до 10 000 м угленосных отложений. Последние представляют собой частично осадки мелкого моря, частично образования континентальные, сформировавшиеся в условиях приморской низменности. Поверхность осадконакопления располагалась при этом вблизи уровня моря, и амплитуда ее вертикального перемещения

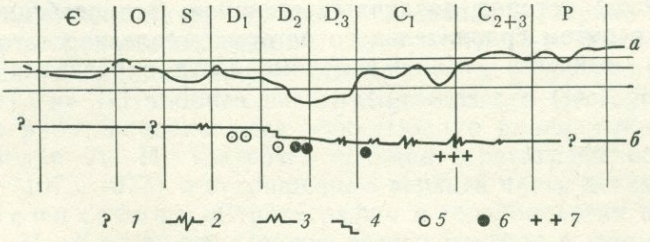


Рис. 39. Диаграмма геологического развития в палеозое внешней зоны складчатых сооружений Центральной Европы. По Бубнову, 1935:

а — эпейрогеническая кривая; *б* — орогеническая кривая; *1* — сомнительный орогенез; *2* — сильный орогенез; *3* — слабый орогенез; *4* — погружение; *5* — кислые извержения; *6* — основные извержения; *7* — интрузии

не превышала, по-видимому, десятков или в крайнем случае первых сотен метров. Если изобразить положение этой поверхности с помощью палеогеографической кривой, то последняя примет вид пологоволнистой, но в целом горизонтальной линии (рис. 38). Эпейрогеническая же кривая, построенная по подошве среднекаменноугольных отложений, покажет резкое опускание, амплитуда которого будет соответствовать мощности отложений среднего и верхнего карбона.

В данном случае характер и амплитуда эпейрогенических движений оказались запечатленными не в изменениях уровня поверхности осадконакопления (палеогеографическая кривая), а в мощности накопившихся осадков. Мощность осадков является при этом как бы мерилом величины опускания соответствующего участка земной коры.

Пример Донецкого бассейна показывает, что для тех случаев, когда мощность накапливающихся осадков относительно велика, перемещения уровня поверхности осадконакопления не имеют существенного значения для восстановления картины эпейрогенических движений. Последние могут быть в этом случае расшифрованы непосредственно путем анализа мощностей отложений.

Картина изменений во времени палеогеографических условий и колебательных движений земной коры, которая дается палеогеографической и эпейрогенической кривыми, легко может быть дополнена данными, отражающими развитие орогенических и магматических процессов.

Проявления орогенических движений могут быть изображены с помощью особой орогенической кривой, которая может быть построена в том же масштабе геологического времени, что и палеогеографическая и эпейрогеническая кривые. На протяжении тех отрезков геологического времени, в течение которых орогенические движения в данном районе не констатированы, орогеническая кривая изображается в виде прямой горизонтальной линии. Эпохи проявления орогенеза отмечаются зигзагообразными изгибами орогенической кривой произвольного размаха. Различная форма и амплитуда этих изгибов может передавать различный характер (разрывной или складчатый, например) и относительную интенсивность орогенической деформации (рис. 39). На той же диаграмме и в том же масштабе геологического времени могут быть показаны с помощью специальных условных знаков и различные проявления магматической деятельности (см. рис. 39).

Изображение геологического развития отдельных участков земной коры в виде единой историко-геологической диаграммы не только способствует выявлению общих закономерностей геологического развития данного региона, но и облегчает выявление сходства и различия в ходе геологической истории различных регионов. Это особенно важно, так как только путем сравнительного историко-геологического анализа могут быть вскрыты общие закономерности в развитии земной коры в целом.

Часть вторая
ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЖИЗНИ ЗЕМЛИ

Глава V
НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Докембрий (криптозой) и фанерозой

До недавнего времени докембрийский этап геологической жизни Земли не вызывал особого интереса отчасти и потому, что его продолжительность, по первоначальным данным, получалась не столь уж большой. Но в последние 15—20 лет, с установлением огромной продолжительности докембрийского отрезка жизни Земли, геология докембрия стала привлекать большое внимание геологов. В связи с этим в последние годы по геологии докембрия, помимо огромного количества работ частного характера, появился ряд крупных обобщающих трудов как зарубежных, так и советских исследователей.

Среди сводных трудов по геологии докембрия следует отметить прежде всего многотомное издание «Докембрий» («The Precambrian)», выходящее под редакцией известного знатока докембрия финского геолога Калерво Ранкама. Два первых тома этой серии изданы также в русском переводе. Полной законченной сводкой по геологии докембрия всех материков является первая (северное полушарие, 1966) и вторая (южное полушарие, 1968) части 13-го тома (Präkambrium) немецкого издания «Руководство по стратиграфической геологии» («Handbuch der stratigraphischen Geologie»).

К числу работ подобного же обобщающего плана относится капитальная сводка Л. И. Салопа «Общая стратиграфическая шкала докембрия» (1973, 1977) и посвященные верхней части докембрия сводки М. А. Семихатова «Стратиграфия и геохронология протерозоя» (1974) и Б. М. Келлера «Тектоническая история и формации верхнего докембрия» (1973). Значительный интерес представляет также работа по тектонике докембрия континентов, проведенная коллективом сибирских геологов под руководством Ю. А. Косыгина, отраженная в ряде публикаций и в тектонической карте докембрия материков, изданной в 1973 г.

Такое внимание к геологии докембрия вполне понятно и оправдано. Докембрий охватывает около 5/6 общей продолжительности геологической жизни Земли, достигающей, по радиометрическим данным, 3,5—4 млрд. лет. В свете этих данных весь последующий — последокембрийский (фанерозойский) — отрезок земной истории представляется лишь ее кратким заключительным эпизодом.

Разделение геологической жизни Земли на докембрийский и последокембрийский (криптозойский и фанерозойский) отрезки возникло исторически. В нем нашел свое выражение тот твердо, эмпирически установленный факт, что на определенном уровне в слоях земной коры перестают встречаться остатки ископаемых организмов. Древнейшие

ископаемоносные слои получили название кембрийских, а подстилающие их, немые в палеонтологическом отношении, толщи слоев стали называться докембрийскими. С накоплением новых данных первоначально установленная подошва ископаемоносных слоев несколько опустилась. Но довольно скоро ее положение стабилизировалось на уровне подошвы слоев нижнего кембрия (основания «зоны *Olenellus*»), и уже в течение столетия это положение остается неизменным.

В палеонтологическом отношении рубеж кембрия с докембрием не является абсолютным. Ниже его в более древних (докембрийских) слоях органические остатки встречаются. Но качественное и количественное различие кембрийских и докембрийских ископаемых остается столь значительным, что наличие их в слоях докембрия лишь подчеркивает резкость рассматриваемого палеонтологического рубежа.

Появление в слоях стратисферы органических остатков, точнее скелетных остатков животных организмов, стало рассматриваться как начало исторического периода жизни Земли, которому предшествовал доисторический (допалеозойский, докембрийский) период ее истории. Позже это разделение закрепилось в представлении о фанерозойском и криптозойском отрезках земной истории. Появление в основании кембрийских слоев органических остатков определяет возможность использования для фанерозойского отрезка жизни Земли палеонтологического метода хронологической параллелизации слоев. По отношению к докембрию до самого последнего времени возможности палеонтологического метода сводились фактически к нулю.

В последние годы положение несколько изменилось. Работами советских исследователей доказана возможность хронологической параллелизации слоев верхнего докембрия по строматолитам и онколитам — образованиям, возникшим в результате жизнедеятельности простейших (синезеленых) водорослей. Для той же цели стали использоваться и некоторые другие органические образования неясного, по-видимому растительного, происхождения. Однако, несмотря на быстрое и эффективное развитие упомянутых исследований, их общее значение для хронологии докембрия остается пока незначительным. Они охватывают лишь некоторые, в основном карбонатные образования верхнего докембрия, и их точность примерно на два порядка ниже точности аналогичных исследований фанерозоя. Если точность зональной корреляции фанерозойских отложений составляет в среднем несколько миллионов лет, то точность корреляции слоев верхнего докембрия по строматолитам составляет первые сотни миллионов лет.

Таким образом, в настоящее время возможность использования палеонтологического метода корреляции остается для докембрия и фанерозоя резко различной. Для большей же, нижней части докембрия это различие является абсолютным.

В настоящее время именно методическое значение рассматриваемого палеонтологического рубежа играет основную роль в противопоставлении докембрия фанерозою. Значение того же рубежа как границы этапов развития органического мира всегда было неясным и остается таковым и в настоящее время.

В геохронологии докембрия палеонтологический метод заменяется радиометрическими методами. Однако и эти методы, различных вопросов использования которых мы в дальнейшем не раз будем касаться, обеспечивают пока лишь небольшую точность корреляции, во много раз меньшую той точности, которая достигается при корреляции палеонтологическим методом слоев фанерозоя. В результате геологическая история докембрия по сравнению с таковой фанерозоя представляется нам в более схематизированном виде. Если в истории фанерозоя мы различаем эпохи продолжительностью в первые десятки или даже пер-

вые миллионы лет, то в истории докембрия продолжительность аналогичных эпох составляет уже, по радиометрическим данным, сотни миллионов лет.

Хронологическое расчленение и характер распространения докембрийских образований

Уже свыше ста лет назад древнейшие, не заключающие органических остатков образования земной коры были названы американским геологом Дж. Дана (1872) архейскими, а соответствующий период времени — архейской эрой. Вскоре после этого другим американским геологом, Э. Эмонсоном (1887) архей, выделенный Дана, был разделен на две части. За более древней из них было сохранено название архей; более молодая получила название «протерозой». Примерно в том же смысле, что и термин «протерозой», некоторое время употреблялись также термины «эозой» (Даусон, 1868) и «альгонк» (Уолкотт, 1889).

Двучленное деление докембрия на архей и протерозой, рекомендованное в 1888 г. Международным геологическим конгрессом, быстро вошло в употребление и стало использоваться для расчленения докембрийских образований во всех странах мира. Это деление всегда было, однако, в значительной степени условным и субъективным. Помимо общего стратиграфического положения соответствующих образований оно опиралось лишь на степень метаморфизма пород. Более сильно метаморфизованные породы того или другого региона относились к архею, менее метаморфизованные — к протерозою. Но степень метаморфизма пород зависит не только от их геологического возраста, но и от условий их формирования. Поэтому одностороннее использование критерия метаморфизма легко может привести к тому, что породы одного и того же возраста, но в различной степени метаморфизованные, в одном районе (где они более метаморфизованы) будут отнесены к архею, а в другом районе (где они менее метаморфизованы) — к протерозою.

В результате понятия «архей» и «протерозой» получали определенный смысл лишь по отношению к докембрийским образованиям отдельных районов. Широкое же их использование — как общих геохронологических понятий — приводило к многим неувязкам и противоречиям. В связи с этим некоторые авторы сводных работ по докембрию предпочитали вообще делением докембрия на архей и протерозой не пользоваться, рассматривая докембрий как единое подразделение общей геохронологической шкалы.

В последнее время, с развитием абсолютной геохронологии, граница архея и протерозоя стала определяться радиометрически. Но и при этом определении число неувязок и противоречий в использовании данных понятий не сократилось. Они стали лишь более явными. Дело в том, что и радиометрически положение границы архея с протерозоем в различных областях развития докембрия устанавливалось независимо, в соответствии с присущими каждой области региональными особенностями развития.

Одновременно многие исследователи, опираясь на радиометрические данные, но используя их различным образом, стали предпринимать попытки построения более детальной общей схемы геохронологического расчленения докембрия. За последние 20—25 лет появилось уже несколько десятков таких схем, и число их неуклонно растет (табл. 6).

В подходе к проблеме общей геохронологической шкалы докембрия определились четыре различных принципа и соответственно четыре различных пути ее построения.

Одни исследователи полагают, что в этой шкале должна найти свое выражение последовательность глобальных геотектони-

Расчленение докембрия различными исследователями

	Г. Д. Афанасьев и др., 1964	И. П. Палей, 1965	Л. И. Салоп 1970	Л. И. Салоп 1973	Н. П. Семененко и др., 1972 Украинский щит	Стоквелл, 1973 Канадский щит	Дани и др., 1966 Австралия	Б. М. Келлер и др., 1977	Г. П. Леонов, 1978
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
500	фанерозой	фанерозой	палеозой			фанерозой		фанерозой	палеозой
	570	600	эокембрий (венд)	570 эокембрий	550	600	600	570±20	600
	протерозой: верхний протерозой	аравалиды	620 эпипротерозой	650 эпипротозой	докембрий V	хадриний	аделаидий	венд	докембрий VI
1000		900 сатпуриды		1000 верхний	1200 докембрий IV	1000 неохеликий		680±20 верхний 1050±50 средний	1000 докембрий V
1500	средний протерозой	1600 карелиды	1100 верхний протерозой	1300 средний	1700 докембрий III	1400 палеохеликий	1400 карпентарий	1350±50 нижний 1650±50	1500 докембрий IV
2000	нижний протерозой	2000—1900 беломориды	1650 средний протерозой	1600 нижний	2000 докембрий II	1800 афебий	1800 налладжайний	нижний (карелий)	2000 докембрий III
2500		2200 саамиды	2100 нижний протерозой	1900 мезопротозой	2700 докембрий I	2560 архей	2300 архей	2600±50	2500 докембрий II
3000	архей 2600	2800 образования нуклеарной стадии	2800 архей	палеопротозой				архей	3000 докембрий I
3500				3500 криптозой (архей)	3500				

ческих циклов докембрия. Границы ее подразделений должны, следовательно, отвечать границам упомянутых геотектонических циклов. Одним из вариантов подобной шкалы является «Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР (проект 1977 г.)», рекомендованная Всесоюзным совещанием по общим вопросам расчленения докембрия СССР, состоявшимся 18—20 мая 1977 г. (см. табл. 6, графа 8). До этого в СССР использовалась аналогичная шкала, разработанная на основе того же принципа и рекомендованная к употреблению в 1964 г. (см. табл. 6, графа 1).

Другие исследователи считают, что та же шкала, подобно геохронологической шкале фанерозоя, должна быть построена на основе того или другого эталона, т. е. какой-либо региональной последовательности тектоно-магматических циклов. Границам этих региональных циклов и будут соответствовать границы подразделений общей геохронологической шкалы.

Третья группа исследователей, как и предыдущая, рекомендует путь построения геохронологической шкалы докембрия на основе региональных эталонов. Только вместо одной последовательности эталонных единиц предлагается использовать набор единиц, относящихся к различным регионам и частично перекрывающих друг друга. В качестве эталонных единиц рассматриваются при этом не тектоно-магматические циклы, а соответствующие последним стратиграфические (вещественные) комплексы (рис. 40).

Наконец, четвертая группа исследователей стоит на той точке зрения, что геохронологическая шкала докембрия должна быть построена путем *простого разделения докембрийского времени на равновеликие отрезки продолжительностью, например, по 500 млн. лет.* В дальнейшем мы будем придерживаться именно этого формального способа общего геохронологического расчленения докембрия. Соображения, которые можно привести в обоснование данного способа, сводятся к следующему.

Каким бы образом геохронологическая шкала докембрия ни строилась, фактически синхронность и последовательность как стратиграфических (вещественных) комплексов, так и событий (тектоно-магмати-

ческих циклов) докембрия в глобальном масштабе всегда устанавливается лишь на основе радиометрических датировок. Последние же всегда устанавливаются непосредственно, а не путем корреляции с эталоном, как это имеет место при определении геологического возраста слоев фанерозоя. Эталон нужен для сопоставления (корреляции). Если же корреляции нет, то эталон оказывается ненужным атрибутом, лишь осложняющим использование шкалы.

При использовании эталона положение границ подразделений геохронологической шкалы всегда будет более или менее случайным, а объем этих подразделений — неравноценным, так как и то, и другое будет определяться региональными особенностями эталона. Помимо этого, опираясь на эталон, шкала лишается стабильности, так как границы подразделений эталона при выражении их цифрами абсолютного возраста с уточнением последних меняются. В геохронологии докембрия эталон мог бы иметь смысл лишь в одном случае — если бы выделяющиеся в нем подразделения отражали последовательность глобальных геотектонических циклов. Это придавало бы опирающейся на него шкале значение универсальной естественной системы геохронологической классификации. Но в этом случае принципиальное значение получает уже не эталон, а выделение глобальных геотектонических циклов.

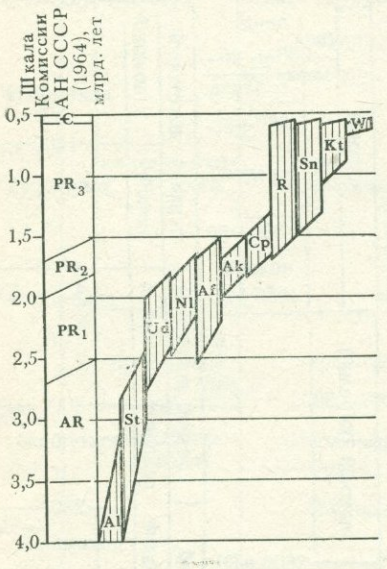


Рис. 40. Набор частично перекрывающих друг друга эталонов хронологических подразделений докембрия. По Борукаеву и Парфеневу. 1970:

Al — алданий, St — становий, Ud — удоканий, Nl — налладжайний, Af — афебий, акитканий, Ср — карпентарий, R — рифей, Sn — синий, Kt — катангий, W — венд

Вывод о ненужности каких-либо эталонов при непосредственной, исключающей корреляции радиометрической датировке геологических событий докембрия распространяется, естественно, и на шкалу, составленную из черепитчато перекрывающих друг друга эталонов, предлагаемую группой новосибирских геологов (см. рис. 40). Дополнительным неудобством этой шкалы является нестабильность самого набора эталонов, определенный принцип выбора которых отсутствует — за несколько лет, протекших с момента первой публикации данной шкалы (1969), набор составляющих ее эталонов самими авторами шкалы несколько раз менялся.

Многих исследователей привлекает идея построения геохронологической шкалы докембрия на основе выделения глобальных геотектонических циклов. И именно воодушевленность этой идеей и порождает то обилие общих схем расчленения докембрия, которое на протяжении последней четверти века наводняет геологию. Уже само обилие предлагающихся вариантов расчленения, быстро меняющихся даже в последовательных публикациях одного и того же автора, заставляет усомниться в надежности и практической целесообразности подобного принципа расчленения. При анализе же причин этой неустойчивости сомнения переходят в уверенность.

Причины эти достаточно ясны. Данные, использующиеся для установления глобальных геотектонических циклов докембрия, слишком ненадежды и слишком неопределенны для уверенных однозначных за-

ключений. Исследователь всегда должен из них что-то выбрать, что-то оставить без внимания, и выбранное тем или другим образом сгруппировать. В этой процедуре большое значение получают личный опыт и эрудиция исследователя, его исходная региональная база (американские авторы в первую очередь исходят из данных по Канадскому щиту, европейские — из данных по Балтийскому щиту и т. д.), наконец, общий характер его теоретических представлений.

В результате суждения о времени проявления глобальных геотектонических циклов докембрия всегда оказываются субъективными. Субъективной оказывается соответственно и вытекающая из них схема геохронологического расчленения. Это и определяет возможность одновременного существования многих конкурирующих между собой геохронологических шкал докембрия.

Изложенные соображения и заставляют нас при рассмотрении докембрия отказаться от использования как схемы расчленения, опирающейся на тот или другой эталон, так и схемы, основанной на том или другом варианте представлений о глобальных геотектонических циклах. Взамен, следуя рекомендации некоторых советских и зарубежных геологов, мы будем пользоваться формальной шкалой докембрийского времени, разделяя его на равновеликие отрезки продолжительностью 500 млн. лет (см. табл. 6).

Формальное разделение докембрийского времени — на докембрий I—VI — не исключает возможности отразить в этом разделении основные этапы геологического развития земной коры. На протяжении докембрия наиболее отчетливо проявляются два естественных рубежа: один — примерно на уровне 2500 млн. лет назад, который многими геологами рассматривается как рубеж архея и протерозоя; второй — примерно на уровне 1500 млн. лет, соответствующий во многих схемах границе среднего и верхнего протерозоя. Последний из этих рубежей отвечает границе протогея и неогея — доплатформенной и платформенной стадий развития земной коры.

Используя эти рубежи, можно различать нижний докембрий, или архей (древнее 2500 млн. лет); средний докембрий (1500—2500 млн. лет), отвечающий нижнему и среднему протерозою ряда схем; и верхний докембрий (600—1500 млн. лет), отвечающий верхнему протерозою тех же схем. В советской геологической литературе верхний протерозой часто выделяется под названием рифея. Наконец, самая верхняя часть докембрия продолжительностью (50—100 млн. лет) выделяется многими советскими геологами в самостоятельное подразделение, получившее название венда.

Докембрийские образования являются основным компонентом материковых блоков земной коры (см. рис. 2). По характеру распространения и типу развития среди них четко обособляются образования нижнего — среднего докембрия (протогея), с одной стороны, и верхнего докембрия (докембрийской части неогея) — с другой. Образования нижнего и среднего докембрия представлены в основном складчато-метаморфическими и метаморфическими комплексами, слагающими фундамент (нижний структурный ярус) всех платформ и выступающими на дневную поверхность в областях щитов и массивов. Покровные комплексы играют среди данных образований очень скромную роль. Сравнительно широко они развиты лишь на некоторых платформах (Восточно-Африканской, Австралийской), составляя характерную особенность последних.

В пределах разделяющих платформы складчатых поясов достоверные образования нижнего и среднего докембрия встречаются редко, причем всегда в виде небольших, пространственно разобщенных блоков. Скудны пока данные о составе и строении толщ нижнего и сред-

него докембрия и для плитных участков платформ, покрытых чехлом покровных образований. Лишь в отдельных случаях глубокие буровые скважины и геофизические исследования дают некоторое, но все же весьма общее представление о характере фундамента соответствующих плит.

Таким образом, лишь области щитов являются источником сравнительно полной, хотя и трудно дешифрируемой информации о составе, строении и истории формирования нижне- и среднедокембрийских комплексов земной коры.

В противоположность нижне-среднедокембрийским верхнедокембрийские образования распространены, с одной стороны, в пределах плитных участков платформ, а с другой — в разделяющих платформы складчатых поясах. В пределах платформ они слагают основание чехла; в пределах складчатых поясов, как и более молодые толщи фанерозоя, — участвуют в складчатой структуре последних.

Некоторые особенности горных пород нижнего-среднего докембрия (протогея)

В нижнем — среднем докембрии известны некоторые своеобразные типы осадочных горных пород — железистые кварциты (джеспилиты), золотоносно-ураноносные конгломераты и некоторые другие, неизвестные среди пород неогея, образование которых было связано, возможно, с иным, чем впоследствии (в неогее), составом атмосферы, лишенной или резко обедненной, по-видимому, в то время свободным кислородом. Но наиболее характерной особенностью суперкрустальных пород нижнего — среднего докембрия (протогея) является их повсеместный метаморфизм.

За немногим исключением, все осадочные и вулканические породы протогея были после их образования, но в протогее же, метаморфизованы и превращены в различные метаморфические породы — кварциты, мраморы, хлоритовые и слюдяные сланцы, амфиболиты, гнейсы и многие другие. Аналогичные изменения претерпели также и многие интрузивные породы протогея. Граниты были превращены в гранито-гнейсы и ортогнейсы, габбро — в амфиболиты и т. д.

Степень метаморфических изменений может быть очень различной. При слабом метаморфизме как осадочные, так и вулканические породы сохраняют еще первичный облик и первичные признаки: осадочные породы — слоистость, знаки ряби и др.; вулканические породы — шаровую и столбчатую отдельность. При более сильном метаморфизме первичные признаки пород исчезают, и они превращаются в различные кристаллические сланцы и гнейсы.

Реакция на воздействие метаморфизующих агентов у различных пород различна: в одной и той же термодинамической обстановке одни породы изменяются сильнее, другие слабее. Быстрее изменяются глинистые породы, вулканические туфы, основные вулканические породы. Более устойчивы обломочные породы (песчаники, конгломераты), у которых сравнительно легко перекристаллизовывается лишь цемент.

Степень метаморфизма возрастает с повышением температуры и давления, что, в свою очередь, связано с глубиной, на которую погрузились сформировавшиеся на поверхности суперкрустальные породы. Как уже отмечалось, различают три основные ступени (фации) метаморфизма: зеленых сланцев (зеленосланцевую), амфиболитовую и гранулитовую. Эти ступени устанавливаются по присутствию характерных ассоциаций минералов, образующихся в определенном, достаточно узком диапазоне температур и давлений. При повышении температуры и давления характер минеральных ассоциаций

меняется, и ассоциация, характерная для более низкой ступени, замещается ассоциацией следующей, более высокой ступени метаморфизма. Но отдельные минералы могут при этом переходить из одной ассоциации в другую.

Фация зеленых сланцев — это фация небольших глубин и соответственно невысоких температур и давлений. Она характеризуется ассоциацией таких минералов, как хлорит, эпидот, серицит, актинолит, слагающих толщи хлоритовых, серицитовых и других метаморфических сланцев.

Амфиболитовая фация отвечает средним ступеням метаморфизма — средних глубин и давлений. Для нее характерна ассоциация роговой обманки, полевых шпатов, эпидота, часто также глиноземистых минералов группы дистена. К породам данной фации относится основная часть метаморфических пород (кристаллических сланцев и гнейсов).

Гранулитовая фация — наиболее глубинная фация метаморфизма — характеризуется присутствием в кварц-полевошпатовых породах (гнейсах) пироксена и граната. Типичные породы этой глубинной фации метаморфизма — гранулиты (мелкозернистые гранатсодержащие гнейсы) и чарнокиты (породы гранитоидного типа с ромбическим пироксеном и магнетитом, иногда также с гранатом).

Крайней степенью метаморфических изменений является, наконец, процесс мигматизации — послойной инъекции магматического материала в суперкрустальные породы, сопровождающейся метаморфическими изменениями последних. В результате мигматизации возникают специфические породы — мигматиты, слагающиеся тонким переслаиванием гранитного и гнейсового материала.

Дальнейшее развитие метаморфических изменений приводит к палингенезу — полному переплавлению (или метасоматическому замещению?) существовавших ранее пород и возникновению за их счет («возрождению») магматического расплава. Эту крайнюю степень глубинного преобразования суперкрустального материала называют гранитизацией.

Казалось бы, что в земной коре должен существовать непрерывный ряд все более метаморфизованных образований, выделение в котором тех или других ступеней, в частности и охарактеризованных выше трех фаций (ступеней) метаморфизма, всегда будет достаточно условно. Однако в действительности дело обстоит не совсем так. Достаточно условно, по-видимому, выделение амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, которые связаны между собой многими переходными «субфациями». Обычно тесная пространственная и структурная связь наблюдается и между отвечающими этим двум фациям метаморфическими породами. Последние же, в свою очередь, ассоциируются обычно с мигматитами и сами бывают нередко мигматизированными.

Всем этим метаморфическим породам, составляющим группу кристаллических сланцев и гнейсов, четко противопоставляются породы зеленосланцевой фации. Эти последние составляют группу метаморфических сланцев, от которых наблюдается уже обычно постепенный переход к слабо и вовсе не метаморфизованным осадочным и вулканическим породам.

Первичный характер пород, по которым образовались кристаллические сланцы и гнейсы, распознается с трудом, часто же вообще остается не выявленным. Если первичная природа этих образований и определяется, то всегда лишь в самой общей форме — как «осадочная», «терригенная», «вулканогенная» и т. д. Обычно поэтому для их обозначения используется номенклатура метаморфических пород (кристаллических сланцев и гнейсов), которая лишь иногда указывает на их

первоначальный состав (кварциты, филлиты, мраморы). Первичный же состав метаморфических сланцев распознается, как правило, достаточно определенно. В связи с этим для их обозначения используется большей частью или обычная номенклатура осадочных и вулканогенных пород, или та же обычная номенклатура, но с приставкой «мета» (метапесчаники, метабазальт, метагаббро и т. д.). При этом речь идет, следовательно, не об особых метаморфических образованиях, а лишь о тех или других метаморфизованных осадочных, вулканических или интрузивных породах.

В складчатых комплексах геосинклинальных складчатых поясов неогея среди метаморфических образований преобладают таковые зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы амфиболитовой и гранулитовой фаций распространены в этих поясах спорадически, обычно лишь в составе более древних структур.

Среди метаморфических комплексов протогея образования зеленосланцевой фации распространены достаточно широко. Но наряду с ними в протогее широко представлены и образования амфиболитовой и гранулитовой фаций, слагающие обширные блоки в пределах всех платформ. И в этом широком распространении метаморфических образований высоких степеней метаморфизма заключается одна из характерных особенностей протогея.

Органический мир докембрия

В отложениях докембрия, за исключением самой верхней, переходной к кембрию части, достоверно известны лишь остатки простейших — прокариотических организмов, клетки которых лишены оформленной внутренней структуры, в частности и ядра. К подобным прокариотическим организмам относятся бактерии и простейшие — синезеле-

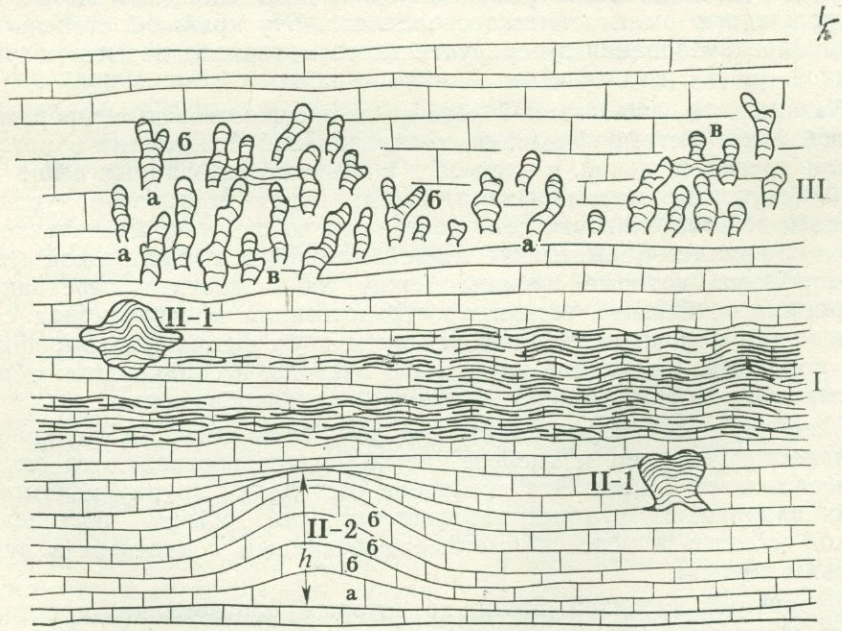


Рис. 41. Типы строматолитовых построек. По Королюк, 1960:
I — пластовой строматолит; II — желваковые строматолиты; II-1 — постройки типа коллениел, II-2 — караваеобразные постройки: *а* — слои, образующие бугор. *б* — слои, облекающие бугор, *h* — высота бугра; III — строматолитовое тело из столбчатых построек: *а* — столбчатая постройка, *б* — дочерняя постройка, *в* — соединительные мостики

ные водоросли. Все остальные организмы как растительные, так и животные, в том числе и одноклеточные (протисты), обладают «обычными» — эукариотическими клетками со сложной внутренней структурой, главнейшим элементом которой является клеточное ядро. Они составляют соответственно группу эукариотических организмов. Уже в нижнем докембрии (архее) обнаружены следы как бактерий, так и синезеленых водорослей. И только следы этих двух групп организмов оказались запечатленными почти во всей остальной, вышележащей толще слоев докембрия, формирование которых протекало на протяжении свыше чем 2000 млн. лет.

Древнейшие из этих следов установлены в нижнем докембрии Южной Африки. Здесь в слоях серии Фиг-три, радиометрический возраст которых составляет около 3000 млн. лет, встречены микроскопические и нитевидные образования, по-видимому, бактериальной природы. А в несколько более молодых доломитах серии Булавайо, с радиометрическим возрастом около 2700 млн. лет, обнаружены структуры, возникшие в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей.

В нижнем докембрии и в нижней части среднего докембрия, т. е. в слоях древнее 2000 млн. лет, органические структуры, как бактериальные, так и водорослевые, обнаруживаются еще очень редко. Но начиная со второй половины среднего докембрия и особенно в верхнем докембрии они становятся уже вполне обычными. Наибольшее значение среди них имеют строматолиты — тонкофигурнослоистые образования, созданные колониями синезеленых водорослей (рис. 41). Строматолиты встречаются, как правило, только в карбонатных породах (известняках, доломитах), которые они могут слагать на значительную часть их мощности.

Современные строматолитообразующие синезеленые водоросли обитают в зонах прибрежного мелководья морских и озерных бассейнов. Поэтому можно предполагать, что и строматолитовые известняки и доломиты докембрия формировались в условиях крайнего мелководья. По морфологии строматолитовые постройки весьма разнообразны (рис. 42). Намечается определенная последовательность существования различных морфологических типов строматолитов. Эта последовательность не отражает, однако, эволюционных изменений (развития) соответствующей группы организмов (синезеленых водорослей), которые, если они и имели место, остаются пока неизвестными. Какие-либо данные об эволюции синезеленых водорослей отсутствуют, и мы не можем сказать, что современные их формы более высоко организованы по сравнению с их докембрийскими предками.

Наличие определенной последовательности различных морфологических типов строматолитов используется для хронологической параллелизации слоев верхнего докембрия. Последняя, как уже отмечалось, осуществляется пока лишь в самой общей форме. Поскольку причина последовательности различных строматолитовых комплексов остается неизвестной и эта последовательность используется чисто эмпирически, параллелизация, о которой идет речь, должна осуществляться очень осторожно и под самым строгим общим стратиграфическим и радиометрическим контролем. Следует отметить, что в практике использования строматолитов для целей корреляции данные условия далеко не всегда соблюдаются, и это значительно снижает объективную ценность получаемых результатов.

В наиболее верхних слоях верхнего докембрия, вопрос о принадлежности которых к докембрию или к кембрию не везде решается однозначно, встречаются уже достаточно разнообразные по составу остатки животных организмов. Среди них известны скорлупки радиолярий и спикулы губок, заметно не отличающиеся от анало-

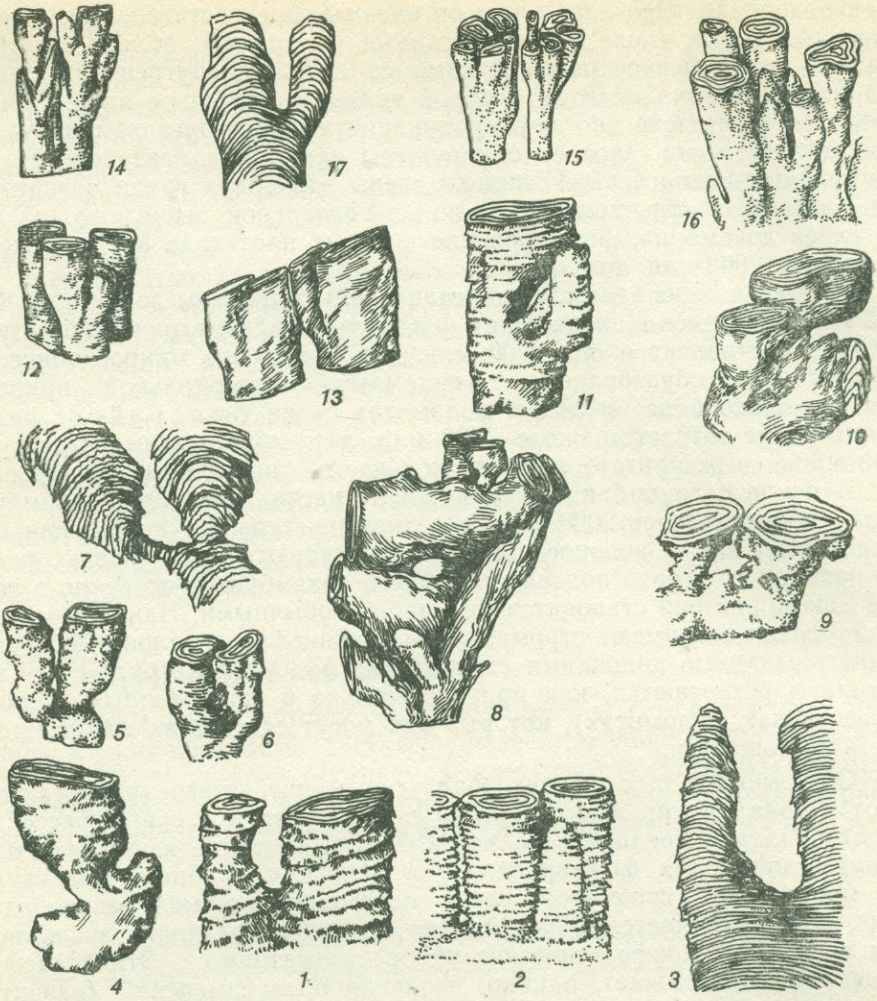


Рис. 42. Строматолиты рифея Урала и некоторых других районов СССР. По Келлеру, 1968:

1, 2, 4—6, 8—16 — общий вид построек; *3, 7, 17* — продольное сечение столбиков (ув. 1/4); *1—3* — Kussiella, *4—7* — Baicalia, *8—10* — Tungussia, *12—13* — Minjaria, *14—17* — Gymnosolen

гичных форм нижнего палеозоя. Среди тех же остатков присутствуют также мелкие, различные по форме трубчатые образования, представляющие собой частично трубочки погонофор, частично «домики» червей-трубкожилов, подобные которым встречаются в более молодых отложениях. Но в большинстве своем животные, остатки которых встречаются в самых верхних слоях докембрия, отличались значительным своеобразием.

Получившее широкую известность местонахождение этих остатков (свыше 1500 экземпляров) находится в Южной Австралии в районе рудника Эдиакара, по которому соответствующий комплекс ископаемых стал называться эдиакарским. Эдиакарские ископаемые встречаются в толще кварцитов Паунд, являющейся наиболее высоким горизонтом верхнего докембрия данного района. Вторым известным местонахождением ископаемых того же типа является Юго-Западная Африка, где они также встречаются в толще кварцитов, относящихся к верхней части слоев (серии) Нама. В последние годы многие эле-

менты эдиакарской фауны и близкие к ним формы были найдены в СССР, а также ряде других районов, но пока почти исключительно в странах Восточного полушария. В странах Западного полушария, несмотря на широкое распространение как в Северной, так и в Южной Америке верхнедокембрийских отложений, в них известны лишь единичные находки ископаемых эдиакарского типа.

Морфологически эдиакарская фауна, в которой установлено свыше 30 видов животных, характеризуется обычно как бесскелетная и растениевидная. Действительно, все составляющие ее формы лишены скелетных образований и многие из них по внешнему виду, подобно стебельчатым иглокожим (морским лилиям и др.), напоминают растения (рис. 43). Систематическая принадлежность различных форм

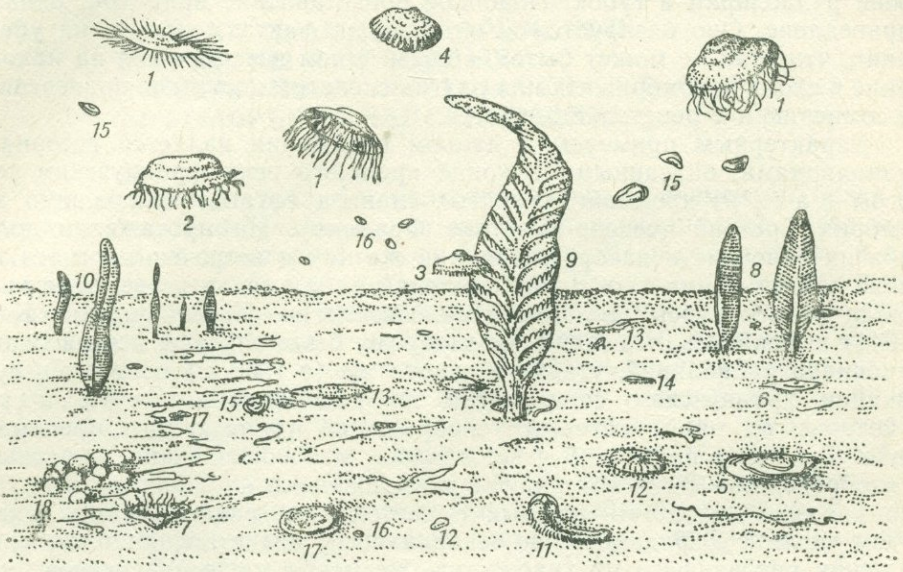


Рис. 43. Реконструкция фауны Эдиакары, сделанная М. Глесснером и М. Уэйдом. По Руттену, 1973:

1—7 — кишечнополостные (Coelenterata); *8—10* — петалонамы (Petalonamae); *11—14* — кольчатые черви (Annelida); *15—16* — членистоногие (Arthropoda); *17—18* — другие организмы

эдиакарской фауны во многих случаях остается не вполне ясной. Ее наиболее характерным и постоянным элементом являются различные медузоиды — *Ediacaria, Beltanella, Cyclomedusa* и другие; представители типа аннелид (*Spriggina, Dickinsonia*) и нового, недавно выделенного типа петалонамов — *Rangea, Pteridinium, Arborea.* Значительно реже, совместно с этими «обычными» формами, встречаются представители некоторых других групп кишечнополостных, единичные трилобитоподобные членистоногие и, наконец, формы неясного систематического положения.

По своему систематическому составу эдиакарская фауна имеет мало общего со скелетной фауной нижних слоев кембрия. Потомки большинства представителей эдиакарской фауны в кембрии не обнаружены, как не обнаружены и предковые формы кембрийской фауны (трилобитов, брахиопод, моллюсков и др.) в слоях, заключающих эдиакарский комплекс ископаемых. Вряд ли поэтому эдиакарская фауна может рассматриваться по отношению к кембрийской как предковая и вряд ли, следовательно, эпохи развития эдиакарской и кембрийской фаун можно рассматривать как последовательные этапы одной линии развития. По-видимому, эти фауны принадлежали к независимым линиям раз-

вития, самостоятельность которых определялась или отсутствием между данными фаунами близкого родства, или их существованием в различных условиях внешней среды, или, наконец, тем и другим вместе. Необязательно поэтому они должны были строго следовать во времени друг за другом и возможно, что некоторое время они существовали и развивались в различных областях Земли параллельно.

Таким образом, эдиакарская фауна не снимает проблемы «внезапности» появления фауны кембрия, причем именно самой фауны, а не только свойственных ее представителям скелетных образований. Некоторые исследователи склонны придавать этой «внезапности» абсолютный характер, отрицая всякую возможность нахождения в докембрии любых представителей скелетной фауны, в частности упоминавшихся выше радиолярий и губок. Подобное представление вряд ли, однако, справедливо. Оно базируется не столько на фактах, сколько на убеждении, что «так не может быть», в связи с чем все указания на нахождение в слоях докембрия тех или других скелетных остатков подвергаются сомнению и переистолковываются.

Характерным примером в данном отношении является история с радиоляриями, описанными в конце прошлого века французским геологом Кайе из кремнисто-углистых сланцев (фтанитов) позднего докембрия Бретани (северо-западная Франция). На протяжении полувека их описание и изображение, так же как и встреченных в тех же слоях спикул кремневых губок, сомнений не вызывали и сведения о них вошли во все курсы геологии и палеонтологии. После смерти Кайе (1944) выяснилось, что шлиф, по которому были описаны и зарисованы раковинки радиолярий, утерян и вскоре же (с 1946 г.) появились публикации французского специалиста по радиоляриям Дефландра, в которых по ряду косвенных соображений (уникального препарата Кайе Дефландр не видел) утверждалось, что образования, описанные и изображенные Кайе как радиолярии, таковыми не являются и что их изображения (сходство которых с настоящими радиоляриями никем, в том числе и Дефландром, не оспаривалось) представляют плод воображения рисовавшего их художника. Несмотря на последующее подтверждение данных Кайе (геологом Грендором, 1956), многократно и в категорической форме повторенное мнение авторитетного специалиста стало восприниматься многими геологами как непреложная истина и соответственно вопрос о присутствии остатков радиолярий в докембрии Бретани стал решаться отрицательно. Интересно, что о присутствии в тех же слоях спикул губок, в отношении которого сомнений никем, кажется, не высказывалось, как-то при этом забывается. К сожалению, и в ряде других случаев представление об отсутствии в тех или других слоях докембрия остатков радиолярий и губок базируется лишь на субъективном мнении авторитетного специалиста.

Глава VI

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ДОКЕМБРИЙСКАЯ ИСТОРИЯ КАНАДСКОГО ЩИТА

ОБЩАЯ СХЕМА ДОКЕМБРИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДОКЕМБРИЯ КАНАДСКОГО ЩИТА

Канадский щит (рис. 44) является основным элементом более обширного Канадско-Гренландского щита, от гренландской части которого он отделен акваториями моря Баффина, Девисова пролива и прилегающего участка Атлантического океана. Вместе с входящими в него акваториями Канадско-Гренландский щит занимает площадь около 12 млн. км^2, что составляет больше половины всей площади Северной Америки (20 млн. км^2) и около 10% общей площади материков.

Собственно Канадский щит имеет форму неправильного прямоугольника, вытянутого с северо-запада на юго-восток, длина которого достигает 3—3,2 тыс. км, а ширина — 2,5 тыс. км. Площадь щита составляет, таким образом, 7—8 млн. км^2, что лишь немного меньше площади всей Европы, включая Восточно-Европейскую платформу с Балтийским и Украинским щитами и соответствует примерно площади Австралии (7,6 млн. км^2).

В Северном полушарии Канадский щит — самый обширный выступ докембрия, намного превышающий все остальные. Самым крупным он является и на Земле в целом, если только не считать за один щит все выступы докембрия Африки.

На северо-востоке Канадский щит ограничен системой широких грабенообразных впадин, занятых акваториями моря Баффина, Девисова пролива и Атлантического океана. По-видимому, подобный же характер имеет и северное ограничение щита. Оно приурочивается к системе нешироких проливов (проливы Барроу, Мелвилл и др.), образующих в совокупности очень правильный, полого выгнутый к югу морской «коридор», разделяющий южную и северную группы островов Канадского арктического архипелага.

На юго-востоке к Канадскому щиту непосредственно примыкает каледонская складчатая область Северных Аппалачей. На юге и юго-западе складчатые и складчато-метаморфические докембрийские комплексы щита погружаются под покровные образования фанерозойского чехла южной и западной плитных окраин Северо-Американской платформы. На крайнем северо-западе платформы эти покровные образования заливообразно вдаются во внутреннюю депрессию щита — впадину Виктория (Волластон-Виктория). С северо-запада впадина Виктория ограничивается сводом Минто, который является одновременно и северо-западной границей Канадского щита в целом.

Типичные покровные образования чехла широко развиты также в центральной части щита, где они выполняют ряд обширных внутрен-

них депрессий — Гудзонова залива, бассейна Фокс, залива Бутия, — образующих в совокупности широкий (до 1000 км ширины в пределах Гудзонова залива) S-образно изгибающийся пояс общей протяженностью до 3000 км, пересекающий с севера на юг почти всю территорию щита. В качестве северо-западного продолжения этого пояса может рассматриваться, по-видимому, и впадина Виктория, отделяющаяся от депрессии залива Бутия узким порогообразным выступом фундамента щита, занимающим п-ов Бутия и западную части о. Сомерст.

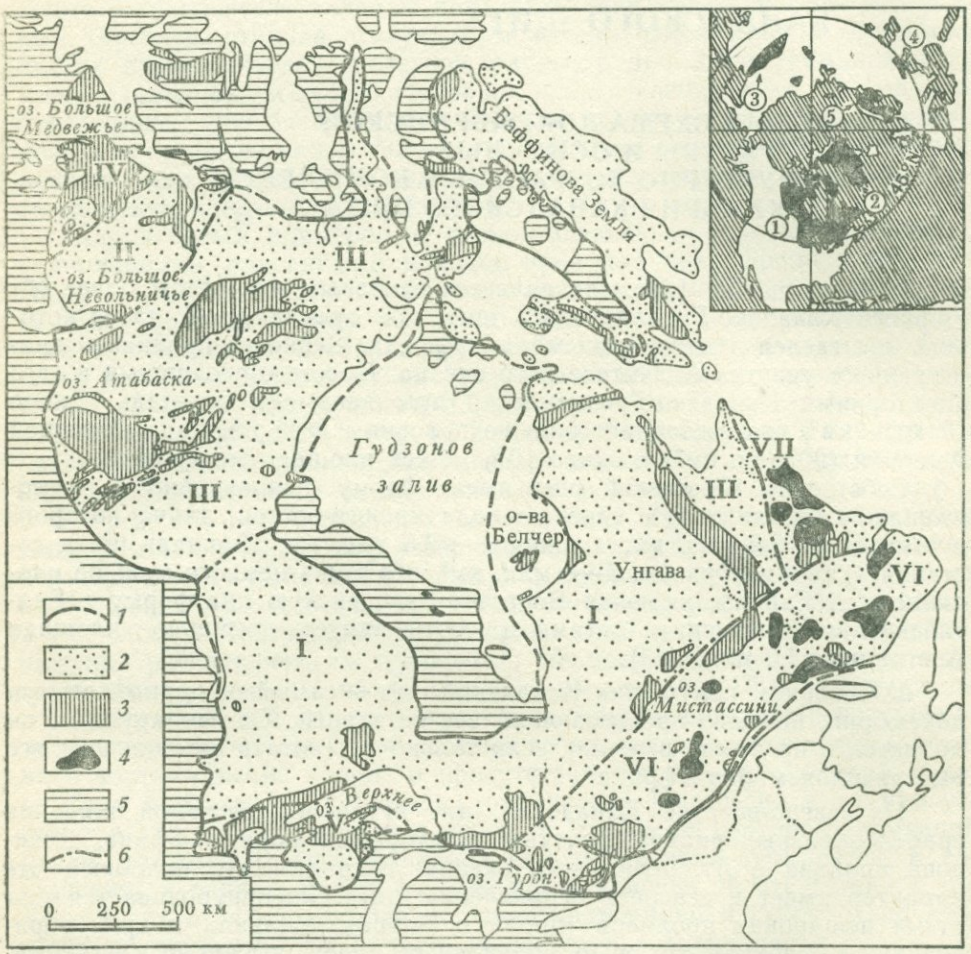


Рис. 44. Геологическая схема Канадского щита. По Гудвину, 1971, с дополнениями:
1 — граница Канадского щита; *2* — нижний докембрий (архей) и на ряде участков более молодые гранитоиды; *3* — средний и верхний докембрий (протерозой); *4* — интрузии лабрадоритов; *5* — образования чехла Северо-Американской платформы; *6* — границы провинций Канадского щита. Провинции Канадского щита: I — оз. Верхнего, II — оз. Большого Невольничьего; III — Черчилл; IV — оз. Большого Медвежьего; V — Южная; VI — Гренвилл; VII — Найн. На врезке: *1* — Канадский щит, *2* — Гренландский щит, *3* — Алданский щит, *4* — Украинский щит, *5* — Балтийский щит

Внутренняя структура Канадского щита не однородна (см. рис. 44). Уже давно было подмечено, что состав и строение докембрийских образований различных участков щита различны. Подобные участки, за которыми укрепилось название «провинции», стали выделяться в качестве определенных структурных элементов щита. В последнее время представление о провинциях Канадского щита получило дальнейшее

развитие, оформление и обоснование уже на базе радиометрических данных.

Статистическая обработка радиометрических данных показала, что в различных областях Канадского щита преобладают датировки возраста определенной величины. Отсюда следует, что в геологической истории каждой подобной области имело место некое «событие», с которым было связано образование основной массы радиоактивных минералов, послуживших материалом для радиометрических определений возраста пород. Поскольку эти радиоактивные минералы являются компонентами тех или других интрузивных образований, «событие», о котором идет речь, проще всего представить как эпоху активной интрузивной деятельности. Последняя же, согласно обычным представлениям, получает развитие в эпоху складчатости, завершающей геосинклинальный цикл развития соответствующего региона.

Таким образом, преобладание в какой-либо области радиометрических датировок одной определенной величины может означать, что в геологической истории данной области основное значение имеет один определенный геосинклинальный (тектоно-магматический) цикл развития. Время его завершения и нашло свое отражение в соответствующих радиометрических датировках. Чтобы преобладать, «основное событие» должно было переработать или просто стереть следы более ранних «событий». Сохраниться же «преобладание» могло в результате того, что в более позднее время подобные «события» уже не проявлялись, а если и проявлялись, то в сильно ослабленном виде.

На основе радиометрических данных в докембрийской истории Канадского щита выявлено четыре крупных «события», каждое из которых явилось основным для той или другой провинции щита. Эти четыре события рассматриваются как эпохи завершения четырех геосинклинальных (тектоно-магматических) циклов. Соответственно они получили названия кеноранской, гудзонской, эльсонской и гренвильской складчатости.

По уточненным данным (Стоквелл, 1973), кеноранская складчатость завершилась около 2560 млн. лет назад; гудзонская — 1800 млн. лет; эльсонская — 1400 млн. лет; гренвильская — 1000 млн. лет назад. Кеноранской складчатостью заканчивается, по представлению американских геологов, архей. Вся остальная часть докембрия — между кеноранской складчатостью (2560 млн. лет) и началом кембрия (600 млн. лет) — относится ими к протерозою.

Стоквеллом (1964) протерозой разделяется на три эры — раннюю, среднюю и позднюю, которые он, используя греческие корни, назвал соответственно афебием (Aphebian), хеликием (Helikian) и хадринием (Hadrinian). Афебий — время между кеноранской и гудзонской складчатостями (2560—1800 млн. лет); хеликий — время между гудзонской и гренвильской складчатостью (1800—1000 млн. лет), разделяющееся на уровне эльсонской складчатости (1400 млн. лет) на палеохеликий (1800—1400 млн. лет) и неохеликий (1400—1000 млн. лет); хадриний — время между гренвильской складчатостью и началом кембрия (1000—600 млн. лет). По принятой нами схеме расчленения докембрия, архей американской схемы отвечает нижнему докембрию; афебий — в основном среднему докембрию; хеликий и хадриний — верхнему докембрию (см. табл. 6).

Как области кеноранской складчатости рассматриваются две провинции Канадского щита: обширная провинция оз. Верхнего — сокращенно Верхняя (Superior), — охватывающая с юга широким полукольцом область Гудзонова залива, и небольшая провинция оз. Невольничьего — сокращенно Невольничья (Slave) — в северо-западной части щита (см. рис. 44). Как области гудзонской складчатости рассматриваются три провинции: обширная провинция

Черчилл, охватывающая полукольцом область Гудзонова залива с севера; небольшая провинция Южная (Пенокийская) на крайнем юго-западе щита и небольшая провинция оз. Большого Медвежьего — сокращенно Медвежья (Ваг) — на крайнем северо-западе щита. Как область эльсонской складчатости рассматривается одна небольшая провинция Найн в северо-восточной части п-ова Лабрадор. Наконец, областью гренвильской складчатости считается обширная провинция Гренвилл в юго-восточной части щита.

Принимая схему разделения Канадского щита на провинции, следует, однако, иметь в виду, что представление о коррелятивной связи между развитием магматических (внедрение интрузий) и тектонических (складчатость) процессов не вполне точно. Подобной связи может и не быть и внедрение интрузий может происходить независимо от складчатости, завершающей цикл развития геосинклинального прогиба. Именно поэтому «события», выявленные по сгущениям радиометрических датировок, более осторожные исследователи стали трактовать в последнее время просто как «термальные события», не предопределяя решения вопроса об их связи с заключительной фазой какого-либо геосинклинального цикла.

Представление о складчатой области прежде всего предполагает существование отвечающего ей комплекса складчатых суперкрустальных образований, сформировавшихся в стадию геосинклинального погружения, которая должна была предшествовать эпохе завершающей складчатости. В связи с этим основное значение для выделения складчатой области имеет установление отвечающего ей *складчатого комплекса*, без чего это выделение приобретает характер умозрительного, беспредметного построения.

Таким образом, трактовка провинций Канадского щита как складчатых областей различного возраста (кеноранского, гудзонского и т. д.) является не единственно возможной и, следовательно, в какой-то мере условной. Как мы увидим в дальнейшем, для некоторых провинций она оправдывается лишь отчасти, к некоторым же вообще не приложима.

Геологически в области Канадского щита выделяются два основных блока фундамента: юго-восточный и северо-западный, разделенные поясом внутренних депрессий (Гудзонова залива, бассейна Фокс, залива Бутия), в пределах которого выступы фундамента образуют узкие перемычки. Лишь на юго-западе эти блоки смыкаются, и здесь их граница совпадает с границей провинций оз. Верхнего и Черчилл, приурочиваясь к резко выраженной зоне дробления и рассланцевания пород.

Основное ядро более обширного юго-восточного блока составляет древняя (архейская) провинция оз. Верхнего, которая с юго-востока и северо-востока окаймляется широкой полосой более «молодых» провинций — Южной, Гренвильской, Найн, Черчилл. В строении юго-восточного блока помимо архейских образований существенную роль играют толщи афебия (среднего докембрия), которые разделяются здесь на два крупных комплекса слоев: гурон (нижний афебий) и анимики (верхний афебий). Образования же верхнего докембрия (хеликия и хадриния) в пределах данного блока щита почти повсеместно отсутствуют. Они представлены здесь лишь принадлежащей позднему верхнему докембрию (хадринию) локально распространенной толщей слоев Кивино и ее стратиграфическими эквивалентами. Несколько особое место среди суперкрустальных комплексов юго-восточного блока щита занимает, наконец, группа (или серия) Гренвилл, распространенная в юго-западной части одноименной провинции.

Ядро северо-западного блока образует небольшой неправильный многогранник провинции оз. Невольничьего, сложенный подобно провинции оз. Верхнего древнейшими (архейскими) образованиями щита. Большая восточная часть блока относится к провинции Черчилл (ее се-

веро-западной части), а небольшая северо-западная часть щита — к провинции оз. Медвежьего. Несмотря на то что радиометрически большая часть северо-западного блока относится к области гудзонской складчатости, завершающей среднедокембрийский цикл развития, образования среднего докембрия (афебия) развиты в его пределах очень неполно. Зато средний — верхний докембрий (палеохеликий) и верхний докембрий (неохеликий и хадриний) распространены здесь достаточно широко.

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ (АРХЕЙ) КАНАДСКОГО ЩИТА

Наиболее полно архейские образования Канадского щита развиты в провинциях оз. Верхнего и оз. Невольничьего. С завершением кеноранской складчатости эти провинции утратили в основном свою подвижность и развивались уже как относительно стабильные участки земной коры. Их стабильность проявлялась в небольшой амплитуде последующих вертикальных движений, в слабом развитии послекеноранских складчатых деформаций и в слабом развитии более поздних, чем кеноранские, проявлений магматической деятельности.

Из двух областей кеноранской складчатости провинция оз. Верхнего не только более крупная, но и значительно лучше изученная, правда лишь в части, лежащей к югу от Гудзонова залива, где в недрах ее заключены многочисленные и очень важные месторождения полезных ископаемых (золото, медь, полиметаллы и др.). Геологическое строение и развитие этой провинции вполне типичны, поэтому именно с нее наиболее удобно начать знакомство с докембрием Канадского щита.

Провинция оз. Верхнего

В пределах провинции оз. Верхнего на общем гранитогнейсовом фоне выделяются многочисленные широтно вытянутые зоны развития суперкрустальных, преимущественно зеленокаменноизмененных вулканических пород основного состава. Благодаря широкому распространению этих пород зоны, о которых идет речь, стали называть зеленокаменными (зонами, поясами) (см. рис. 45). Эти зеленокаменные зоны наиболее широки и протяженны в южной части провинции. К северу их роль уменьшается, а в северо-восточной части провинции они почти полностью исчезают. Северо-восточная часть провинции оз. Верхнего помимо почти полного отсутствия зеленокаменных зон характеризуется широким развитием гранулитов и чарнокитов, что придает ей специфический «древний» облик. В связи с этим она выделяется некоторыми авторами в качестве особого структурного элемента (субпровинции) провинции оз. Верхнего под названием Унгавского кратона.

Интрузивные (граниты), метаморфические (гнейсы, кристаллические сланцы) и смешанные (мигматиты) породы, комплекс которых образует общий гранитогнейсовый фон провинции, довольно однотипны, сравнительно слабо изучены и почти не поддаются пока расчленению на какие-либо разновозрастные группы. В целом они считаются обычно кеноранскими, т. е. или интрудированными, или метаморфизованными в эпоху кеноранской складчатости. Возможно существование среди них и более древних (докеноранских) гранитогнейсовых комплексов. В последнее время это предположение находит подтверждение в некоторых, правда пока единичных, геологических и радиометрических данных.

Характерный облик придают провинции оз. Верхнего зеленокаменные зоны, группирующиеся обычно в более или менее широкие и протяженные поля — так называемые пояса. Один из наиболее крупных и

наиболее хорошо изученных из них — «пояс» Абитиби — занимает юго-восточную часть провинции (рис. 45).

В строении «пояса» Абитиби принимает участие мощный (до 12 000—15 000 м) сложно построенный комплекс метаморфизованных вулканических и осадочных пород, смятых в складки и прорванных крупными телами кеноранских гранитов и более мелкими интрузиями основных и ультраосновных пород. В составе этого комплекса различают большое число дробных подразделений (групп, формаций), стратиграфические взаимоотношения которых во многих случаях пока неясны.

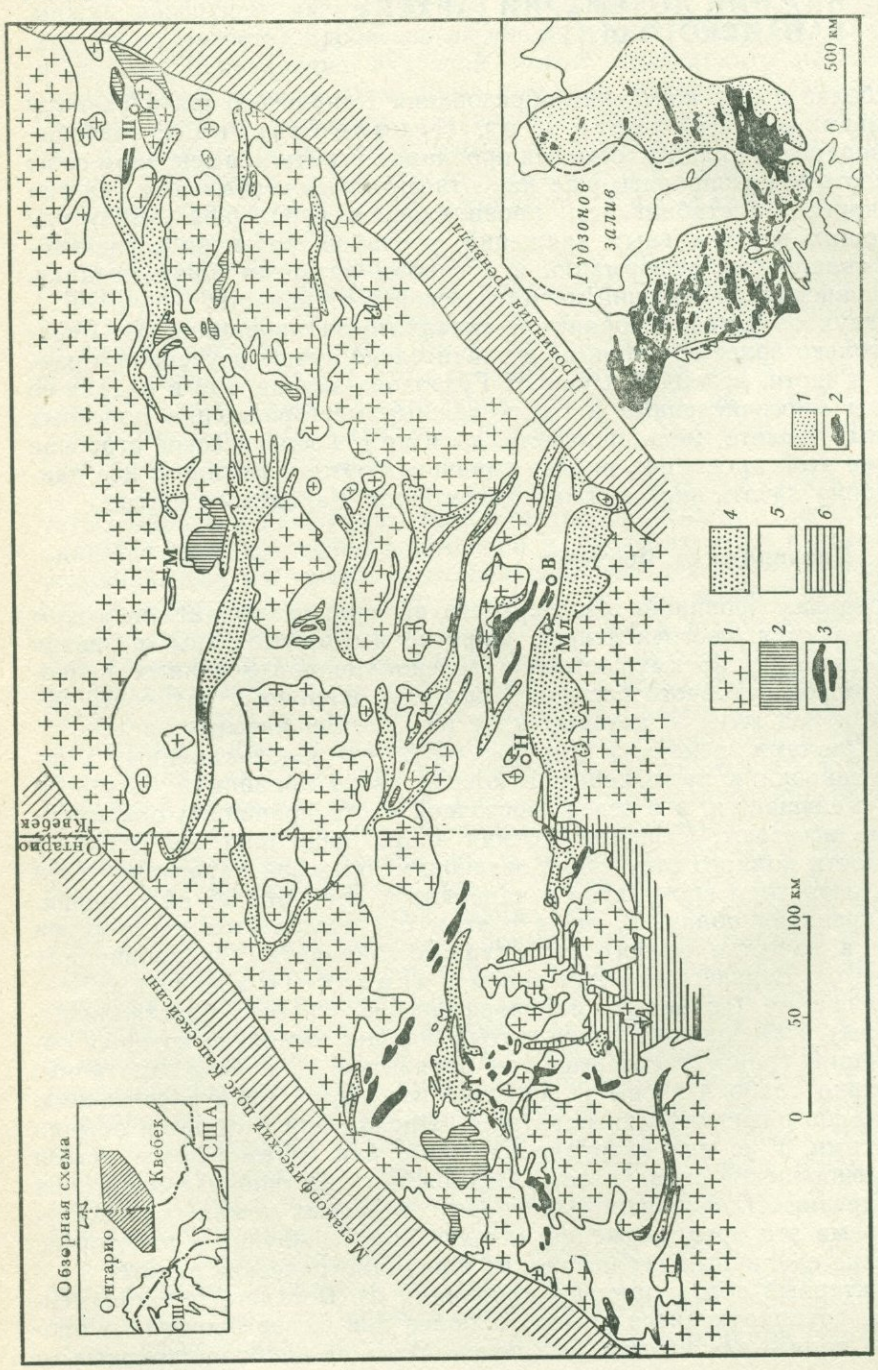


Рис. 45. «Орогенический пояс» Абитиби. По Гудвину, 1970, схематизировано:

1 — граниты; *2* — основные интрузии; *3* — ультраосновные интрузии; *4—5* — архей: *4* — осадочные образования; *5* — вулканические образования; *6* — протерозой. *В* — Валь-д'Ор, *К* — Керкленд-Лейк, *М* — Маттигами, *Мл* — Малатрик, *Н* — Норанда, *П* — Поркьюпайн, *Т* — Тимминс, *Ш* — Шибугамо. На врезке — схема расположения зеленокаменных «поясов» провинции оз. Верхнего (*1* — граниты и гнейсы, *2* — зеленокаменные пояса)

Около 70% площади «пояса» Абитиби, занятой суперкрустальными образованиями, приходится на основные вулканические породы — метабазальты и метаандезиты; около 5% — на долю кислых пород и около 25% — на долю осадочных. Таким образом, преобладающим компонентом среди суперкрустальных образований «пояса» Абитиби являются основные вулканические породы.

Вулканогенные толщи (Киватин, Блек-ривер и др.) достигают 10—12 км мощности и образованы из потоков лавы различной мощности (от первых десятков до нескольких сотен метров). Нередко в основных вулканитах наблюдается подушечная отдельность, свидетельствующая о подводном характере излияний.

С вулканическими породами тесно связаны крупные пластовые интрузии (силлы) основных и ультраосновных пород. Наиболее крупные из них, достигающие 4000—5000 м толщины, имеют слоистый характер и принадлежат к типу расслоенных дифференцированных интрузий. Они слагаются базальной зоной перидотита, обычно серпентинизированного, сменяющейся вверх пироксенитом, затем габбро или норитом и еще выше — кварцевым габбро, а иногда и гранофиром.

Среди осадочных образований «пояса» Абитиби основная роль принадлежит фациально изменчивым толщам грауваккo-сланцевого состава, достигающим 2000—3000 м мощности. В ряде районов, преимущественно в верхней части разреза, получают развитие толщи тимискаминг ского типа (группа Тимискаминг и сходные с ней толщи). Для них характерно присутствие крупных (до 1000 м и более) линз конгломератов и резкая фациальная изменчивость состава. В некоторых районах толщи подобного типа залегают на нижележащих с угловым несогласием, что указывает на проявление перед началом их накопления складкообразовательных движений. Наряду с толщами тимискаминг ского типа местами развиты толщи более однородного состава, правильно ритмичнослоистые, флишоидного типа (группа Понтиак).

Характерным, хотя и маломощным членом суперкрустального разреза «пояса» Абитиби является железорудная свита, слагающаяся тонким переслаиванием слоечков кремня и магнетита или гематита. Подобные тонкослоистые железистокремнистые или железистокварцитовые породы получили название джеспилитов.

Как отмечалось, стратиграфическая последовательность отдельных суперкрустальных толщ «пояса» Абитиби устанавливается с большим трудом. И представления об этой последовательности у разных исследователей различны. Наиболее существенным вопросом в данном отношении является положение группы Тимискаминг и ее аналогов. Одни исследователи считают, что породы этой группы занимают вполне определенное стратиграфическое положение — в верхней части суперкрустального разреза «пояса» (рис. 46), другие рассматривают их лишь как фацию, образование которой связано с местными особенностями осадконакопления.

Все суперкрустальные породы «пояса» Абитиби метаморфизованы. Но метаморфизм этот умеренный, отвечающий в целом зеленосланцевой фации и лишь на отдельных участках достигает более высоких ступеней. Относительно несложной является здесь и складчатость, общий стиль которой определяется чередованием антиклинальных и синклинальных структур, осложненных крупными продольными разрывами. С последними связана обычно рудная минерализация.

Складчатый комплекс «пояса» Абитиби прорван крупными и мелкими гранитными интрузиями, занимающими около 30% площади «пояса». Возраст этих гранитов определяется как кеноранский (около 2500 млн. лет) и, следовательно, породы самого складчатого комплекса

являются более древними. Для некоторых вулканогенных пород «пояса» получены цифры возраста 2900—3000 млн. лет.

Недавно канадские геологи Гудвин и Ридлер (1970) попытались дать реконструкцию условий и общей геологической обстановки

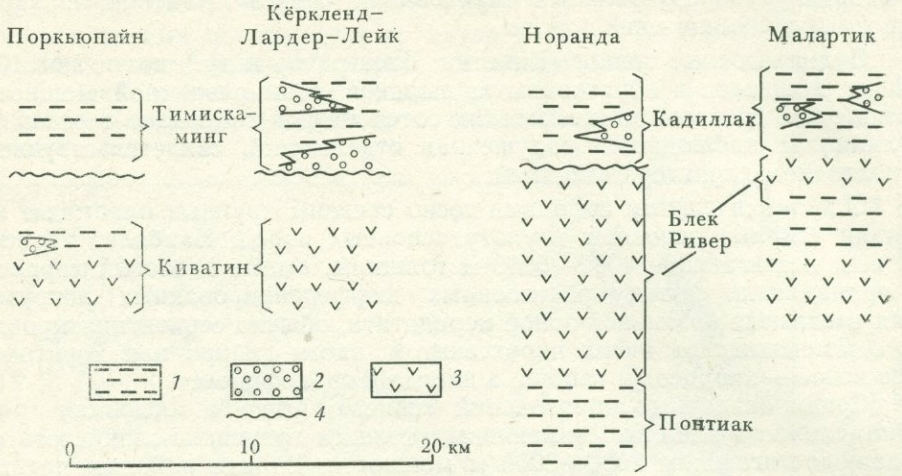


Рис. 46. Строение архейских образований «пояса» Абитиби. По Стоквеллу и др., 1970:

1 — граувакки и сланцы; *2* — конгломераты; *3* — основные вулканические породы; *4* — границы размыва

формирования суперкрустальных толщ «пояса» Абитиби. В этой реконструкции (рис. 47) существенное значение имеют два момента. Во-первых, в ней принимается (для провинции оз. Верхнего) наличие докеноранской сиалической коры, между блоками которой располагался «ороген Абитиби». Во-вторых, в ней допускается отсутствие сиалической коры под самим «орогеном», который располагался, по представлению авторов реконструкции, непосредственно на тонкой мафической

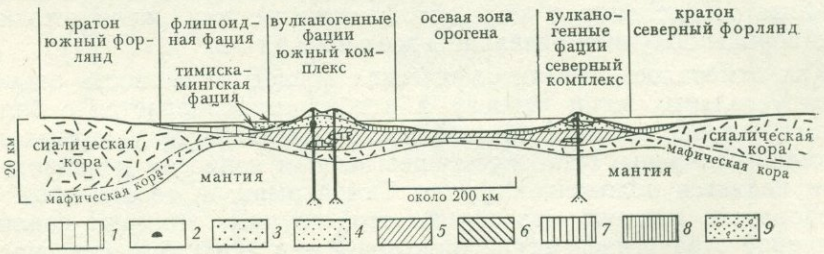


Рис. 47. Гипотетическая реконструкция «орогена» Абитиби. По Гудвину, 1970:

1 — граувакки и филлиты; *2* — гранодиорит; *3* — дацит, риолит; *4* — андезит; *5* — базальт; *6* — габбро, анортозит; *7* — габбро, норит; *8* — вулканокласты; *9* — конгломерат, граувакка, иногда трахит

коре океанического типа. Неясным в этой реконструкции остается одно обстоятельство: откуда взялись огромные массы сиалического материала, из которого образовались гранитные плутоны, внедрившиеся в толщи суперкрустальных пород «пояса» Абитиби? Авторы реконструкции на этот вопрос ответа не дают.

«Пояс» Абитиби как по составу, строению и мощности развитых в его пределах суперкрустальных образований, так и по стилю тектонических деформаций и характеру магматизма и метаморфизма явля-

ется типичным представителем зеленокаменных поясов провинции оз. Верхнего.

Значительное сходство с «поясом» Абитиби обнаруживает хорошо изученный Киватинский «пояс», протягивающийся вдоль границы Канады и США от оз. Верхнего к оз. Лесному. В Киватинском «поясе» еще более четко, чем в «поясе» Абитиби, слагающие его суперкрусталь-

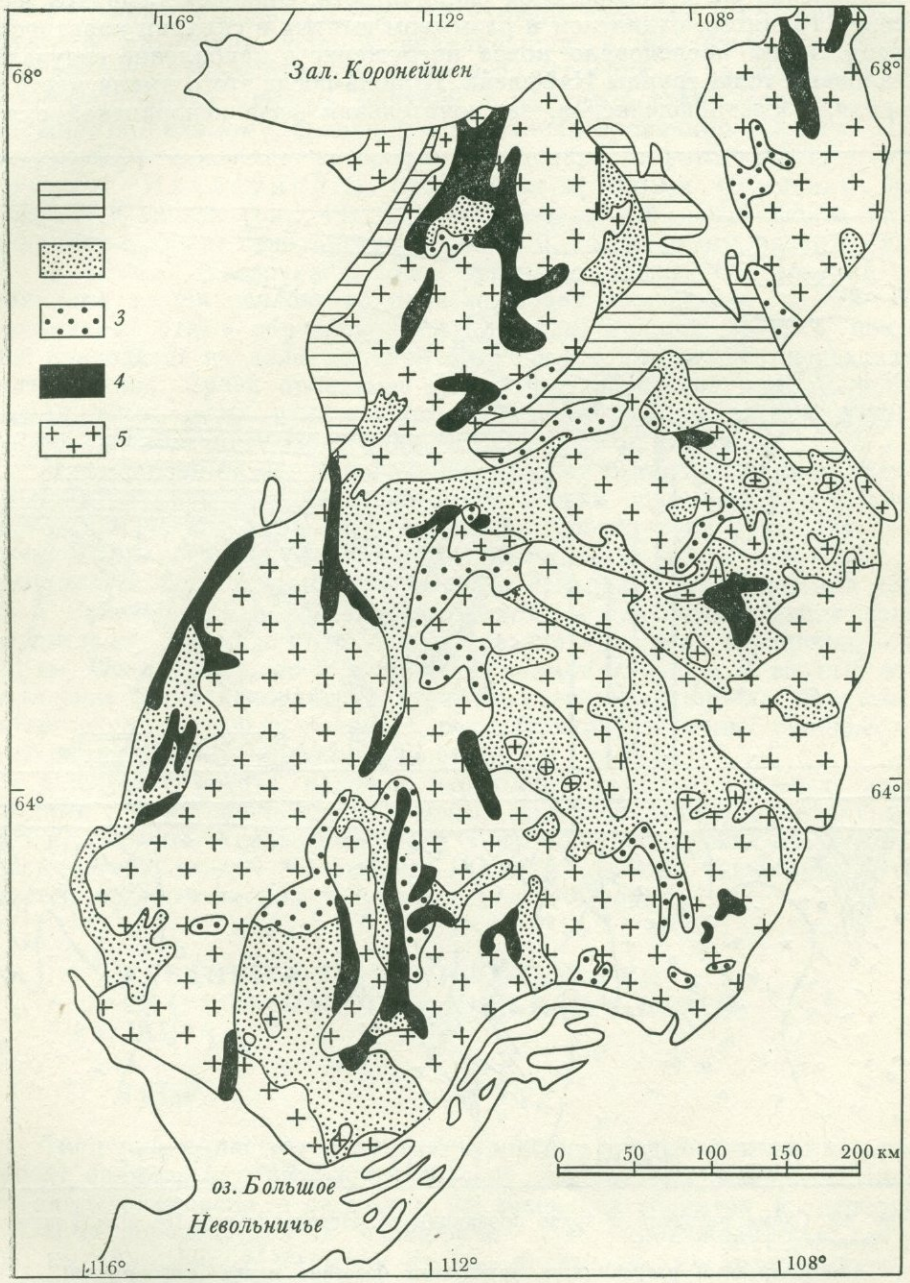


Рис. 48. Схематическая геологическая карта провинции оз. Невольничьего. По Мак Глину и Хендерсону, 1970:

1 — протерозойский чехол; *2—5* — архей; *2* — первично-осадочные породы надгруппы Йеллоунайф, *3* — нерасчлененные гранитные, метаосадочные и метавулканические породы, *4* — вулканические породы надгруппы Йеллоунайф, *5* — преимущественно гранитные породы

ные образования распадаются на нижнюю, существенно вулканогенную группу Киватин и верхнюю, осадочную — грауваккo-сланцевую с линзами конгломератов и джеспилитов — группу Найфлейк. Последняя залегает несогласно, с размывом на более древних киватинских толщах, которые прорываются гранитами, не проникающими в слои группы Найфлейк.

В Киватинском «поясе», таким образом, отчетливо проявляется донайфлейская фаза кенoранской складчатости, сопровождавшаяся внедрением гранитов, поднятием и размывом смятых в складки киватинских пород. Затем последовало новое погружение и накопление грауваккo-сланцевых толщ группы Найфлейк. И лишь после этого имела место основная, посленайфлейкская, заключительная фаза кенoранской склад-

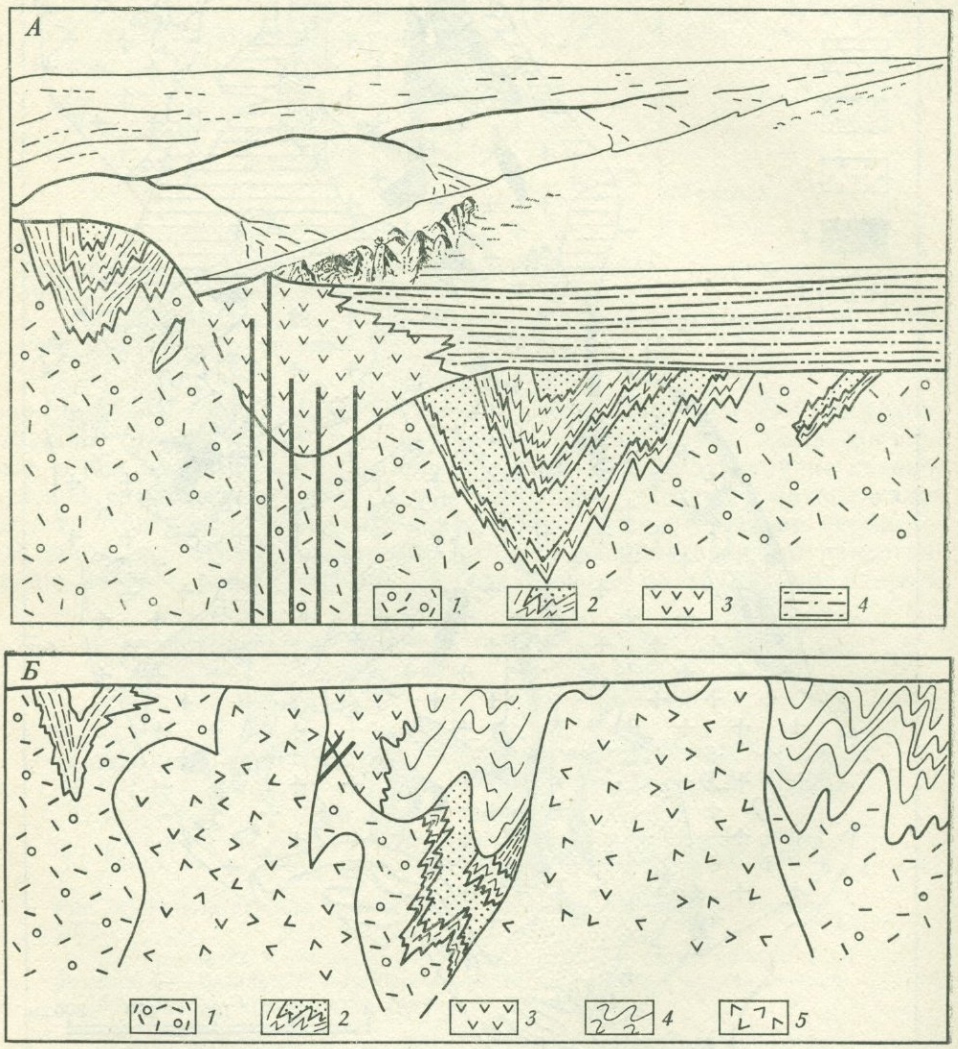


Рис. 49. Схема развития в архее провинции оз. Невольничьего. По Мак Глину и Хендерсону, 1970.

А — поперечный разрез части архейского бассейна перед деформацией: *1* — сиалическая кора; *2* — дойеллоунайфские метаморфизованные суперкрустальные породы; *3* — основные вулканические породы; *4* — грауваккo-глинистые турбидиты. *Б* — поперечный разрез того же бассейна после деформации: *1* — ремобилизованная сиалическая кора; *2* — дойеллоунайфские образования; *3—4* — йеллоунайфские образования: *3* — основные вулканиты; *4* — складчатые граувакки и аргиллиты; *5* — гранитная интрузия

чатости. Подобный ход событий устанавливается на основе геологических данных — анализа взаимоотношений киватинских и найфлейкских пород и прорезающих их гранитных интрузий. Радиометрическими же датировками этот ход событий не раскрывается. Возраст всех гранитов — и до- и посленайфлейкских — определяется как кеноранский.

Провинция оз. Невольничьего

Сходная с вышерассмотренной картина строения и истории формирования архейских толщ устанавливается в провинции оз. Невольничьего. Эта небольшая провинция и по строению, и по размерам соответствует одному «поясу» Абитиби и именно с таким поясом она и должна, по-видимому, сравниваться. Данная провинция («пояс» Йеллоунайф) слагается комплексом суперкрустальных пород (надгруппы Йеллоунайф), прорванных крупными массивами кеноранских гранитов (рис. 48). Породы гранитогнейсового «фона» не отделяются здесь от кеноранских гранитов и, по-видимому, развиты слабо.

В «поясе» Йеллоунайф среди суперкрустальных образований преобладают толщи осадочного происхождения, слагающие до 75—80% занимаемой этими образованиями площади, и лишь 20—25% последней приходится на долю вулканических пород, преимущественно основного состава. Архей провинции оз. Невольничьего не имеет, следовательно, столь резко выраженного вулканогенного характера, который присущ аналогичным образованиям провинции оз. Верхнего.

Для провинции оз. Невольничьего также была предпринята недавно попытка реконструкции общей обстановки формирования кеноранского складчатого комплекса. На этой реконструкции (рис. 49), в отличие от аналогичной реконструкции для «пояса» Абитиби (см. рис. 47), допускается существование не только докеноранской сиалической коры, но и *докеноранских (дойеллоунайфских) метаморфизованных суперкрустальных пород* и не только в пределах блоков, ограничивающих «пояс» Йеллоунайф, но и в пределах самого «пояса». В связи с этим появление здесь кеноранских гранитных интрузий вполне понятно и естественно, поскольку в данной реконструкции источник сиалического материала для них предусматривается.

Следует отметить, наконец, что толщи суперкрустальных пород, сходные с киватин-тимискамингскими (найфлейкскими) и йеллоунайфскими, слагают отдельные зоны и в других провинциях Канадского щита — Черчилл, оз. Медвежьего, Южной, где они также рассматриваются обычно как образования архейского возраста.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЛОКА КАНАДСКОГО ЩИТА

Гурон

Типичной областью развития гуронских образований (надгруппы гурон) является северное побережье оз. Гурон. Породы гурона залегают здесь несогласно, с размывом на архейских гранитах и суперкрустальных породах, слагая неширокий пояс протяженностью около 200 км (рис. 50). Местами в кровле подстилающих архейских пород прослеживается горизонт выветривания, возникший в эпоху послекеноранского — предгуронского континентального перерыва.

Слои гурона прорываются в данной области силлами и дайками основных пород, а также небольшими телами гранитов. Наиболее древние из этих интрузий имеют радиометрический возраст 2000—2150 млн.

лет, чем определяется верхний предел возраста гуронской надгруппы. Наиболее крупной и относительно поздней (около 1700 млн. лет) основной интрузией является известный никеленосный интрузив (лополит) Садбери. Нижний предел возраста гурона определяется кеноранской складчатостью (2560 млн. лет), от которой, однако, эпоха формирования гуронских отложений отделялась довольно продолжительным перерывом.

Гурон данной области — это комплекс преимущественно континентальных, почти исключительно терригенных образований до 10 000 м

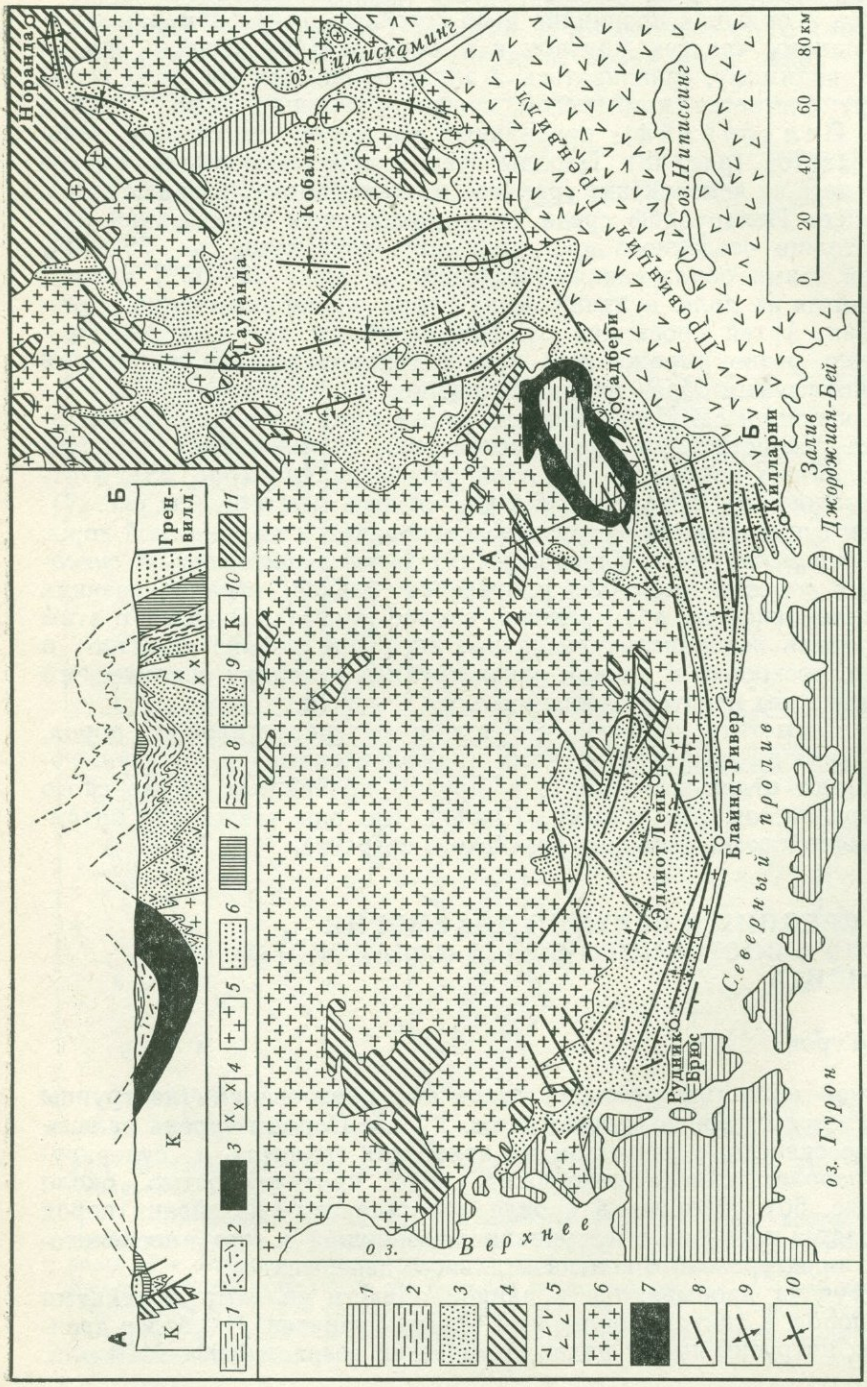


Рис. 50. Распространение и структура гуронских образований. По Роске, 1968.

На карте: *1* — палеозой; *2* — группа Уайтуотер; *3* — гурон; *4* — догуронские суперкрустальные образования; *5* — послегуронские граниты и гнейсы; *6* — догуронские граниты и гнейсы; *7* — интрузивный комплекс Садбери; *8* — надвиги; *9* — антиклинали; *10* — синклинали. На профиле: *1—2* — группа Уайтуотер: *1* — верхняя, осадочная толща, *2* — нижняя, осадочно-вулканогенная толща; *3* — интрузивный комплекс Садбери; *4* — граниты Кальтер и Вэви-Лейк; *5* — граниты Муррей и Крейтон; *6—9* — гурон: *6* — группа Кобальт, *7* — группа Куэрк-лейк, *8* — группа Хоуг-лейк, *9* — группа Эллиот-лейк (*а* — осадочные, *б* — вулканогенные образования); *10* — кеноранские граниты; *11* — архейские метаосадочные и метавулканические породы

суммарной мощности. Его наиболее существенным компонентом являются мощные (до 1000 м и более) толщи кварцитов. Комплекс имеет циклическое строение и распадается на четыре крупных осадочных цикла, которые в современной стратиграфической схеме выделяются как группы (рис. 51).

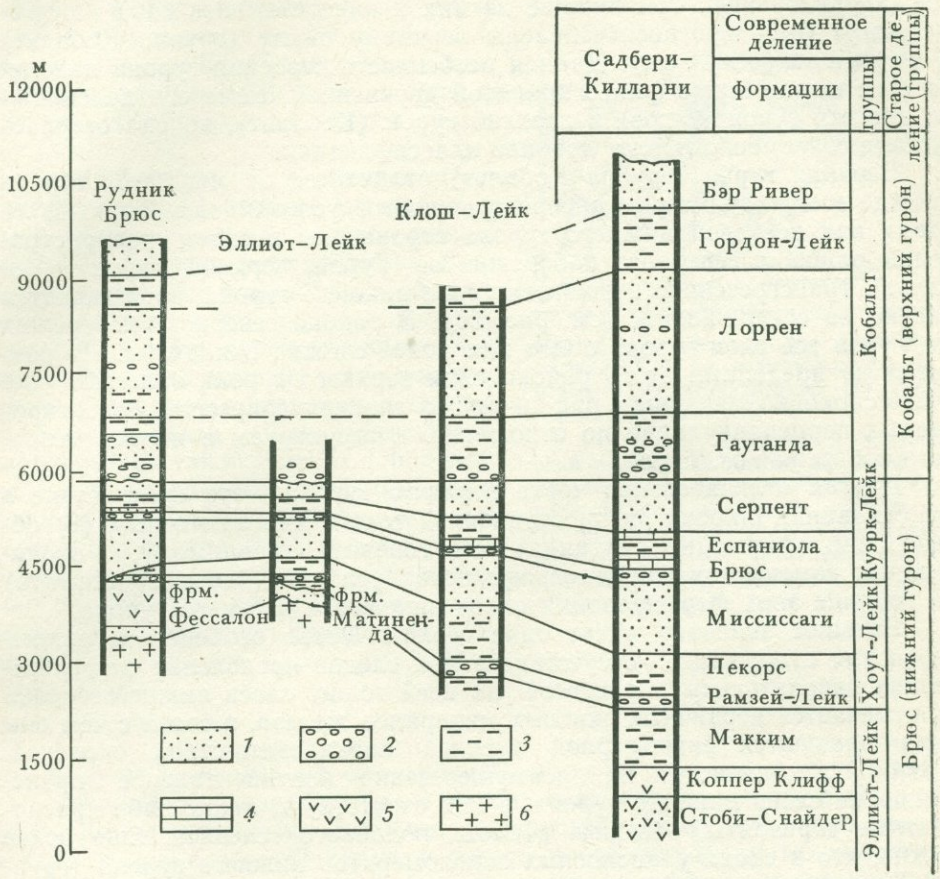


Рис. 51. Сводные стратиграфические разрезы гуронских отложений и их стратиграфическое расчленение. По Фэри и Роске, 1970:

1 — песчаники, кварциты; *2* — конгломераты и параконгломераты (тиллиты); *3* — аргиллиты и алевролиты; *4* — известняки и доломиты; *5* — вулканические породы; *6* — гранит

Каждый цикл-группа начинается базальными грубообломочными образованиями, обычно кварцевыми, иногда урановоносными конгломератами. В основании верхнего цикла (группа Кобальт) развиты своеобразные мореноподобные породы — диамиктиты, которые многими геологами рассматриваются как ледниковые образования (тиллиты) [1]. Над грубообломочными базальными слоями следуют обычно алевритоглинистые породы, иногда также карбонатные образования (группа

[1] Диамиктит — твердая обломочная порода, состоящая из относительно мелкозернистой, но неотсортированной («мусорной») основной массы и включенных в неразнообразных по величине окатанных (галька, валуны) и угловатых неокатанных обломков различных пород. Диамиктиты могут иметь различное происхождение — ледниковое, обвально-осыпное, оползневое, пролювиальное. Диамиктиты ледникового происхождения называют тиллитами (англ. till — валунная глина). Диамиктиты называют также тиллитоподобными конгломератами, тиллоидами и другими названиями, указывающими на сходство с тиллитами (диамиктитами ледникового происхождения).

Куэрк-лейк) — известняки и доломиты с строматолитами и, наконец, мощные толщи кварцитов. В основании комплекса (группа Эллиот-лейк) в некоторых районах распространены толщи вулканических пород, преимущественно базальтов.

Циклы-группы, на которые в настоящее время подразделяется гурон, неравноценны: три нижние из них в качестве *нижнего гурона* могут быть противопоставлены верхнему циклу (группа Кобальт) — *верхнему гурону*. Данная особенность строения гурона находила свое выражение в ранее принятой двучленной схеме его деления — на нижний гурон (Брюс) и верхний гурон (Кобальт), но она стерлась в схеме современной более дробной классификации.

Верхний гурон (группа Кобальт) отличается от нижнего гурона прежде всего характером распространения и условий залегания. В то время как все слои нижнего гурона ограничены в своем распространении районом северного побережья оз. Гурон, верхний гурон (Кобальт), трансгрессивно перекрывая слои нижнего гурона, протягивается далеко на северо-восток (см. рис. 50). В районе северного побережья оз. Гурон все слои гурона более или менее сложно складчаты. Но развитые за пределами этого района слои верхнего гурона залегают уже очень спокойно, выполняя ряд широких плоских депрессий, ориентированных перпендикулярно по отношению к структурам в полосе северного побережья оз. Гурон.

Другая отличительная черта верхнего гурона — это присутствие в его основании широко распространенной толщи *ледниковых* (?) образований (формация Гауганда), что говорит, по-видимому, о значительных изменениях палеогеографических условий (рельефа, климата) на границе эпох формирования слоев нижнего и верхнего гурона.

Большое значение имеет одна геохимическая особенность нижнегуронских отложений — отсутствие в них следов проявления сингенетических окислительных процессов. Во всей толще слоев нижнего гурона не отмечается первичных окисных минералов железа, в связи с чем они характеризуются равномерной тусклой коричневато-серой окраской. Поэтому же, несмотря на преимущественно континентальное происхождение слоев нижнего гурона, в них отсутствуют какие-либо красноцветные горизонты, обычные в слоях подобного генезиса. Еще более важно, что в слоях урановосных конгломератов нижнего гурона (группа Эллиот-лейк) встречаются обломочные зерна неокисленного уранинита и пирита — минералов, которые легко окисляются и в неокисленном виде в более молодых осадках, испытавших воздействие земной атмосферы, никогда не встречаются. Совокупность всех этих данных; особенно нахождение обломочных зерен уранинита и пирита, позволяет думать, что в эпоху формирования слоев нижнего гурона свободный кислород в земной атмосфере в заметном количестве отсутствовал.

К аналогичному заключению привело изучение горизонта выветривания, встречающегося местами под базальными слоями гурона. В этом горизонте наблюдается обычный профиль выветривания, но с одной особенностью: в верхней части профиля не происходит обогащения железом, и закисное железо преобладает здесь над окисным. В «нормальном» же профиле выветривания, формирующемся в условиях «нормальной» кислородной атмосферы, соотношение обратное: окисное железо преобладает над закисным.

Таким образом, есть основания считать, что до конца эпохи формирования слоев нижнего гурона земная атмосфера была еще лишена заметных количеств свободного кислорода. В верхнем гуроне обстановка, по-видимому, несколько изменилась: здесь присутствуют уже и красноцветные прослои, и окисные минералы железа (гематит).

В других районах юго-восточного блока Канадского щита отложений, которые с уверенностью могли бы рассматриваться как стратигра-

фические эквиваленты нижнего гурона района северного побережья оз. Гурон, пока неизвестно. С верхним гуроном (Кобальтом) сопоставляются обычно толщи кварцевых и аркозовых песчаников и конгломератов, распространенных в провинции оз. Верхнего к северо-востоку от оз. Гурон, вблизи границы с провинцией Гренвилл, в окрестностях г. Шибугамо, оз. Мистассини и гор Отиш.

Границы области седиментации гуронских отложений могут быть намечены лишь весьма приближенно (рис. 52). В эпоху формирования нижнегуронских образований эта область была, по-видимому, сравнительно небольшой; в верхнегуронское время она, несомненно, значительно расширилась, но ее размеры и очертания остаются проблематичными. Преимущественно кварцевый состав гуронских пород указывает на гранитный источник обломочного материала и на длительный период его переработки, в течение которого преобладающая часть глинистых продуктов выветривания была вынесена за пределы гуронской седиментации.

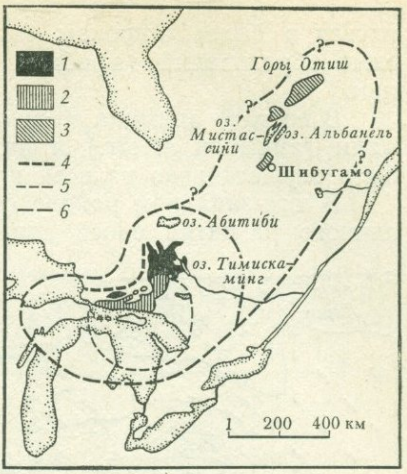


Рис. 52. Распространение гуронских отложений и их возможных стратиграфических эквивалентов. По Фэри и Роске, 1970:

1 — группа Кобальт; *2* — гуронский комплекс в целом; *3* — возможные эквиваленты группы Кобальт; *4* — палеограница формации Гауганда; *5* — минимальное распространение нижнего гурона; *6* — минимальное распространение верхнего гурона (группы Кобальт)

Анимики

В отличие от гурона образования, которые мы будем рассматривать под общим названием анимики, пользуются в юго-восточной части Канадского щита широким распространением. Они прослеживаются в пределах сравнительно узкого пояса общей протяженностью до 5000 км, окаймляющего с юга, юго-востока, востока и севера провинцию оз. Верхнего и вдающегося (?) в нее с севера в восточной части Гудзонова залива.

В этом поясе известно несколько участков развития рассматриваемых отложений. Одни из них очень невелики, другие протягиваются на многие сотни километров. Такими участками являются: 1 — район западного и южного побережья оз. Верхнего, составляющий основную часть провинции Южной; 2 — район озер Мистассини и Альбанель, находящийся на юго-восточной окраине провинции оз. Верхнего у границы с провинцией Гренвилл; а также Лабрадорскую (3), мыса Смита (4) и Белчерскую (5) складчатые системы, окаймляющие соответственно с востока, севера и запада Унгавский выступ провинции оз. Верхнего. Кроме того, присутствие образований рассматриваемого комплекса установлено в центральной части провинции Гренвилл, на юго-западном продолжении Лабрадорской системы. К этому же комплексу относятся, вероятно, породы группы (или надгруппы) Гренвилл в южной части одноименной провинции.

Наиболее характерным, постоянным и одновременно экономически важным компонентом анимики является его верхняя часть, включающая железорудную джеспилитовую толщу, которая и получила первоначально, в районе северо-западного побережья оз. Верхнего, название «анимики». И лишь сравнительно недавно название «анимики» стало приме-

няться в более широком смысле — ко всей толще нижнепротерозойских образований (афебия) в районе южного побережья оз. Верхнего.

В составе анимики можно, таким образом, различать верхний анимики (анимики s. str.) и нижний анимики, и это разделение может быть осуществлено на всей площади развития данных образований.

В юго-западном районе (рис. 53), хотя он и является областью типичного развития слоев анимики, полно представлена лишь верхняя

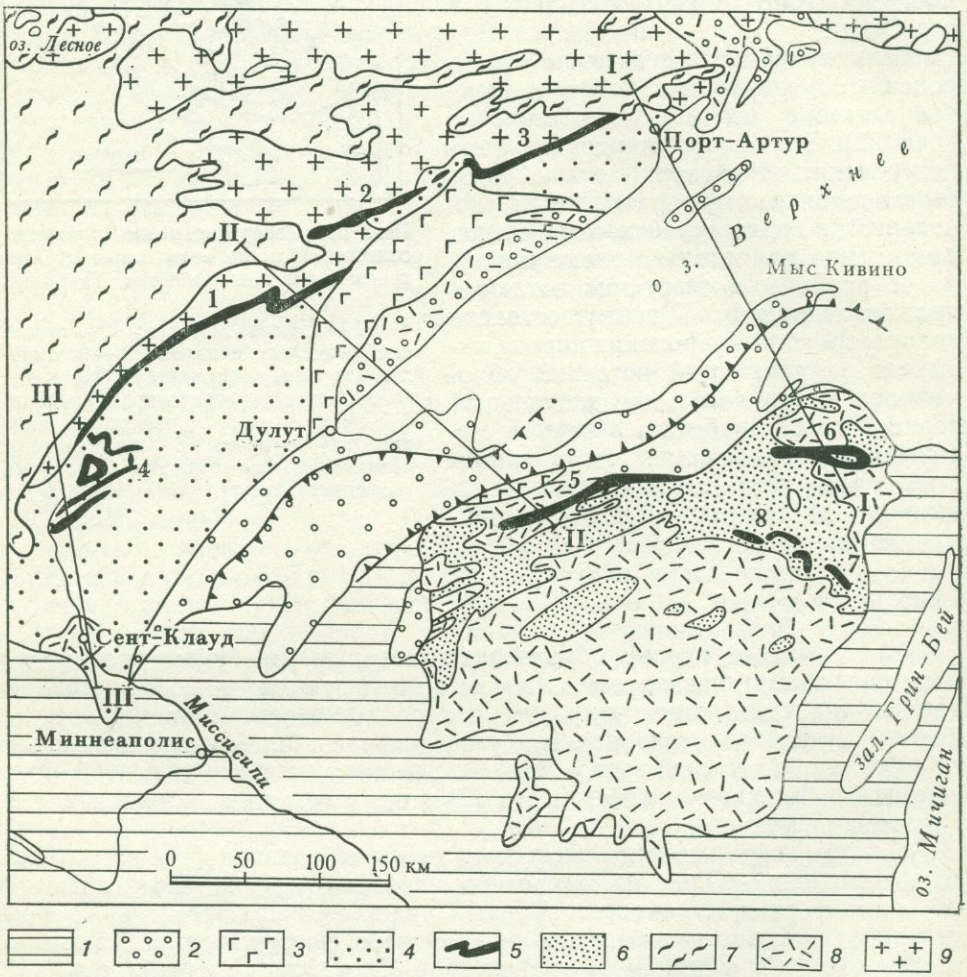


Рис. 53. Схематическая геологическая карта района синклинория оз. Верхнего. По Голдичу и др., 1961:

1 — палеозой; *2* — серия Кивино; *3* — дулутский интрузивный комплекс; *4* — серия анимики s. str.; 5 — «железистые кряжи» (1 — Месаби, 2 — Вермильон, 3 — Ганфлинт, *4* — Кайана, *5* — Гогебик, *6* — Маркет, *7* — Меномини, *8* — Айрон-Ривер); *6* — нерасчлененный афебий (анимики s. l.); *7* — серии Найфлейк и Киватин (архей); *8—9* — граниты и гнейсы: *8* — гудзонские, *9* — кеноранские. I—I—III—III — линии профилей (рис. 54)

часть этих слоев — верхний анимики (анимики s. str.). Нижняя их часть — нижний анимики — представлена здесь неполно и распространена ограниченно.

В средней части юго-западного района с юго-запада на северо-восток протягивается широкая пологая грабен-синклиналь оз. Верхнего, выполненная образованиями серии Кивино (рис. 54). Слои

анимики слагают крылья этой грабен-синклинали и расположенную к востоку от нее небольшую Пенокийскую складчатую систему. В северо-западном крыле грабен-синклинали оз. Верхнего развиты лишь слои верхнего анимики, трансгрессивно залегающие здесь на архейских породах. Но к востоку от грабен-синклинали, в ядрах антиклиналей Пенокийской складчатой системы (на участках Маркет, Айрон-Ривер, Меномини и др.) распространены уже как слои верхнего, так и нижнего анимики.

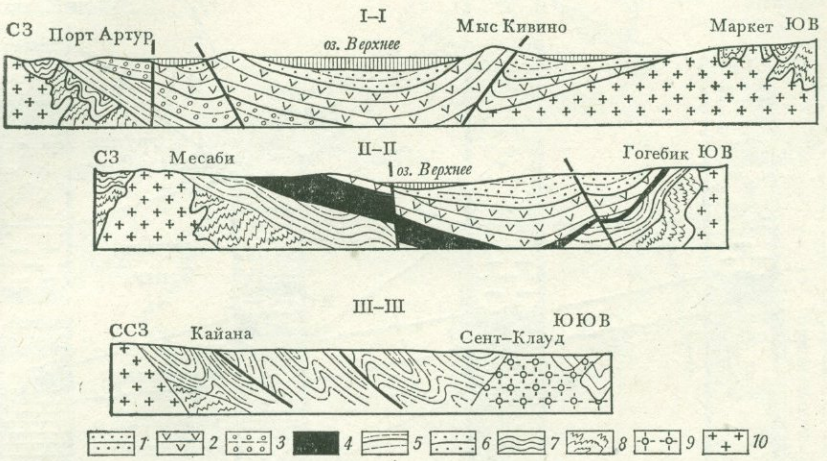


Рис. 54. Схематические геологические профили синклинория оз. Верхнего. По Муру, 1958 и Вудфорду, 1965:

1 — верхний Кивино; *2* — средний Кивино; *3* — нижний Кивино; *4* — дулутский интрузивный комплекс; *5* — анимики s. str.; *6* — нерасчлененный афебий (анимики s. l.); *7* — Найфлейк; *8* — Киватин; *9—10* — граниты: *9* — гудзонские, *10* — кеноранские

В Пенокийских структурах нижний анимики выделяется в группу Чоколай (рис. 55). Это толща мощностью до 1500—2000 м в нижней части слагается кварцитами, а в верхней — доломитами. Нередко доломиты и кварциты на значительную часть мощности фациально замещают друг друга.

Верхний анимики на северо-западном берегу оз. Верхнего представлен тремя толщами (рис. 55, *1*): нижней — кварцитовой (50—100 м), с базальным конгломератом в основании; средней — железорудной (джеспилитовой) (200—300 м) и верхней, наиболее мощной (до 1000 м) — сланцевой. Железорудная толща, которой подчинены крупные промышленные скопления железных руд, образует по обе стороны грабен-синклинали оз. Верхнего цепочки «железных кряжей». По составу и строению она подобна джеспилитовым толщам архея, но выделяется большей мощностью, постоянством стратиграфического положения и широтой распространения.

На юго-востоке, в Пенокийской складчатой области (Маркет, Меномини и др.), кварцитовая и железорудная толщи сохраняют свой обычный состав и строение; но строение верхней (граувакко-сланцевой) толщи значительно усложняется, а мощность ее в несколько раз увеличивается. Она залегает здесь с размывом на более древних слоях верхнего анимики и в ее составе появляются пачки основных лав, а также ряд (до 3—4) местных железорудных горизонтов, подобных основной железорудной толще (группы Барага и Пайнт-Ривер на рис. 55, *3*, *4*). Как интенсивность размыва в основании граувакко-сланцевой толщи, так и ее насыщенность вулканическим материалом возрастают к юго-востоку, где существовала, по-видимому, система разломов, определяв-

шая значительную подвижность прилегающей зоны и служившая одновременно проводником магматического материала.

В районе озер Мистассини и Альбанель отложения анимики залегают очень спокойно, полого падая к юго-востоку и обрезаясь с этой стороны крупным разрывом, являющимся границей провинций

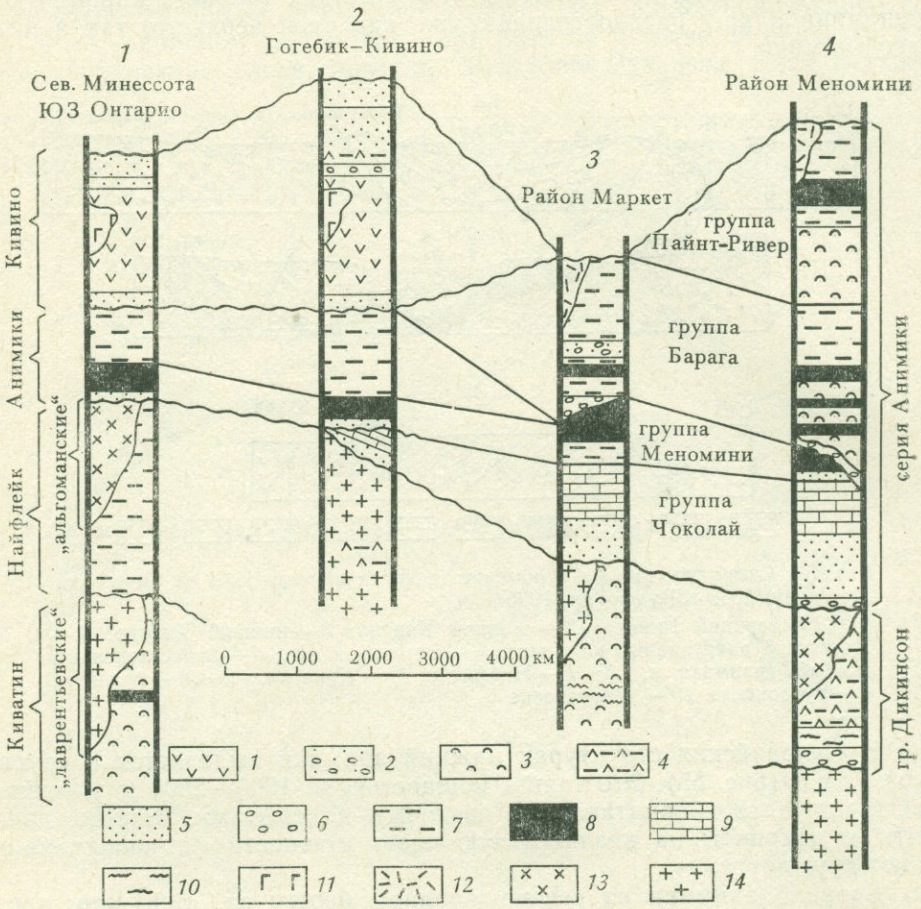


Рис. 55. Схематические геологические разрезы докембрийских образований района оз. Верхнего. По Джемсу, 1960:

1 — базальт; *2* — зеленокаменный туф и брекчия; *3* — зеленокаменные лавы, частично с подушечной отдельностью; *4* — амфиболит базальтового состава; *5* — песчаник и кварцит; *6* — конгломерат, аркоз; *7* — граувакка; аргиллит, глинистый сланец; *8* — железорудная толща; *9* — доломит; *10* — сланцы, частично вулканического происхождения; *11* — габбро и гранит, более молодые, чем среднее кивино; *12* — постанимикские граниты; *13* — поздние доанимикские гранитогнейсы; *14* — ранние доанимикские гранитогнейсы

оз. Верхнего и Гренвилл. По условиям залегания слоев анимики этот район («плита Мистассини») аналогичен району северо-западного побережья оз. Верхнего. Нижний анимики представлен здесь мощной толщей (до 2500—3000 м) глинистых внизу и песчаных вверху доломитов. Выше располагается типично построенная серия слоев верхнего анимики с маломощной базальной толщей кварцитов, средней железорудной толщей и верхней граувакко-сланцевой.

Основная часть пояса распространения отложений анимики приходится на Циркумунгавский или Белчерско-Лабрадорский складчатый пояс (рис. 56). В лабрадорской части этого пояса отложения, о которых идет речь, выделяются под названием надсерии

Каниаписко, представляющей наиболее полный и сравнительно хорошо изученный в последние годы тип их развития.

Как видно из схемы строения (рис. 57), надсерия Каниаписко разделяется на три основные части, верхняя из которых (III на схеме) имеет типичное для верхнего анимики трехчленное строение, слагаясь

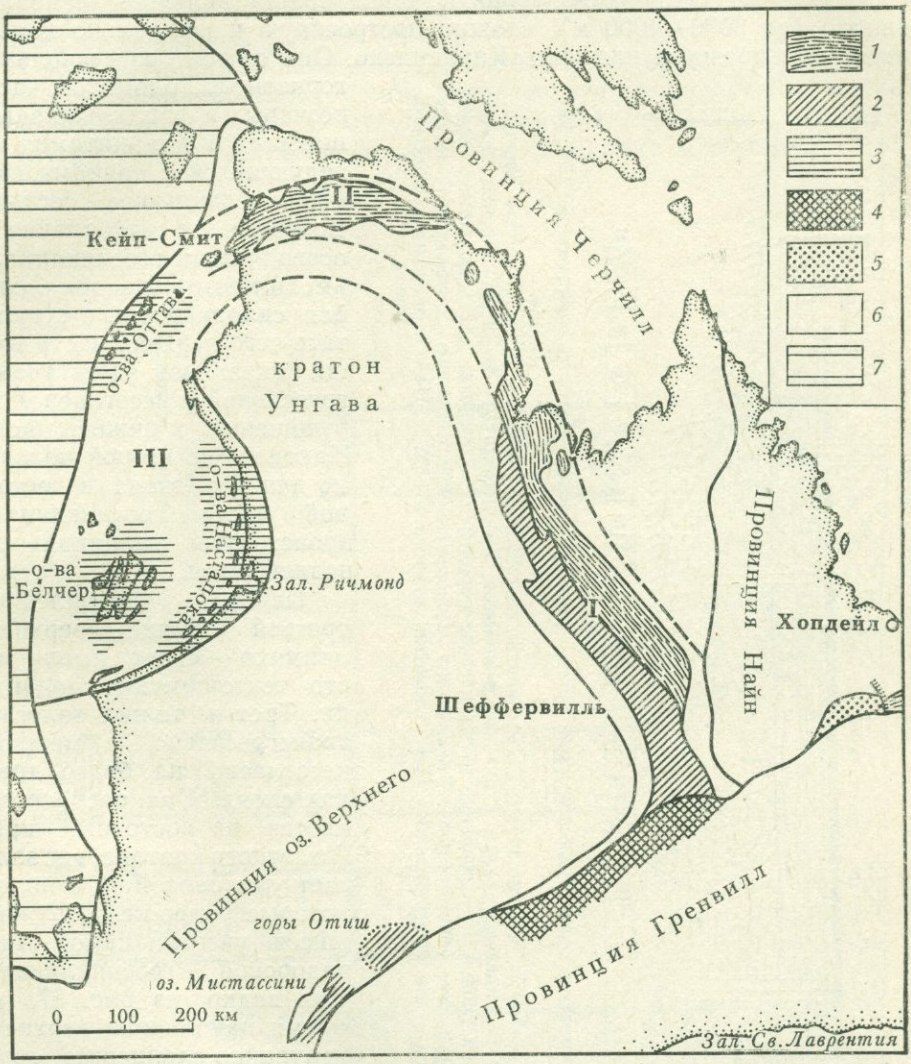


Рис. 56. Обзорная геологическая схема юго-восточной части Канадского щита (Гудзоно-Лабрадорское геосинклинальное кольцо). По Димроту и др., 1970:

1—3 — **афебий:** *1* — преимущественно основные вулканические породы, *2* — преимущественно осадочные породы, *3* — вулканогенные и осадочные породы, *4* — метаморфизованные осадочные породы афебия провинции Гренвилл, *5* — хеликий района Силл-Лейк, *6* — граниты и гнейсы, *7* — палеозой. I — Лабрадорский трог; II — пояс мыса Смита; III — пояс островов Белчер

внизу кварцитовой, выше железорудной и затем граувакко-сланцевой толщами. Данная часть разреза может быть уверенно отнесена к верхнему анимики, а следовательно, средняя (II на схеме) и нижняя (I на схеме) — к нижнему анимики.

Нижняя толща отвечает начальному этапу развития Лабрадорской геосинклинали, когда осадконакопление в ее пределах происходило в континентальной обстановке, в относительно небольшом, ограничен-

ном разломами прогибе. Здесь отложилась толща (формация Шаконипо) до 1000—1500 м мощности красных аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов, заключающих местами скопления вулканического материала.

Средняя толща отвечает новому этапу развития геосинклинали, который начинается погружением и установлением в основном морского (?) режима осадконакопления. Данная толща включает наиболее мощную (до 3000—4000 м), сложно построенную и фациально изменчивую часть разреза надсерии Каниаписко. Она состоит из нескольких горизонтов доломитов, часто песчаных и фациально замещающихся кварцитами, чередующихся с пачками граувакко-сланцевого состава. Во время ее накопления в осевой части геосинклинали имели место поднятия и слабая складчатость, в результате чего верхняя часть толщи оказалась здесь трансгрессивной и несогласной по отношению к нижней части. Наконец, во второй половине данного этапа в восточной части геосинклинали происходили излияния основной лавы.

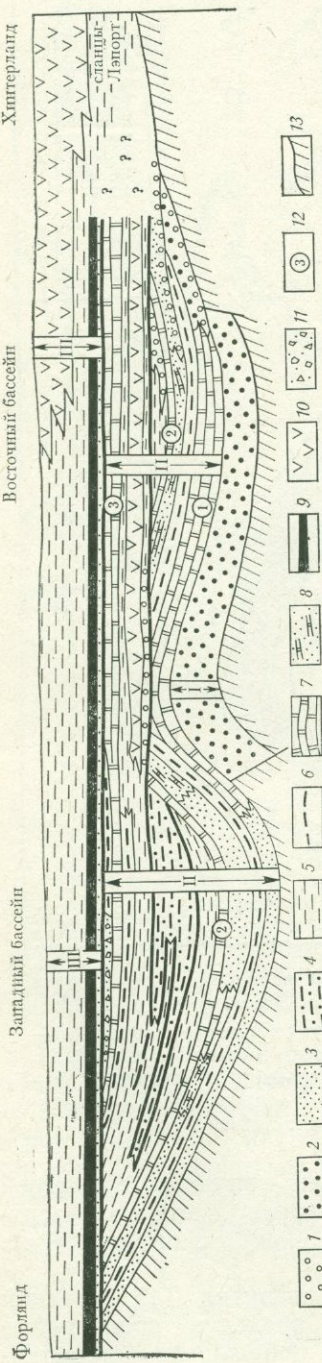


Рис. 57. Схема строения складчатого комплекса Лабрадорского трога (надсерия Каниаписко) на широте 55°45′. По Димроту и др., 1970:

1 — конгломераты; *2* — аркозы, гравелиты, конгломераты; *3* — песчаники, кварциты; *4* — граувакки и глинистые сланцы; *5* — глинистые сланцы, алевролиты; *6* — глинистые сланцы с линзами доломитов; *7* — доломиты; *8* — переслаивание доломитов и песчаников; *9* — железорудная толща; *10* — основные вулканические породы; *11* — брекчии; *12* — основные горизонты доломитов (*1* — доломит Данфи, *2* — доломит Юве, *3* — доломит Денольт); *13* — основание складчатого комплекса (архей). I — отложения первого этапа формирования; II — отложения второго этапа; III — отложения третьего этапа

Перед накоплением третьей толщи — верхнего анимики — снова имели место тектонические подвижки. Третья толща залегает трансгрессивно и местами несогласно на более древних слоях. Она распространяется на восточный край Унгавского кратона, где залегает уже спокойно, и на некоторые ранее не погружавшиеся участки самой Лабрадорской геосинклинали. Как видно из рис. 57, во время накопления верхнего, граувакко-сланцевого горизонта толщи в восточной части геосинклинали происходили излияния основных лав. В некоторых районах восточной части геосинклинали выделяются еще более высокие граувакко-сланцевые толщи надсерии Каниаписко, заключающие прослои основных вулканитов и незначительные железорудные горизонты. Все это очень напоминает картину строения и изменений верх-

них слоев верхнего анимики района южного побережья оз. Верхнего (см. рис. 55).

Отложения анимики о-вов Белчер в западной части Гудзонова залива сходны с таковыми Лабрадорской геосинклинали (рис. 58). Здесь не вскрыты аналоги первой толщи лабрадорского разреза. Но восточнее на западном берегу Гудзонова залива, в районе залива Ричмонд, присутствует и нижняя континентальная грубообломочная красноцветная часть разреза (группа Пэхи).

Средний, широтно вытянутый участок Белчерско-Лабрадорского пояса (геосинклиналь Кейп-Смит) характеризуется широким развитием в составе рассматриваемых отложений основных вулканических пород. Структура этого участка очень сложна и еще слабо изучена.

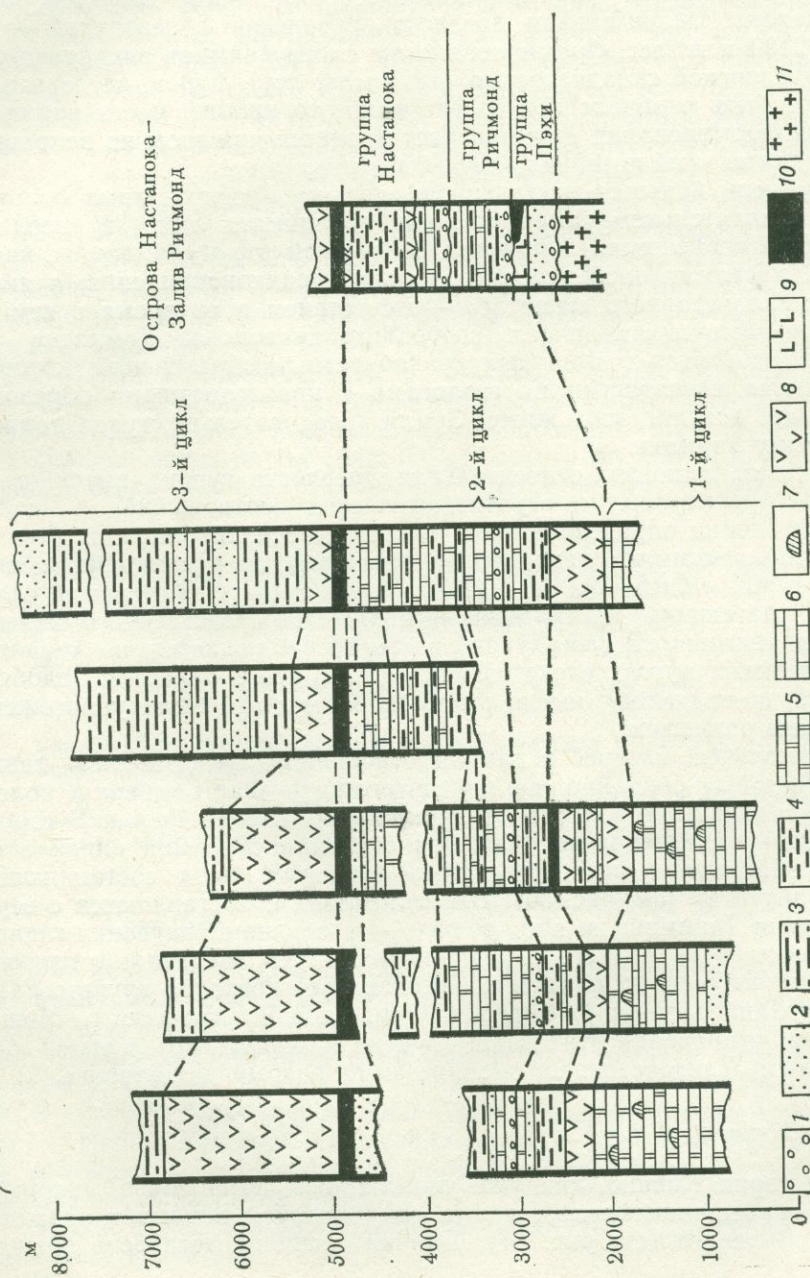


Рис. 58. Схематические стратиграфические разрезы докембрийских образований островов Белчер и Настапока и района залива Ричмонд. По Димроту и др., 1970:

1 — конгломераты; *2* — песчаники, кварциты, аркозы; *3* — граувакки; *4* — аргиллиты, глинистые сланцы; *5* — доломиты; *6* — известняки; *7* — строматолиты; *8* — основные вулканиты (спилитовые базальты); *9* — андезиты, базальты; *10* — железорудная толща; *11* — гранитогнейсы фундамента

Заканчивая рассмотрение гурона и анимики, необходимо остановиться на проблеме взаимоотношений этих комплексов, которые различными исследователями трактуются по-разному. Большинство канадских геологов принимают, что гурон древнее анимики (и Каниаписко). Эта точка зрения была принята нами в предыдущем изложении. Но многие геологи США считают, что гурон и анимики — это стратиграфически эквивалентные образования. Термины «гурон» и «анимики» оказываются тогда в хронологическом смысле синонимами. Эта точка зрения получила распространение и в нашей литературе (например, в монографиях В. Е. Хаина «Региональная геотектоника» и М. А. Семихатова «Стратиграфия и геохронология протерозоя»). Существует, наконец, и третья, промежуточная точка зрения, допускающая частичное перекрывание «гуронского времени» «анимикским временем».

За первый из этих трех вариантов говорят данные трояко рода.

Во-первых, значительная древность гуронских образований — они древнее 2100 млн. лет, формирование же слоев анимики заканчивается лишь с гудзонской складчатостью (1800 млн. лет). Гурон, следовательно, может быть эквивалентен только какой-то нижней части анимики. Но время формирования анимики растягивается при этом на неправдоподобно длительный интервал (500—600 млн. лет).

Во-вторых, большая часть гурона лишена красноцветных отложений; в незначительном количестве они появляются лишь в верхнем гуроне. Эта особенность гуронских отложений определяется, по-видимому, не местными особенностями условий осадконакопления, а явлением общепланетарного масштаба — отсутствием в то время в земной атмосфере заметных количеств свободного кислорода. Комплекс же анимики начинается с типичных красноцветных образований, которые сравниваются изучавшими их геологами с красноцветными образованиями более поздних эпох жизни Земли. Следовательно, гурон должен быть древнее анимики.

В-третьих, наконец, относительная древность гурона вытекает из некоторых структурных и стратиграфических соотношений, к сожалению, не вполне определенных. В непосредственной близости друг от друга гурон и анимики находятся у северного края оз. Мистассини. Верхний гурон, слагающий горы Отиш, почти смыкается с толщей слоев анимики, слагающих «плиту Мистассини». Непосредственного налегания слоев анимики на слои гурона здесь не наблюдается, но характер залегания тех и других слоев говорит о том, что в прошлом подобное налегание, по-видимому, имело место, но следы его были уничтожены позднейшим размывом.

Значительный интерес в данном отношении представляет также район пластового синклинально прогнутого интрузива Садбери в полосе развития типичного гурона на северном побережье оз. Гурон. В огромной плоской чаше интрузива Садбери сохранилась толща пирокластических и залегающих выше граувакко-сланцевых пород, составляющих группу Уайтуотер (см. рис. 50). Эти отложения сопоставляются с верхним анимики (анимики s. str), точнее — с верхним граувакко-сланцевым горизонтом последнего. Предполагается, что внедрение интрузива Садбери произошло по плоскости несогласного контакта группы Уайтуотер (верхний анимики?) и гурона (см. рис. 51, профиль). Между эпохами формирования этих толщ (гурона и Уайтуотер) должен был существовать, следовательно, значительный разрыв во времени.

Кивино

Слои серии Кивино, как уже упоминалось, выполняют широкую плоскую грабен-синклиналь, осевую зону которой занимает западная часть оз. Верхнего (см. рис. 54). Данная серия представлена толщей,

до 10 000—15 000 м общей мощности, континентальных обломочных красноцветных образований, прослоенных в средней части мощными покровами основных вулканических пород. В составе Кивино различают три части: нижний, средний и верхний Кивино. Нижний Кивино слагается незначительной по мощности толщей красноцветных песчаников и конгломератов; средний — вулканическими образованиями, с которыми связаны крупные пластовые интрузии основных пород (дулутский интрузивный комплекс); верхний — мощной толщей красноцветных песчаников и сланцев. Вулканогенная толща среднего Кивино представляет большой экономический интерес, так как ей подчинены крупные месторождения самородной меди. Для основных интрузий, связанных со средней вулканогенной толщей Кивино и не внедряющихся в слои верхнего Кивино, радиометрический возраст определяется в 1000—1200 млн. лет. Наиболее древние из этих цифр близки, по-видимому, к времени начала формирования серии Кивино. Верхний предел возраста серии Кивино остается неясным. Возможно, что накопление пород этой серии (верхнего Кивино) продолжалось вплоть до начала палеозойской эры. К вулканогенному комплексу среднего Кивино принадлежат также покровы и силлы основных пород, распространенные в районе оз. Нипигон на северном побережье оз. Верхнего.

Образования, сходные по составу и возрасту (900—1000 млн. лет) с серией Кивино, развиты также на небольшой площади в 2000 км к северо-востоку от оз. Верхнего, невдалеке от побережья Атлантического океана. Они выполняют крупную сжатую запрокинутую к северу синклиналь, вытянутую вдоль границы провинций Гренвилл и Найн. Данные образования (группа Силл-Лейк) представлены толщей, до 10 000—12 000 м общей мощности, красных и белых кварцитов и красных глинистых сланцев и аргиллитов, отчасти также граувакк и конгломератов, прослоенных многочисленными пластами лав и силлами основных вулканических пород (рис. 59). В последних, как и в аналогичных породах серии Кивино, отмечаются включения самородной меди.

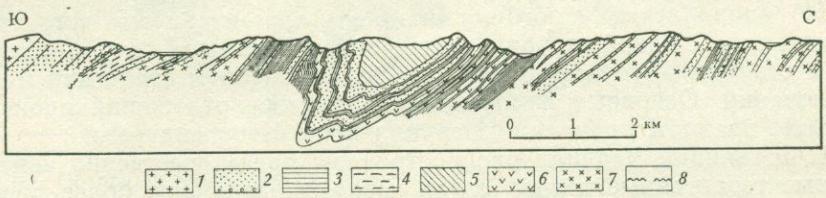


Рис. 59. Геологический профиль грабен-синклинали Силл-Лейк. По Брамперу и Манну, 1961:

1 — архей; *2—7* — группа Силл-Лейк; *2* — кварциты и конгломераты, *3* — глинистые сланцы; *4* — метаморфические сланцы, *5* — верхняя толща красных кварцитов, *6* — покровы базальта, *7* — силлы диабаза, *8* — надвиги

Гренвилл

Под названием серии Гренвилл выделяется в настоящее время толща сильнометаморфизованных кварцитов, известняков, доломитов и других метаосадочных и метавулканических пород, распространенных в юго-западной части провинции Гренвилл к северу и югу от нижнего течения р. Оттава. В составе серии Гренвилл различают нижнюю часть — группу Гренвилл, до 6000—7000 м общей мощности, и верхнюю часть — группу Гастингс. Последняя развита лишь к югу от р. Оттава, где она несогласно налегает на породы группы Гренвилл и заключает в основании гальку этих пород.

Общая схема последовательности различных толщ серии Гренвилл имеет следующий вид:

Серия Гренвилл
- группа Гастингс
  5. Голубые известняки, кварциты.
  4. Вулканиты основного и среднего состава, рогово-обманковые сланцы.
  3. Конгломераты, кварциты и сланцы
- группа Гренвилл
  2. Вулканиты основного и среднего состава, пирокластические породы, конгломераты, известняки.
  1. Известняки, парагнейсы, амфиболиты, кварциты.

Суперкрустальные породы группы Гренвилл прорезаны многочисленными интрузиями основных (анортозиты, габбро), средних (сиениты) и кислых (граниты) пород, древнейшими из которых являются анортозиты с радиометрическим возрастом около 1400 млн. лет.

Возраст серии Гренвилл точно не установлен. Большинство современных исследователей сопоставляют ее с надсерией Каниаписко Лабрадорской системы. Некоторые геологи принимают более молодой возраст данной серии, относя ее к палеохеликию (1800—1400 млн. лет).

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЛОКА КАНАДСКОГО ЩИТА

В пределах северо-западного блока щита строение и состав суперкрустальных образований среднего-верхнего докембрия отличаются большой пестротой. Здесь выделяется много различных серий, групп, формаций, развитых лишь в отдельных, нередко очень небольших синклинальных структурах. Стратиграфические взаимоотношения этих комплексов далеко не всегда ясны и допускают в связи с этим различные толкования. К тому же данная часть щита изучена значительно слабее его юго-восточной части.

По направлению с юго-востока на северо-запад мы встречаемся, по-видимому, с одной стороны, со все более молодыми толщами докембрия, а с другой — со все большим распространением среди них морских образований. Основные изменения в характере отложений происходят в районе границы провинций Черчилл и оз. Невольничьего.

В **провинции Черчилл** распространены преимущественно континентальные терригенные толщи, среди которых различают более древнюю группу Хервиц (и ее аналоги) и более молодую группу Дубонт (и ее аналоги).

Отложения группы Хервиц выполняют небольшие, но часто сжатые синклинали, группирующиеся в несколько поясов юго-западно — северо-восточного направления (рис. 60). Данная группа имеет в основном кварцитовый состав. Кварциты, развитые в нижней части разреза, сменяются вверх алевролитами с линзами доломитов и аркозовыми песчаниками. Местами в верхней части разреза значительную роль играют покровы и силлы основных пород. По ряду признаков группа Хервиц сопоставляется с гуроном юго-восточного блока щита.

Отложения группы Дубонт и ее аналогов распространены значительно шире. Их нижняя часть слагается толщей красноцветных песчаников и конгломератов до 2000—4000 м мощности, с которыми ассоциируются покровы вулканических пород среднего, отчасти кислого состава (андезиты, трахиты, риолиты и др.). Верхняя часть группы (формации Телон и Атабаска) слагается толщей, до 1000—1500 м мощности, кварцевых и аркозовых песчаников с линзами конгломератов. Эти слои залегают с размывом, но очень спокойно, выполняя два крупных плоских прогиба овальных очертаний (Телон и Атабаска). В обоих

прогибах песчаная толща венчается пачкой доломитов незначительной мощности. По единичным определениям радиометрический возраст вулканических пород нижней части группы Дубонт составляет 1700—1800 млн. лет. В целом данная группа относится канадскими геологами к палеохеликию (1400—1800 млн. лет).

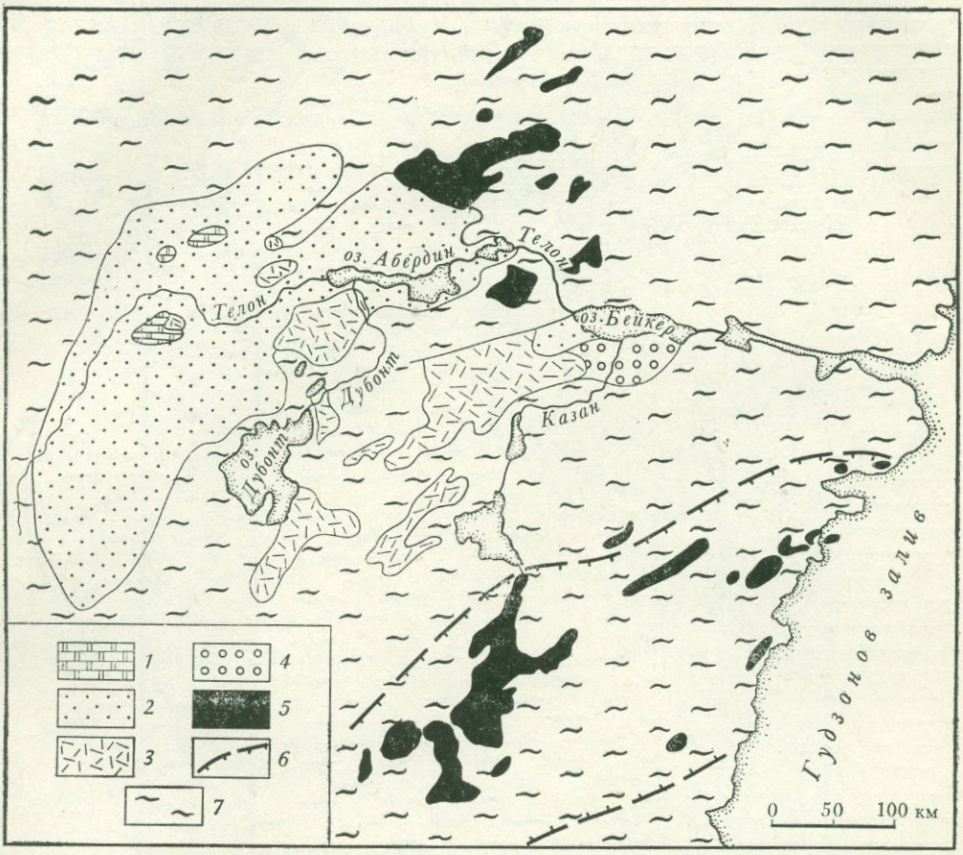


Рис. 60. Обзорная геологическая схема области распространения отложений группы Хервиц и группы Дубонт. По Беллу и Мак Глину, 1970:

1—4 — группа Дубонт: *1* — доломитовая толща, *2* — свита Телон (песчаники, конгломераты, отчасти алевролиты), *3* — свиты Питц и Кристофер-Айленд (трахиты, андезиты, латиты, отчасти риолиты, песчаники, конгломераты), *4* — свита Казан (красноцветные песчаники и конгломераты); *5* — группа Хервиц и ее аналоги (типично широкое развитие кварцитов); *6* — граница распространения группы Хервиц; *7* — архей

Помимо образований групп Дубонт и Хервиц, первые из которых не метаморфизованы и не складчаты или, в нижней своей части, слабо складчаты, а вторые — слабо метаморфизованы и слабо складчаты, в пределах провинции Черчилл имеются также пояса развития сходных, но более сильно метаморфизованных и более интенсивно складчатых суперкрустальных пород. Один из таких поясов, хорошо изученный в последние годы, — пояс Уолластон — продолжает к юго-западу пояс развития группы Хервиц. С этой группой породы пояса Уолластон ориентировочно и сопоставляются. Не исключено, однако, что они являются более древними, возможно архейскими, образованиями.

В провинциях **оз. Невольничьего и оз. Медвежьего** выделяются три структурно-фациальных комплекса среднего-верхнего докембрия. Два из них, «восточный» и «западный», примерно одновозрастны и принад-

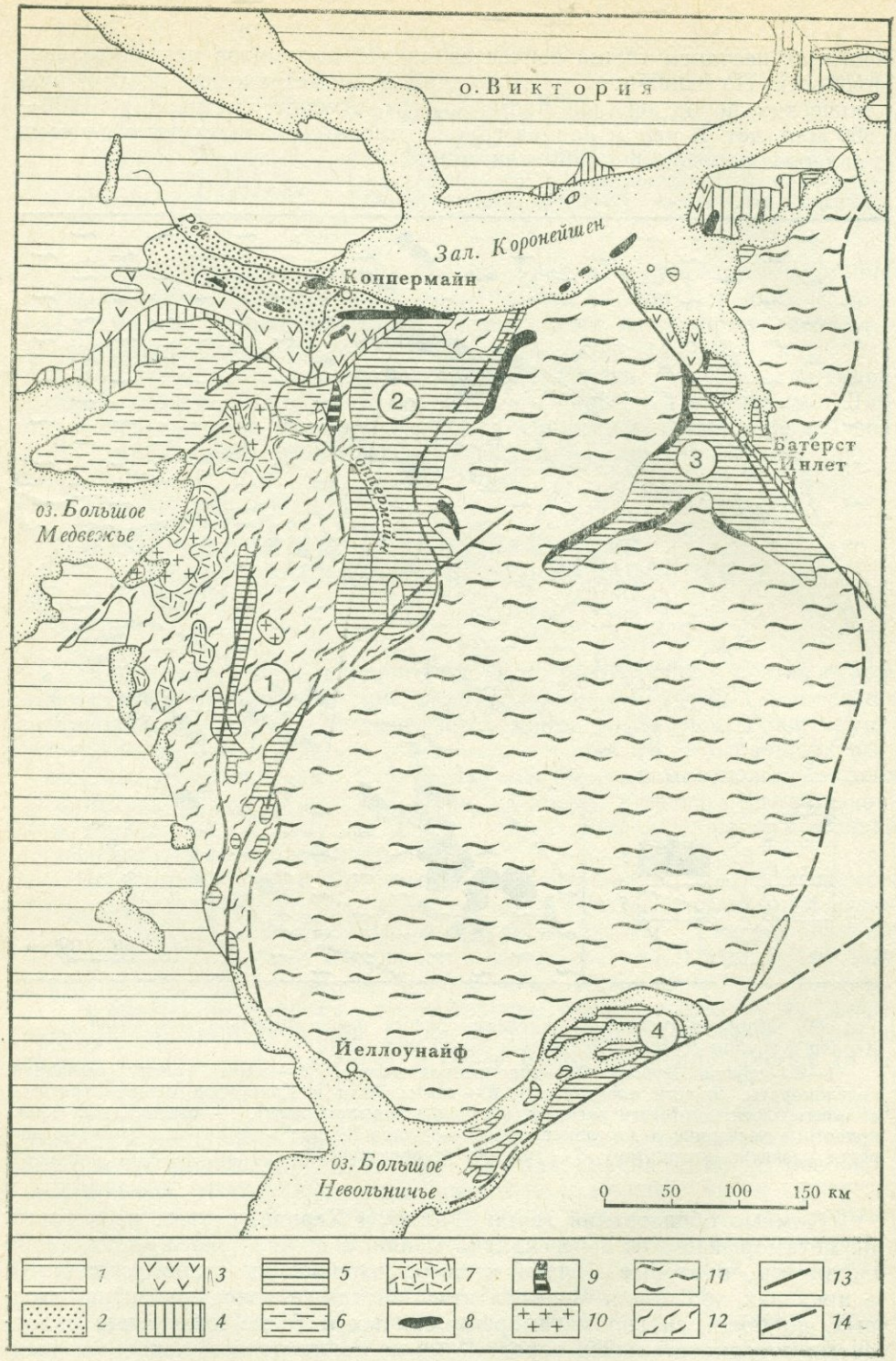


Рис. 61. Геологическая схема северо-западной части Канадского щита. По геологической карте Канады, 1970:

1 — палеозой; *2* — группа Рей; *3* — группа Коппермайн-ривер; *4* — группы Дисмал-Лейк и Парри-Бей; *5* — группы Снейр, Эпуорт, Гоулберн, Грейт-Слейв; *6* — группа Хорнби-Бей; *7* — группы Эхо-Бей и Камерон-Бей; *8* — силлы основных пород; *9* — интрузивный комплекс Маскокс; *10* — гудзонские граниты (возраст 1700—1800 млн. лет); *11—12* — архей: *11* — провинции оз. Невольничьего, *12* — провинции оз. Медвежьего; *13* — разломы; *14* — граница провинции оз. Невольничьего. Цифры в кружках — синклинории: 1 — Уопмей, 2 — Эпуорт, 3 — Батерст, 4 — Ист-Арм

лежат в основном палеохеликию; третий, «северный», более молодой — неохеликию — хадринию.

Образования «восточного» комплекса выполняет ряд синклинориев — Уопмей, Эпуорт, Батерст, Ист-Арм, — составляющих в совокупности пояс Коронейшен (рис. 61). Образования «западного комплекса слагают западный пояс, вытянутый вдоль восточного побережья оз. Медвежьего и отделенный от синклинориев западной ветви пояса Коронейшен (Уопмей и Эпуорт) зоной разломов. Наконец, «северный» комплекс, несогласно налегающий на оба предыдущих, сла-

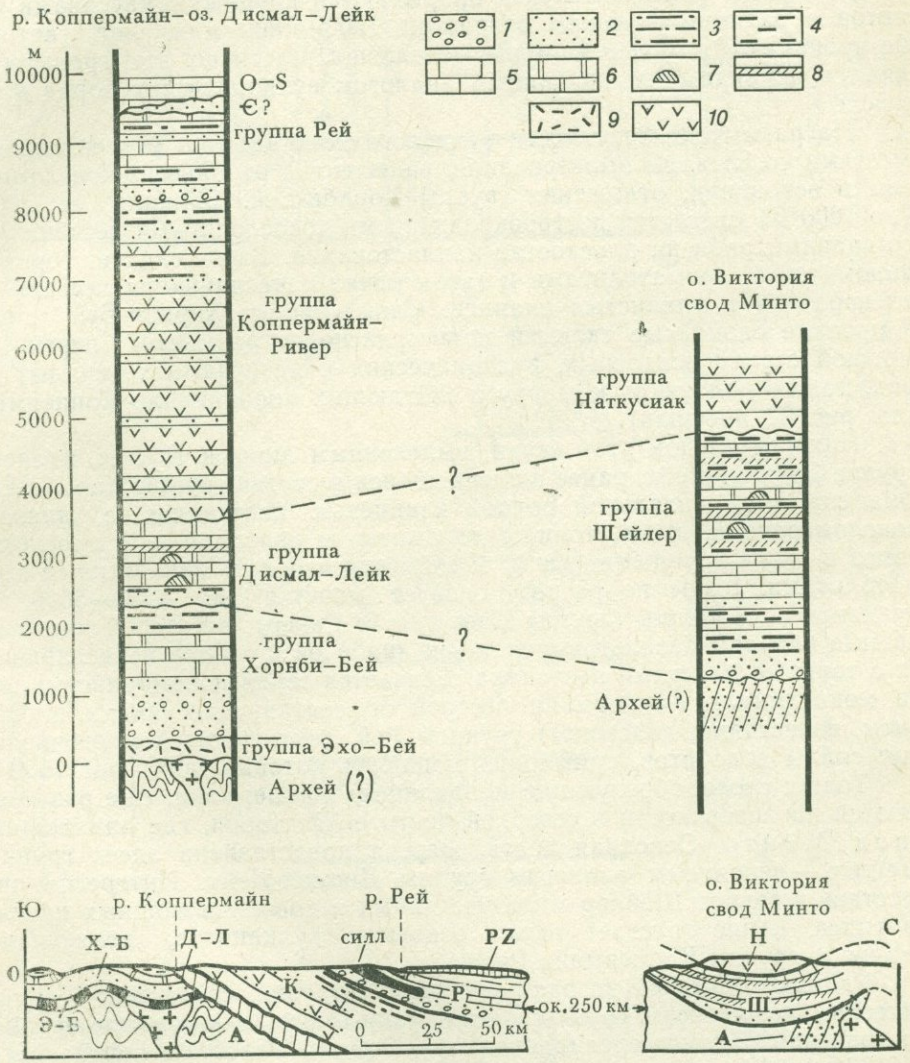


Рис. 62. Соотношение разрезов района р. Коппермайн — оз. Дисмал-Лейк и свода Минто (о. Виктория).

Профиль показывает несогласие в основании группы Дисмал-Лейк, которая вместе с вышележащими слоями слагает моноклиналь Коппермайн, отделенную, по-видимому, разрывом от свода Минто. *1* — конгломераты; *2* — песчаники, кварциты, аркозы; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты, глинистые сланцы; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — строматолиты; *8* — гипс; *9—10* — вулканические породы: *9* — кислые и средние, *10* — основные. На профиле: А — архей, Э-Б — группа Эхо-Бей, Х-Б — группа Хорнби-Бей, Д-Л — группа Дисмал-Лейк, К — группа Коппермайн-Ривер, Р — группа Рей, Ш — группа Шейлер, Н — группа Наткусиак

гает моноклиналь Коппермайн, образующую южный борт впадины Виктория.

С наибольшей ясностью взаимоотношения различных толщ среднего-верхнего докембрия рассматриваемых провинций раскрываются в разрезах западного пояса и моноклинали Коппермайн (рис. 62). В основании разреза на размытой поверхности пород архея (?) здесь располагается толща вулканических пород кислого и среднего состава, прослоенных пачками песчаников и конгломератов. Вулканогенная толща (группа Эхо-Бей) перекрывается и фациально замещается толщей континентальных конгломератов и песчаников (группа Камерон-Бей). Породы этого комплекса прорываются крупными массивами гранитов с радиометрическим возрастом 1700—1800 млн. лет, которые не проникают в более молодые отложения. Частично эти граниты являются, по-видимому, глубинным аналогом вулканических пород комплекса.

На размытой поверхности вулканогенно-красноцветного комплекса, местами со следами выветривания, залегают, с базальным конгломератом в основании, отложения группы Хорнби-Бей. Нижняя ее часть (до 1000 м) слагается пестроокрашенными косослоистыми песчаниками со знаками ряби на плоскостях напластования. Выше следует горизонт доломитов с строматолитами и затем пачка переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Слои группы Хорнби-Бей смяты в простые спокойные складки и несогласно, с размывом перекрыты мощной серией осадочных, вулканических и интрузивных (силлы) пород, полого падающих к северу и слагающих моноклиналь Коппермайн (см. рис. 62, профиль).

Нижним членом этой серии, выделенным лишь в 1973 г., является группа Дисмал-Лейк, ранее включавшаяся в состав группы Хорнби-Бей. Она слагается базальной пачкой кварцевых песчаников с линзами конгломерата и, выше, толщей доломитов и известняков с прослоями гипса и очень крупными (до 10 м в высоту и более) коническими строматолитами. Выше по разрезу следует мощная (до 4000—5000 м) вулканогенная толща (группа Коппермайн-Ривер), в которой многочисленные покровы базальтов с силлами диабазов и габбро переслаиваются с тонкими пластами песчаника. Венчается серия докембрийских слоев моноклинали Коппермайн пестрой по составу (песчаники, алевролиты, известняки, доломиты) группой Рей, заключающей многочисленные силлы долеритов, суммарная мощность которых достигает 1500 м.

Толщи слоев, образующие моноклиналь Коппермайн, еще раз появляются на поверхности в северной части о. Виктория, где они слагают свод Минто. Основная часть разреза представлена здесь группой Шейлер — вероятным аналогом группы Дисмал-Лейк. Интересно присутствие в группе Шейлер многочисленных и довольно мощных прослоев гипса. Выше залегает толща основных вулканитов, являющаяся аналогом группы Коппермайн-Ривер.

Радиометрический возраст основных интрузий, связанных с вулканическим комплексом группы Коппермайн-Ривер, в частности крупной ультраосновной дифференцированной интрузии Маскокс, определяется в 1100—1200 млн. лет. Начало формирования слоев рассматриваемой серии (группы Дисмал-Лейк) относится, очевидно, к более раннему времени, конец же ее формирования определенно не датируется. Для некоторых подчиненных ей силлов имеются радиометрические датировки, приближающиеся к палеозойским (650—700 млн. лет).

Наиболее близок к разрезу западного пояса разрез *синклинория Батерст* (рис. 63). В этом разрезе снизу вверх выделяются три основных комплекса слоев: группа Гоулберн формации Тинни-Коув и Парри-Бей и группа Коппермайн-Ривер, которая соответствует одноименной группе разреза западного пояса. Средний комплекс в существующих корре-

ляционных схемах сопоставляется обычно с группой Хорнби-Бей. Но с выделением группы Дисмал-Лейк будет естественно сопоставить данный (средний) комплекс именно с этой группой. За это говорят и некоторые литолого-палеонтологические особенности слоев, в частности присутствие в доломитах Парри-Бей крупных конических строматолитов, подобных таковым из слоев группы Дисмал-Лейк.

Приняв такую схему отношений, мы должны будем сопоставить группу Гоулберн с группой Хорнби-Бей, что не исключает возможности присутствия в составе группы Гоулберн (в ее нижней части) слоев, отсутствующих в разрезе западного пояса.

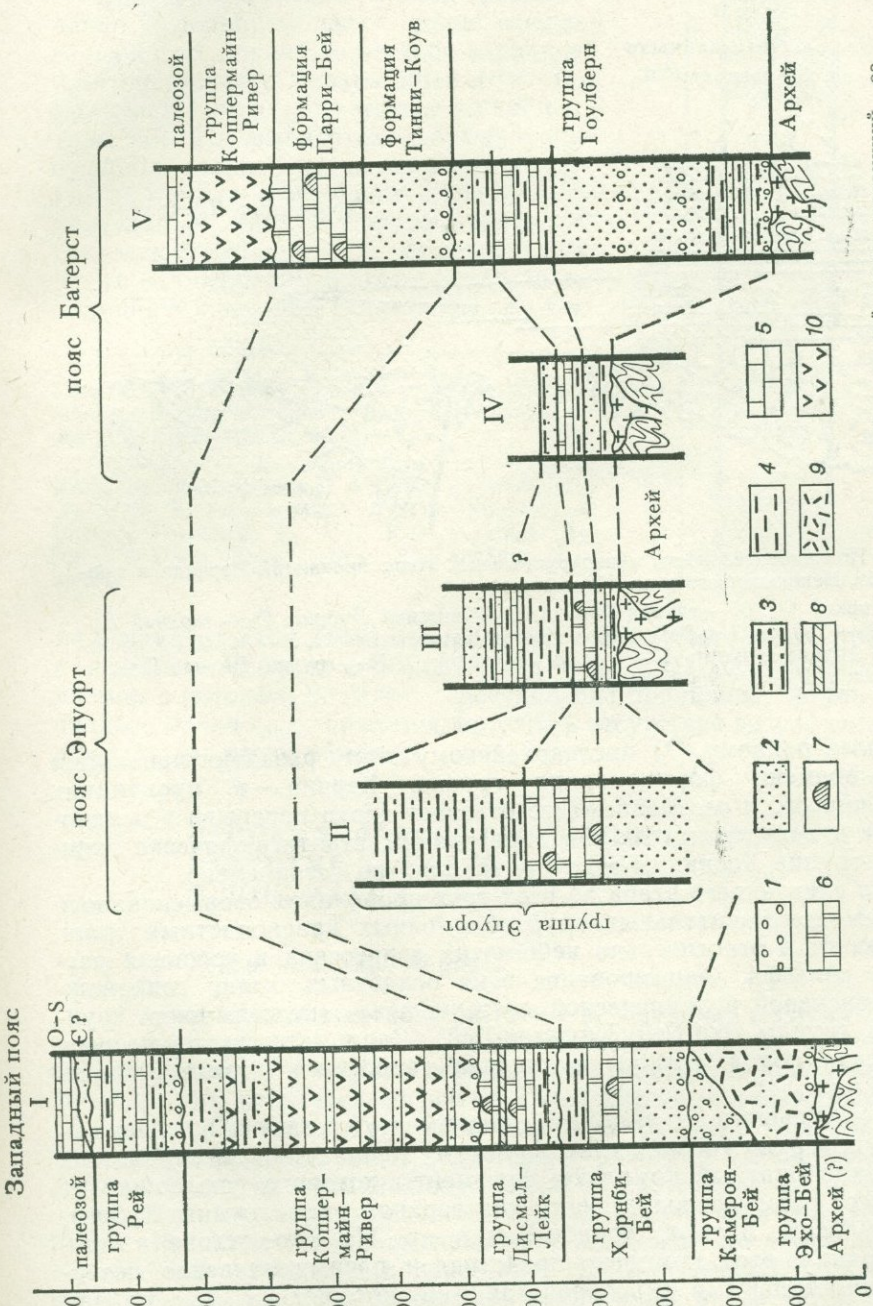


Рис. 63. Сводные стратиграфические разрезы докембрийских образований северной части провинций оз. Невольничьего и оз. Медвежьего.

Разрезы: I — западный пояс провинции оз. Медвежьего; II — III — западная, складчатая (II) и восточная, нескладчатая (III) зоны пояса Эпуорт; IV—V — западная (IV) и восточная (V) зоны пояса Батерст. *1* — конгломераты; *2* — песчаники, кварциты, аркозы; *3* — алевролиты, *4* — аргиллиты, глинистые сланцы, *5* — известняки, *6* — доломиты, *7* — строматолиты, *8* — гипс, *9—10* — вулканические породы: *9* — кислые и средние, *10* — основные

Отложения синклинория Эпуорт (группа Эпуорт) сходны с группой Гоулберн синклинория Батерст, с которой они всегда и сопоставляются. Сходное строение и состав имеют также толщи, слагающие синклинории Ист-Арм и Уопмей. В пределах последнего в верхней части разреза присутствует местами толща основных вулканических пород.

Обобщение данных по всем трем провинциям северо-западного блока Канадского щита (Черчилл, оз. Невольничьего, оз. Медвежьего) приводит к схеме соотношений, представленной на рис. 64, которая позволяет наметить основные этапы развития данного блока в среднем-верхнем докембрии.

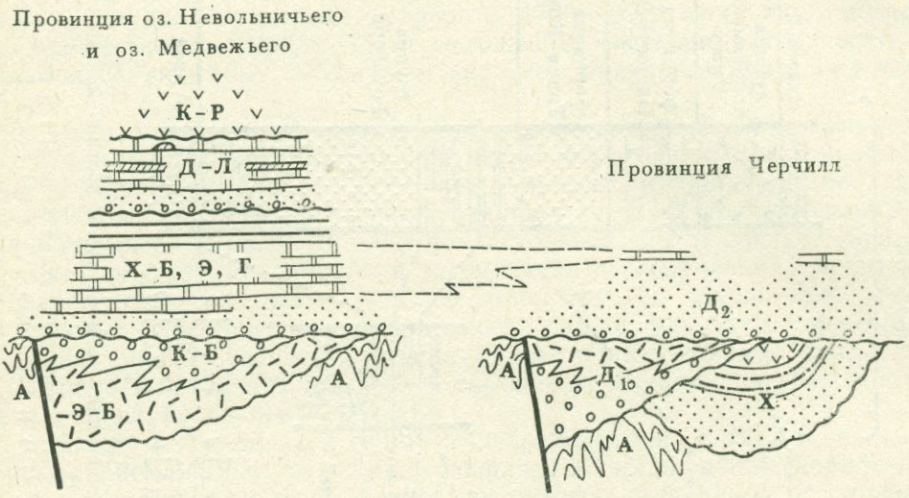


Рис. 64. Последовательности суперкрустальных толщ провинций Черчилл и провинций оз. Невольничьего и оз. Медвежьего:

А — архей (?); Х — группа Хервиц; D_1 — нижний Дубонт; D_2 — верхний Дубонт; Э-Б — группа Эхо-Бей; К-Б — группа Камерон-Бей; Х-Б — группа Хорнби-Бей; Э — группа Эпуорт; Г — группа Гоулберн; Д-Л — группа Дисмал-Лейк и ее аналоги; К-Р — группа Коппермайн-Ривер

Наиболее раннему (?) послеархейскому этапу развития провинции Черчилл — времени формирования группы Хервиц — в провинциях оз. Невольничьего и оз. Медвежьего отвечает эпоха перерыва в осадконакоплении и денудации, так как образований, стратиграфически эквивалентных группе Хервиц, в этих провинциях не установлено.

Начало следующего этапа во всех трех провинциях ознаменовалось накоплением континентальных грубообломочных красноцветных толщ, происходившим в относительно небольших депрессиях в условиях расчлененного рельефа. Формирование этих осадочных толщ сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью (нижняя часть группы Дубонт, группы Эхо-Бей, Камерон-Бей). Радиометрический возраст магматических пород данного комплекса датируется в ряде районов 1700—1800 млн. лет.

После небольшого, по-видимому, перерыва уже на значительно выровненной поверхности широким фронтом начинает формироваться терригенно-карбонатный комплекс, фрагменты которого, уцелевшие от последующего размыва, выделяются как верхняя часть группы Дубонт, группы Гоулберн, Эпуорт, Хорнби-Бей и др. На юго-востоке в провинции Черчилл, этот комплекс представлен преимущественно песчаными континентальными (?) образованиями, которые на северо-запад в значительной своей части замещаются морскими карбонатными толщами.

Последний крупный этап докембрийской истории ознаменовался образованием на северо-западе щита обширной плоской депрессии, которая стала интенсивно погружаться и заполняться толщами пород, слагающими моноклиналь Коппермайн. Погружение сопровождалось (возможно, вызывалось) расколами, послужившими путями проникновения вулканических и интрузивных образований — покровов базальтов, силлов долеритов и габбро.

При сопоставлении этапов формирования суперкрустальных толщ среднего-верхнего докембрия северо-западного и юго-восточного блоков щита отчетливо выявляется их несоответствие во времени (рис. 65). На юго-востоке формирование суперкрустальных толщ (гурона, анимики) протекало в основном в среднем докембрии, в эпоху, предшествовавшую гудзонской складчатости; на северо-западе же — в основном в конце среднего докембрия и в верхнем докембрии, уже пос-

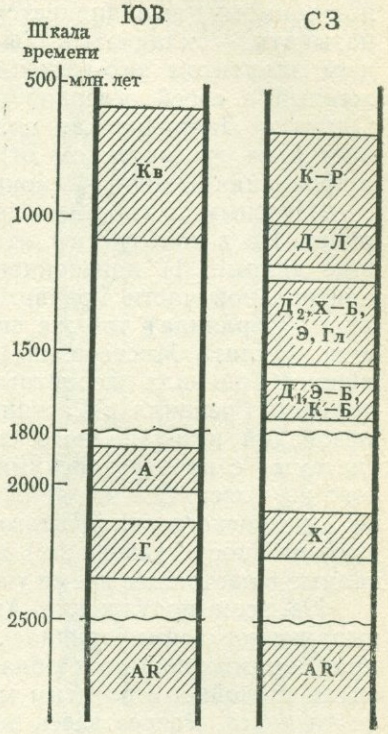


Рис. 65. Эпохи формирования суперкрустальных комплексов юго-восточной (ЮВ) и северо-западной (СЗ) частей Канадского щита:

Кв — Кивино; А — анимики (s. l.); Г — гурон; К-Р — Коппермайн-Ривер; Д-Л — Дисмал-Лейк; $Д_2$, Х-Б, Э, Гл — верхний Дубонт, Хорнби-Бей, Эпуорт, Гоулберн; $Д_1$, Э-Б, К-Б — нижний Дубонт, Эхо-Бей, Камерон-Бей; Х — Хервиц; А — архей

ле складчатости. Этот контраст несколько смягчается присутствием в провинции Черчилл слоев группы Хервиц, предположительно сопоставляемой с гуроном. Если это сопоставление правильно, то для северо-западного блока щита придется допустить отсутствие возрастных аналогов анимики (верхнего афебия).

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАНАДСКОГО ЩИТА В ДОКЕМБРИИ

Геосинклинальные пояса

В докембрии Канадского щита мы встречаемся с двумя достаточно четко выраженными типами геологического развития, которые могут быть определены и обычно определяются как геосинклинальные. К одному из них относится развитие архейских зеленокаменных зон провинций оз. Верхнего и оз. Невольничьего («пояса» Абитиби и других «поясов» этих провинций); к другому — развитие Пенокийской, Лабрадорской и других анимикских складчатых систем юго-восточного блока и аналогичных складчатых систем пояса Коронейшен северо-западного блока. Развития зеленокаменных зон мы пока касаться не будем. К нему мы вернемся в дальнейшем. Но на строении и развитии геосинклинальных поясов второго из отмеченных выше типов мы задержим наше внимание.

Среди всех складчатых поясов Канадского щита выделяется протя-

женный пояс, полукольцом окружающий юго-восточную периферию провинции оз. Верхнего. У юго-западного края последней (и щита в целом) этот складчатый пояс скрывается под палеозойский чехол платформы; на противоположном же его конце — заливообразно вдается в область провинции оз. Верхнего и здесь, южнее о-вов Белчер, по-видимому, выклинивается. Этот — *Анимикский,* как мы будем его называть, — складчатый пояс является наиболее характерным структурным элементом юго-восточного блока Канадского щита. Четко выраженный в своей северной циркумунгавской части (Белчерская, Кейп-Смита и Лабрадорская складчатые системы), он лишь неясно намечается на гренвильском отрезке, но затем снова отчетливо выступает в провинции Южной (Пенокийская складчатая система).

Неясным и спорным является гренвильский отрезок Аминикского пояса. Но в пользу того, что он протягивался, и здесь говорят следующие данные: 1) доказанное продолжение Лабрадорской системы в центральной части Гренвильской провинции; 2) наличие несомненного края (форлянда) той же системы в районе озер Мистассини и Альбанель («плита Мистассини»); 3) наличие в юго-западной части провинции Гренвилл вероятных стратиграфических аналогов анимики (группы Гренвилл и Гастингс); 4) полное сходство протерозойских образований юго-западного отрезка Анимикского пояса (Пенокийской системы) с протерозойскими образованиями более восточных участков того же пояса. Все это не оставляет сомнений в первоначальном единстве Анимикского складчатого пояса, который лишь в результате последующих (послегудзонских) деформаций распался на отдельные, наблюдаемые в настоящее время участки.

На всем протяжении Анимикский складчатый пояс имеет четко выраженное асимметричное строение. Вдоль его внутреннего вогнутого края, примыкающего к области провинции оз. Верхнего, слои залегают очень спокойно, с пологим моноклинальным падением в сторону осевой части пояса. Разрез здесь неполный, мощности небольшие и слои верхнего анимики (анимики s. str) часто залегают трансгрессивно, непосредственно на архейских образованиях провинции оз. Верхнего (см. рис. 54).

Строение внутренних зон пояса с наибольшей полнотой раскрывается на лабрадорском его отрезке. Здесь по мере удаления от внутреннего края пояса разрез становится более полным и мощным как за счет развития нижней части надсерии Каниаписко, так и за счет значительного увеличения мощности самых верхних слоев той же надсерии, в составе которых существенную роль начинают играть основные вулканические породы (см. рис. 57). В том же направлении увеличивается интенсивность складчатости, складки осложняются разрывами, по которым отмечаются значительные горизонтальные перемещения в сторону внутреннего края пояса (рис. 66). Наибольшей интенсивности складчатость, вулканические проявления и метаморфизм пород достигают у внешнего края пояса; здесь же получают местами развитие интрузии основных и ультраосновных пород. С внешней стороны складчатый пояс был ограничен, по-видимому, системой разломов, вдоль которых и происходило наибольшее прогибание излияния лав и внедрение интрузий.

Сходная картина изменений состава, мощности и структуры складчатого комплекса в поперечном сечении пояса наблюдается и на пенокийском его участке, в провинции Южной. В районе Белчерских островов, где Аминикский пояс заливообразно вдается в область провинции оз. Верхнего и вскоре выклинивается, его структура оказывается существенно иной (см. рис. 66). Простые открытые складки говорят о малой интенсивности проявляющихся здесь складкообразовательных процессов.

Пояс Коронейшен по общей конфигурации, строению и истории развития напоминает северную, циркумунгавскую часть Анимикского складчатого пояса. Все синклинории, составляющие пояс Коронейшен, кроме, возможно, синклинория Ист-Арм, построены асимметрично. На их внутреннем крае слои групп Эпуорт, Гоулберн и других, трансгрессивно перекрывая архейские образования провинции оз. Невольничьего, залегают очень спокойно, почти горизонтально. Мощность слоев здесь невелика (см. рис. 63, разрезы *3*, *4*). К внешнему краю синклинориев мощность слоев увеличивается (см. рис. 63, разрезы *2*, *5*), появляется складчатость все более возрастающей интенсивности. Нарастание мощности и интенсивности деформаций продолжается вплоть до разрывов, ограничивающих синклинории с внешней стороны.

В западной ветви пояса Коронейшен (синклинории Уопмей и Эпуорт) складчатость проявилась значительно сильнее, чем в восточной ветви того же пояса (синклинории Батерст и Ист-Арм). Здесь же, на западе, у внешнего края пояса породы были охвачены метаморфизмом. Здесь же, наконец, в составе верхней части разреза складчатого комплекса появляются основные вулканические породы (синклинорий Уопмей) и вдоль ограничивающей зоны разломов внедряются ультрабазитовые интрузии (интрузивный комплекс Маскокс).

Сравнение структуры и общего хода геологического развития циркумунгавской части Анимикского пояса и пояса Коронейшен показывает, что второй

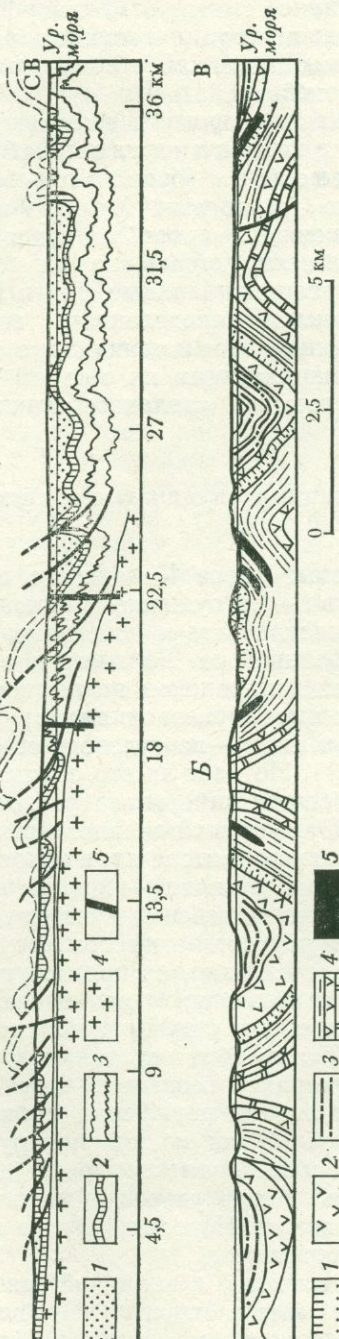


Рис. 66. Геологические профили Анимикского складчатого пояса.

А — лабрадорская часть пояса на широте г. Шеффервиля, по Гаррисону и др., 1972, сильно схематизировано: *1* — свита Менихен (глинистые сланцы, граувакки); *2* — железорудная серия (кварциты Уишарт, сланцы Рус, железорудная толща Сокоман); *3* — доуишартские толщи надгруппы Каниаписко; *4* — гранитогнейсы архея; *5* — дайки диабаза.

Б — белчерская часть пояса, по Джексону, 1960, схематизировано: 1 — железорудная свита Кипалу и подстилающие ее кварциты; *2—3* — наджелезорудная часть разреза: *2* — вулканогенная толща (спилитовые базальты), *3* — граувакко-алевролитовая толща; *4* — поджелезорудная часть разреза; *5* — силлы диабаза

из них в меньшем масштабе и в ослабленной степени повторяет путь развития первого. Пояс Коронейшен развивался не только позже, но, по-видимому, и на значительно более консолидированной, менее подвижной основе. Развитие поясов Анимики и Коронейшен определялось, очевидно, системой разломов, которые ограничивали их с внешней стороны и с которыми были связаны погружение примыкающей к ним зоны, вулканическая и интрузивная деятельность и, наконец, наиболее интенсивное смятие и метаморфизм пород. Именно этим односторонним влиянием ограничивающих разломов определяется четко выраженная асимметрия как «большого» пояса Анимики, так и «малого» пояса Коронейшен.

Геосинклинальные прогибы вышеописанного типа могут быть названы авлакогеосинклиналями. Это название произведено от термина «авлакоген» (буквально — бороздой рожденный), примененного недавно геологами Хоффманом, Дьюи и Барком (1974) по отношению к прогибам пояса Коронейшен. Авлакогенами называют, однако, структурно-геологические единицы самого различного типа, как геосинклинальные, так и платформенные, в связи с чем этот термин лишился определенного значения. Охарактеризованные выше асимметричные геосинклинальные прогибы, связанные в своем развитии с ограничивающим их с одной стороны разломом, вполне отвечают смыслу термина «авлакогеосинклиналь» (бороздой рожденная геосинклиналь).

Провинции и складчатые области Канадского щита

Все складчатые пояса Канадского щита прошли цикл геосинклинального развития — погружение с накоплением осадочных и вулканических пород, складчатость и последующее поднятие. Пояса архейских образований провинций оз. Верхнего и оз. Невольничьего прошли этот цикл развития на кеноранском этапе; пояса западной части провинции Черчилл, сложенные образованиями группы Хервиц и ее аналогов, а также пояс Анимики — на гудзонском (?) этапе; пояс Коронейшен — на эльсонском (?). Но дает ли это основание рассматривать провинции, в которых соответствующие пояса расположены, как области кеноранской, гудзонской, эльсонской складчатости (консолидации)?

В положительном смысле этот вопрос разрешается для провинции оз. Невольничьего и большей — южной и западной — части провинции оз. Верхнего. Пояса архейских суперкрустальных образований составляют существенную часть этих областей. Более древние образования, присутствующие, возможно, на промежуточных участках, самостоятельного структурного значения здесь не имеют — это могут быть лишь реликты более древних структур, полностью переработанные на кеноранском этапе. Таким образом, области, о которых идет речь, на кеноранском этапе характеризовались геосинклинальным режимом развития. Развитые же по периферии провинции оз. Верхнего («плита Мистассини», горы Отиш и др.) ненарушенные слои афебия говорят о том, что в послекеноранское время данная область складчатостью не затрагивалась. Менее уверенно можно говорить о том же по отношению к провинции оз. Невольничьего, в пределах которой слои афебия, по-видимому, отсутствуют.

В отличие от южной и западной северо-восточная часть провинции оз. Верхнего занимает в структуре Канадского щита особое положение. Она выделяется иногда как кратон Унгава (см. рис. 56) и является, возможно, более древним — докеноранским — элементом, консолидированным уже к началу кеноранского этапа.

Иное значение имеют гудзонские (?) складчатые системы западной

части провинции Черчилл, сложенные образованиями группы Хервиц и ее аналогов. Они занимают лишь небольшую часть провинции Черчилл, сложены толщами умеренной мощности с небольшим участием вулканических пород, относительно просто складчатыми и слабо метаморфизованными. Все это указывает на отсутствие на протяжении гудзонского этапа (афебия) в западной части провинции Черчилл типичных геосинклинальных условий. Следует думать, по-видимому, что данная часть провинции Черчилл, так же как и смежные с ней провинции оз. Верхнего и оз. Невольничьего, прошла кеноранский этап геосинклинального развития, закончившийся ее консолидацией. На последующем — гудзонском — этапе она испытала лишь частичное восстановление (регенерацию) геосинклинального режима, приведшее к некоторой переработке более древних структур.

Как результат подобной же переработки (регенерации) следует рассматривать, по-видимому, возникновение в середине гудзонского этапа зоны разломов внешнего ограничения Анимикского пояса и заложение вдоль них системы геосинклинальных прогибов. Эти прогибы прошли во вторую половину гудзонского этапа полный цикл геосинклинального развития, и на их месте в эпоху гудзонской складчатости возник складчатый пояс Анимики. Четкая ограниченность последнего не позволяет, однако, распространять представление о геосинклинальном режиме развития на гудзонском этапе за его пределы.

Таким образом, складчатые системы провинции Черчилл, завершившие свое развитие в конце или середине (?) гудзонского этапа, не дают оснований рассматривать эту провинцию как область гудзонской складчатости. На гудзонском этапе геосинклинальный режим проявился здесь только в отдельных зонах, часто в не типичной форме и привел лишь к частичной переработке более древней кеноранской (?) структуры.

Поскольку пояс Коронейшен в малом масштабе и с меньшей полнотой повторяет на более позднем — эльсонском (?) — этапе черты развития пояса Анимики, он, как и последний, дает основание говорить лишь о частичной переработке более древних структур. Результатом этой переработки явилось, по-видимому, обособление блока провинции оз. Невольничьего.

На западе пояс Коронейшен (синклинории Уопмей и Эпуорт) располагается в пределах провинции оз. Медвежьего. Соответствующая часть последней должна рассматриваться, следовательно, как зона эльсонской (?) складчатости. Это заключение не должно, однако, распространяться на западный пояс данной провинции, в пределах которого толщи палеохеликия (группы Эхо-Бей, Камерон-Бей, Хорнби-Бей) лишь слабо складчаты и который представляет собой, по-видимому, область более ранней (кеноранской?) консолидации, лишь несколько переработанную в последующее время.

Как область эльсонской складчатости рассматривается обычно небольшая провинция Найн, вытянутая вдоль Атлантического побережья п-ова Лабрадор. Но комплекса складчатых суперкрустальных образований эльсонского этапа, т. е. палеохеликия (1800—1400 млн. лет) здесь не устанавливается. Эта провинция, как и примыкающая к ней с юго-востока провинция Гренвилл, характеризуется крупными массивами анортозитов (см. рис. 44) с радиометрическим возрастом 1400 млн. лет. Скорее всего история данной провинции была аналогична таковой Унгавского блока провинции оз. Верхнего. Блок Найн также, несомненно, испытал поднятие очень большой амплитуды, критическая по отношению к радиометрическим датировкам, фаза которого имела место около 1400 млн. лет назад (см. стр. 49). Это и определило радиометрический возраст обнажившихся в настоящее время на поверхности пород провинции.

Наиболее сложной и дискуссионной проблемой докембрийской истории Канадского щита является, несомненно, характер средне-верхнедокембрийского развития провинции Гренвилл. До появления радиометрических данных породы Гренвильской провинции, как суперкрустальные, так и интракрустальные, считались древнейшими на Канадском щите. Радиометрические же данные привели к представлению о провинции Гренвилл как о зоне наиболее молодой для Канадского щита — гренвильской — складчатости (1000 млн. лет.)

Для правильного понимания докембрийской истории провинции Гренвилл существенное значение имеют следующие данные. Самое главное — это то, что в пределах данной провинции складчатого суперкрустального комплекса, отвечающего гренвильскому этапу (1400—1000 млн. лет), не установлено. В то же время здесь достоверно выявлены образования верхнего афебия (анимики), к которому принадлежат, по-видимому, и образования серии Гренвилл, распространенные в юго-западной части провинции. Даже если допустить более молодой возраст серии Гренвилл, то он не может быть все же менее 1400 млн. лет, так как породы серии Гренвилл прорываются имеющими этот возраст интрузиями анортозитов.

Характерная особенность провинции Гренвилл — обилие крупных массивов гранулитов и чарнокитов, с одной стороны, и анортозитов — с другой (см. рис. 44). Здесь, таким образом, на значительной площади выведены на поверхность весьма глубинные образования земной коры. В данном отношении провинция Гренвилл оказывается близкой к провинции Найн и к «Унгавскому кратону» провинции оз. Верхнего. Распространение как гранулитов и чарнокитов, так и анортозитов не считается с границами этих провинций. Оно подчинено как бы двум дугообразно изгибающимся поясам: западному — гранулито-чарнокитовому и восточному — анортозитовому, отчасти (на юго-западе) перекрывающим друг друга.

Сопоставляя имеющиеся данные, нельзя не прийти к выводу, что провинция Гренвилл представляет древний (архейский?) блок земной коры, высоко приподнятый и глубоко денудированный. На гудзонском этапе этот блок испытал, очевидно, частичную переработку. Через него протянулся Анимикский пояс, геосинклинальное развитие которого закончилось в эпоху гудзонской складчатости. В последующее время Гренвильский блок испытывал, по-видимому, лишь расколы, сопровождающиеся интрузиями сначала анортозитов (1400 млн. лет), а несколько позже — гранитов (1000 млн. лет), и интенсивное воздымание.

Основные этапы докембрийской истории Канадского щита

Древнейший этап геологической истории Канадского щита, предшествовавший накоплению суперкрустальных толщ позднего нижнего докембрия (архея), остается пока неясным. По-видимому, к началу кеноранского этапа (3000—2800 млн. лет) на месте Канадского щита существовал обширный блок (мегаблок) «континентальной коры». Поверхностные слои этого мегаблока, вероятно, нигде не сохранились в результате последующего размыва; глубинные же его горизонты выступают, возможно, на поверхность в восточной, наиболее глубоко эродированной части щита (Унгавский блок, блоки Найн и Гренвилл).

Примерно 3000—2800 млн. лет назад южная и западная части канадского мегаблока претерпели, вероятно, раздробление. Возникли многочисленные разломы, различно ориентированные в отдельных крупных блоках: широтно в блоке провинции оз. Верхнего; в северо-восточном направлении — в западной части провинции Черчилл; меридионально — в провинции оз. Невольничьего. Отдельные ограниченные

разломами блоки начинают опускаться, а вдоль разломов получает развитие вулканическая деятельность. В результате в пределах опускающихся блоков («прогибов») формируются вулканогенные и осадочные толщи верхнего архея. В дальнейшем вулканическая деятельность затихает, в связи с чем в верхней части разреза архея преимущественное значение имеют осадочные терригенные толщи (Тимискаминг, Найфлейк и др.).

Процесс развития верхнеархейских прогибов завершается кеноранской складчатостью, сопровождавшейся внедрением крупных масс гранитов, отчасти также основных и ультраосновных интрузий. Затем последовали воздымание и глубокий размыв, обнаживший к началу времени формирования гуронских пород нижний ярус кеноранских структур с расположенными в нем телами интрузивных пород.

Общее воздымание и размыв архейских пород Канадского щита продолжались, по-видимому, и в эпоху накопления гуронских пород, развитых лишь в отдельных депрессиях в западной части провинции Черчилл (группа Хервиц и ее аналоги) и вдоль юго-западного края Канадского щита (гурон и его аналоги). В это время (примерно в интервале 2000—2100 млн. лет) накапливались преимущественно терригенные толщи, в основном кварцевые, отчасти также аркозовые песчаники и конгломераты. Во второй половине этого периода (гуронского) центральная часть щита, возможно, в связи с ее значительным воздыманием, подверглась оледенению материкового (?) типа, в результате которого вдоль южной окраины ледникового щита скопились моренные образования формации Гауганда.

На юге Канадского щита (северное побережье оз. Гурон) гуронский этап осадконакопления завершился складчатостью умеренной силы, общее значение которой остается неясным из-за ограниченного распространения затронутых ею слоев гурона. Возможно, что слабая складчатость этого времени проявилась и в западной части провинции Черчилл.

Примерно в середине гудзонского этапа (афебия) в юго-восточной половине Канадского щита возникает протяженная, в северной части петлеобразно изогнутая система расколов, вдоль которой закладываются асимметричные геосинклинальные прогибы Анимикского пояса. В течение второй половины афебия эти прогибы проходят полный цикл геосинклинального развития, который завершается гудзонской складчатостью и затем — общим воздыманием складчатого пояса. Северо-западный блок щита остается, по-видимому, в эту эпоху приподнятым. Образований второй половины афебия здесь, как мы видели, не установлено.

После гудзонской складчатости юго-восточный блок Канадского щита испытывает, вероятно, перманентное воздымание, наиболее интенсивное в его восточной, Лабрадорско-Лаврентьевской, части. На фоне этого общего воздымания 1000—1100 млн. лет назад возникает система расколов северо-восточного простирания, которая приводит к обособлению Гренвильского блока. С этой же системой расколов было связано, вероятно, образование ряда грабен-синклинориев, начавших заполняться осадочными и вулканогенными толщами серии Кивино и ее аналогов (группы Сил-Лейк и др.). Еще позже, уже в конце (?) докембрия, образуется система разломов того же северо-восточного направления, ограничивающая Гренвильский блок с юго-востока.

Иным образом на послегудзонском этапе протекало развитие северо-западного блока. С эпохи гудзонской складчатости здесь начинается погружение, в результате которого значительная (?) часть площади северо-западного блока перекрывается чехлом слоев палеохеликия, достигающих в отдельных прогибах (пояса Коронейшен) большой мощности. В юго-восточной части северо-западного блока слои палео-

хеликия не претерпели заметной деформации и сохранили первоначальный покровный характер. Но в северо-западной части блока, особенно в прогибах пояса Коронейшен, примерно на рубеже палео- и неохеликия они подвергались складчатости (эльсонской?).

Последняя (в докембрии) перестройка структуры северо-западного блока щита произошла 1000—1200 млн. лет назад. В это время погружением охватывается северная окраина блока. Формируется моноклиналь Коппермайн и впадина Виктория, развитие которых продолжалось вплоть до начала палеозойской эры. Погружение северной окраины блока сопровождалось, очевидно, расколами, по которым происходили мощные излияния основных лав группы Коппермайн-Ривер и внедрения силлов диабазов и габбро. Густой сетью расколов покрылись в это время (1100—1200 млн. лет) и значительные территории в более южных областях Канадского щита. Они привели к образованию многочисленных даек основных пород, получивших название роя даек Маккензи.

Глава VII

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ДОКЕМБРИЙСКАЯ ИСТОРИЯ БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах Восточно-Европейской платформы в отличие от Северо-Американской нижне-среднедокембрийские образования (протогея), с одной стороны, и верхнедокембрийские образования (раннего неогея) — с другой, резко разделены. Первые слагают фундамент (нижний структурный этаж) платформы, вторые — основание ее чехла (верхнего структурного этажа).

Балтийский и Украинский щиты, представляющие собой выступы фундамента платформы, сложены в связи с этим лишь образованиями нижнего и среднего докембрия, которых мы и будем касаться в данной главе. Образования верхнего докембрия, входящие в состав ее чехла, будут рассмотрены ниже (глава X).

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЛАГАЮЩИХ ЕГО ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Относительно небольшой Балтийский щит (общая площадь около 1,5 млн. км^2) отличается сложностью строения. В его пределах, на базе радиометрических данных, выделяется ряд областей, характеризующихся преобладанием пород определенного радиометрического возраста, аналогичных провинциям Канадского щита. Подобное радиометрическое районирование области Балтийского щита оказывается, однако, малоэффективным. Оно лишь отчасти отражает сложную структуру щита, во многих же случаях просто ее искажает — из-за широкого проявления на Балтийском щите общей нивелировки и снижения радиометрического возраста пород в результате его последующего омоложения. В связи с этим при разделении территории Балтийского щита на более дробные структурные единицы мы будем исходить в основном из геологических данных — характера взаимоотношений развитых в его пределах комплексов докембрийских суперкрустальных и интракрустальных образований (рис. 67).

Геологически в пределах Балтийского щита выделяются прежде всего участки — блоки, которые называют обычно м а с с и в а м и. Это Карельский, Кольский, западный и восточный Южно-Скандинавские блоки-массивы. Массивы характеризуются широким развитием комплекса основания, сложенного главным образом гранитогнейсами и

мигматитами и лишенного ясно выраженной складчатой структуры. Внутри и по краям массивов на отдельных участках присутствуют также в различной степени складчатые метаморфизованные толщи более молодых суперкрустальных образований докембрия и прорывающие их тела «молодых» гранитоидов. Эти суперкрустальные образования

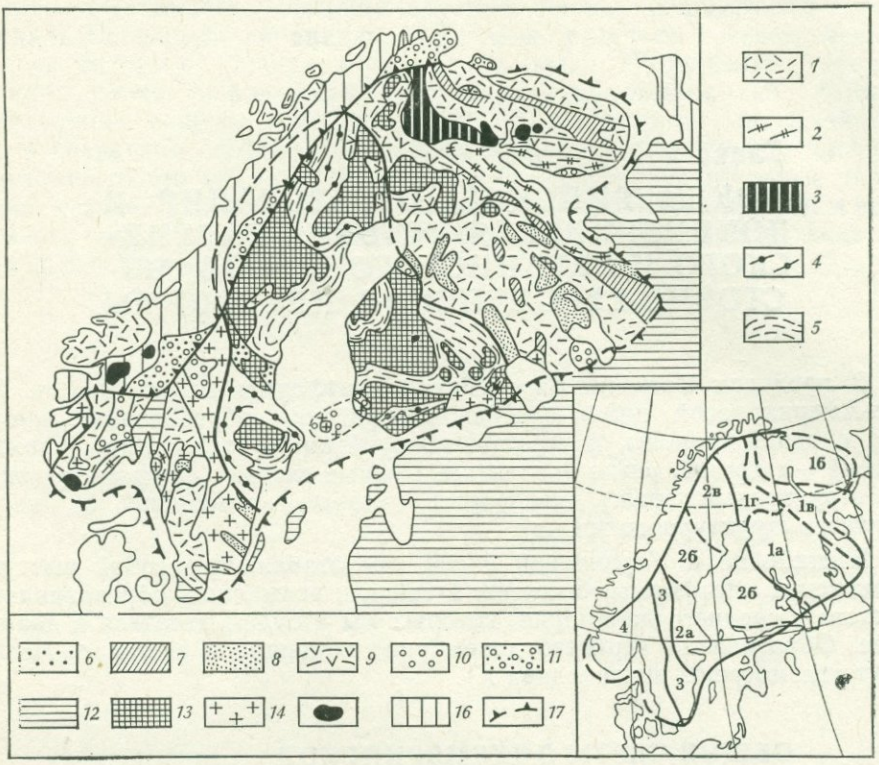


Рис. 67. Геологическая схема Балтийского щита:

1 — нижний докембрий: комплекс основания блоков-массивов; *2—3* — нижний-средний докембрий: *2* — гнейсы и кристаллические сланцы, *3* — гранулиты; *4—10* — средний докембрий: *4—6* — свекофенний: *4* — нижний (свионий); *5* — верхний (ботний), *6* — кварциты наген центральной Швеции; *7* — лопий, кейвская серия; *8* — карелий и готий (субиотний); *9* — существенно вулканогенный карелий Лапландского и Кольского блоков; *10* — комплекс телемарк и иотний; *11* — верхний докембрий (спарагмитовый комплекс); *12* — чехол Восточно-Европейской платформы; *13* — свекофеннские и карельские граниты и мигматиты; *14* — посторогенные граниты (рапакиви, смоланд и др.); *15* — анортозиты, ультраосновные и щелочные породы; *16* — складчатый комплекс Скандинавских каледонид и Тимана; *17* — граница Балтийского щита. На врезке: *1* — Карельско-Кольская область (*1а* — Карельский блок-массив, *1б* — Кольский блок-массив, *1в* — Беломорский блок, *1г* — Лапландский блок); *2* — Свекофеннская область (*2а* — южный лептитовый район, *2б* — центральный район, *2в* — северный лептитовый район); *3* — Готская область; *4* — Южно-Скандинавская область

создают обычно несколько структурных этажей, каждый из которых залегает трансгрессивно и несогласно как по отношению к комплексу основания, так и по отношению друг к другу. Массивы характеризуются, таким образом, сложной — многоэтажной — структурой, отражающей многоэтапность их докембрийской истории.

Между массивами располагаются участки — блоки с более простой — одноэтажной — складчатой структурой. Последняя слагается одним крупным комплексом суперкрустальных образований, смятым в складки и прорванным значительными массами гранитоидов в одну

из эпох докембрийской складчатости. Образования, сравнимые с комплексом основания блоков-массивов, здесь нигде или почти нигде на поверхность не выступают.

Участки подобного типа представляют собой складчатые сооружения соответствующей эпохи складчатости и обозначаются обычно именем того стратиграфического и одновременно складчатого комплекса, который образует их складчатую структуру. Подобными участками являются Беломориды (Беломорская складчатая область) — область развития беломорского комплекса; Североморид ы (Североморская складчатая область) — область развития североморского комплекса; Свекофенниды (Свекофеннская складчатая область) — область развития свекофеннского комплекса; северные Карелиды (Северо-Карельская, или Лапландская, складчатая область) — область развития карельского комплекса; Готиды (Готская складчатая область) — область развития готского комплекса.

Аналогичным образом обозначаются и те складчатости, в результате которых была сформирована складчатая структура того или другого комплекса (области). Тем самым выражения «Беломориды», «Свекофенниды» и другие получают также значение складчатого сооружения определенной эпохи складчатости — беломорской, свекофеннской, карельской, готской. Таким образом, Беломориды, например, — это занимающее определенную территорию (Беломорскую область) складчатое сооружение, сложенное образованиями беломорского комплекса (серии), претерпевшего основную деформацию и метаморфизм в эпоху беломорской складчатости.

Взаимоотношения различных структурных единиц — массивов и складчатых сооружений — Балтийского щита различны. Некоторые из них четко обособлены, другие — обнаруживают определенные исторические связи. С учетом этих связей в пределах Балтийского щита выделяются три крупные области: I — северо-западная (Карельско-Кольская), объединяющая Карельский и Кольский массивы и разделяющую их область Беломорид; II — центральная (Свекофеннско-Готская), включающая одноименные складчатые области; III — юго-западная (Южно-Скандинавская), объединяющая Западный и Восточный Южно-Скандинавские массивы и промежуточную складчатую область Североморид. Двойственное положение занимают Северо-Карельская (Лапландская) и Готская области. Первая из них более связана, по-видимому, с Карельским массивом, вторая — с Восточным Южно-Скандинавским массивом.

Наиболее полная, четко расчленяющаяся и одновременно лучше изученная серия суперкрустальных образований Балтийского щита развита в Карельско-Кольской области, относящейся в большей части к территории Советского Союза. С этой области мы и начнем знакомство с докембрийскими образованиями Балтийского щита.

ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ (КАРЕЛЬСКО-КОЛЬСКОЙ) ОБЛАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Комплекс основания Карельского и Кольского массивов

Древнейшими образованиями Карельско-Кольской области, выступающими на поверхность в пределах Карельского и Кольского массивов, являются, как отмечалось, породы комплекса основания. Основную роль среди них играют первично-интрузивные породы гранитного состава, неоднократно подвергавшиеся после своего становления интенсив-

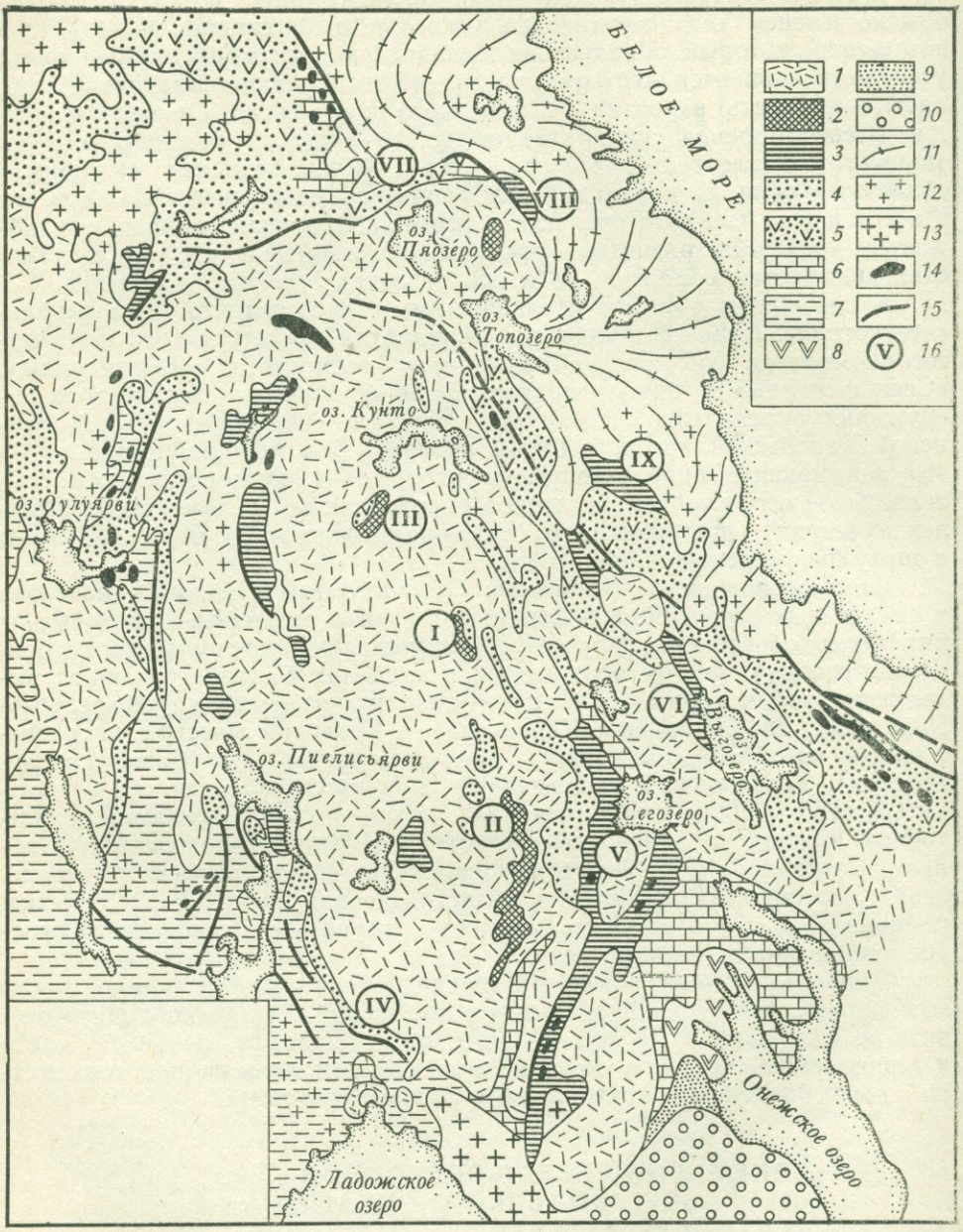


Рис. 68. Геологическая схема Карельского массива. По Харитонову, 1966:

1 — комплекс основания (гранитогнейсы, гнейсы, граниты, мигматиты; *2—3* — лопский комплекс: *2* — гнейсы и сланцы с пачками магнетитсодержащих пород (гимольская серия), *3* — прочие (бергаульская, парандовская и др.) серии лопского комплекса; *4—9* — карельский комплекс: *4* — толщи преимущественно кварцитового состава (сегозерская серия и др.), *5* — то же, с участием основных вулканитов, *6* — толщи преимущественно карбонатного состава (онежская серия), *7* — ладожские сланцы, *8* — вулканиты суйсарской толщи, *9* — бесовецкая свита; *10* — иотнийский комплекс; *11* — беломорский комплекс; *12* — посткарельские гранитоиды; *13* — граниты рапакиви; *14* — ультраосновные породы; *15* — главные разломы; *16* — пункты разрезов, приведенных на рис. 70

ным тектоническим (динамическим) и плутоническим (термальным) воздействиям, в результате чего они получили свой современный гнейсовидный облик. В небольшом количестве среди них встречаются первично суперкрустальные образования — пара- и ортогнейсы, амфиболиты, представляющие остатки тех пород, в которые гранитоиды данного комплекса были внедрены. В относительно большем количестве остатки этих «вмещающих» пород сохранились в комплексе основания Кольского блока, где они стали выделяться в последнее время под названием баренцевоморской серии. Радиометрический возраст пород комплекса основания превышает обычно 2500 млн. лет (от 2500 до 3500 млн. лет) и однозначно тем самым указывает на принадлежность их к нижнему докембрию (архею).

Незначительные размеры участков суперкрустальных образований комплекса основания, их сильная смятость и, наконец, глубокий метаморфизм не дают пока возможности ни восстановить сколько-нибудь полно их первичную природу, ни установить стратиграфическую последовательность тех или других элементов разреза.

Складчатые комплексы Карельского массива и Северо-Карельской складчатой области

Суперкрустальные комплексы, развитые в пределах Карельского и Кольского массивов, с одной стороны, и Беломорской складчатой области — с другой, обнаруживают много особенностей, в связи с чем удобнее будет познакомиться с ними раздельно. Особое место среди них занимает последовательность суперкрустальных комплексов Карельского массива, которая стала рассматриваться в последнее время в качестве эталонной для всей Карельско-Кольской области, а иногда даже и Балтийского щита в целом. С этой «эталонной» последовательностью и следует, очевидно, прежде всего познакомиться.

В пределах Карельского массива (рис. 68) между комплексом основания и покровными образованиями конца среднего и верхнего докембрия выделяются два комплекса суперкрустальных образований: нижний — л о п с к и й (лопий) и верхний — к а р е л ь с к и й (карелий).

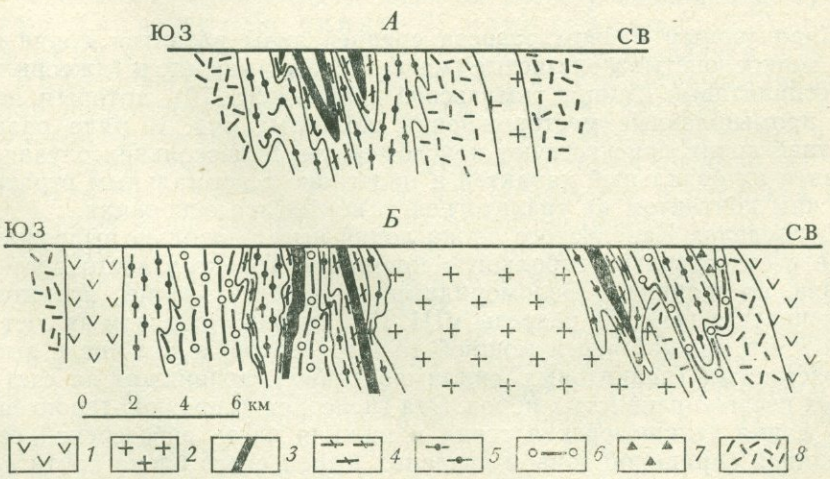


Рис. 69. Геологические профили Гимольской (*А*) и Суккозерской (*Б*) синклиналей. По Кратцу, 1963:

1 — метагаббро, метагаббро-диабазы; *2* — граниты, *3—7* — лопский комплекс: *3* — железистые кварциты и сланцы, *4* — кварц-слюдяные сланцы, *5* — лептиты и туфогенные сланцы, *6*— конгломераты, туфоконгломераты, *7* — туфобрекчии; *8* — граниты комплекса основания

Отложения **лопского** комплекса распространены в нескольких зонах северо-северо-западного простирания. Они выполняют ряд узких синклиналей, зажатых среди пород комплекса основания, и сами смяты в сжатые изоклинальные складки (рис. 69). Все породы лопия сильно метаморфизованы и представлены гнейсами и различными кристаллическими сланцами. Основную роль среди них играют амфиболиты, амфиболовые и другие сланцы, возникшие за счет основных эффузивов. Менее развиты метаморфиты, возникшие за счет кислых эффузивов и терригенных осадочных пород (биотитовые гнейсы, кварц-слюдяные сланцы).

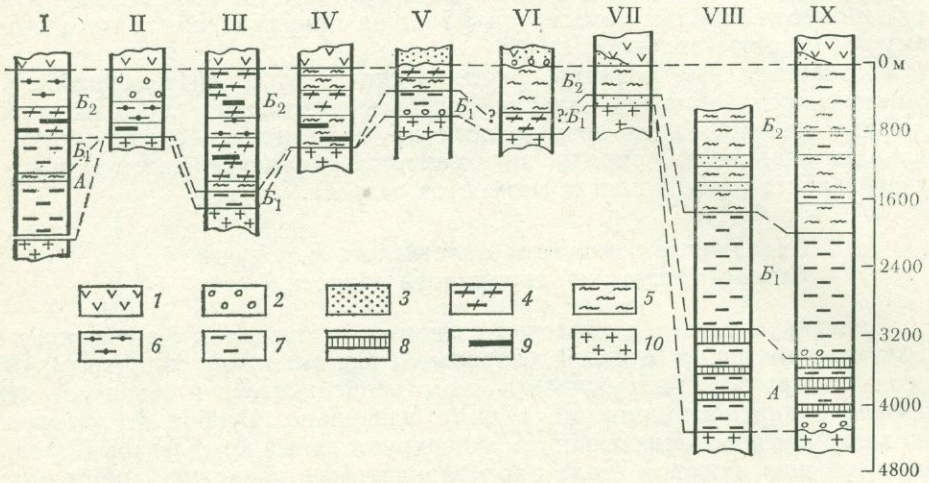


Рис. 70. Сопоставление разрезов лопского комплекса Карелии. По Богданову, 1971, схематизировано:

1 — метадиабазы; *2* — конгломераты; *3* — кварциты и песчаники; *4* — кварц-слюдяные сланцы; *5* — амфиболиты, амфиболовые сланцы; *6* — лептиты, геллефлинты; *7* — гнейсы; *8* — высокоглиноземистые гнейсы; *9* — железистые кварциты; *10* — породы комплекса основания. *А* — тикшозерская серия; *Б* — пебозерская серия; $Б_1$ — осадочная свита, $Б_2$ — эффузивно-осадочная свита. Местоположение разрезов показано на рис. 68

Характерным членом разреза средней зоны развития лопия являются тонкослоистые железистые (магнетитовые) кварциты (джеспилиты) и джеспилитовые сланцы гимольской серии (рис. 70), которым подчинены промышленные месторождения железных руд. В ряде разрезов в составе лопия присутствуют конгломераты. В нескольких случаях установлен их базальный характер и налегание с нормальным стратиграфическим контактом на гранитогнейсы комплекса основания.

В пределах Карельского блока лопий имеет довольно выдержанный состав и относительно небольшую мощность. Только у восточного края массива, по границе с Беломоридами, мощность лопия значительно увеличивается (рис. 70, разрезы VIII, IX), главным образом за счет развития в его нижней части мощной толщи гнейсов, в том числе высокоглиноземистых (кианитовых, силлиманитовых), возникших за счет осадочных песчано-глинистых пород. Эта гнейсовая (первично-терригенная) часть лопия (тикшозерская серия и нижняя часть пебозерской серии) вне данной окраинной зоны в пределах Карельского блока почти повсеместно отсутствует, и, по-видимому, верхняя первично-вулканогенно-осадочная толща лопия здесь залегает большей частью трансгрессивно, прямо на породах комплекса основания.

Отложения **карельского** комплекса распространены в пределах Карельского массива шире, но также сосредоточены в нескольких зонах северо-северо-западного простирания, совпадающих в общих чертах с зо-

нами развития лопия. Выделяется три основные зоны карельских отложений: западная, центральная и восточная. Западная и восточная зоны приурочены к западной и восточной окраинам массива; центральная — к полосе, протягивающейся от северного побережья Онежского озера, через оз. Сегозеро, в северо-северо-западном направлении (см. рис. 68).

В центральной и восточной зонах отложения карелия выполняют широкие плоские мульды. Они залегают здесь очень полого и лишь местами, в зонах разломов, падение слоев карелия достигает значительной крутизны (рис. 71). Породы карелия метаморфизованы в этих зонах

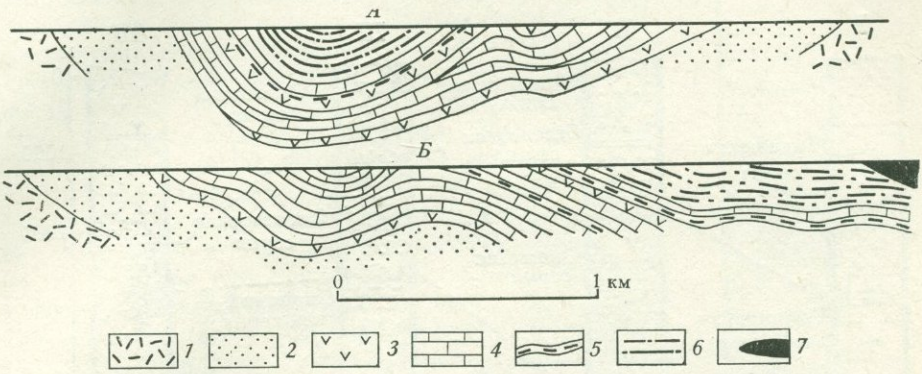


Рис. 71. Геологические профили Суоярвской мульды. По Кратцу, 1963:

А — северное замыкание; *Б* — западное крыло; *1* — гранитное основание; *2* — кварцито-песчаниковая толща; *3* — эффузивные метадиабазы; *4* — карбонатные породы с прослоями сланцев и песчаников; *5* — глинистые и песчано-глинистые сланцы; *6* — шунгитовые сланцы с прослоями карбонатных пород; *7* — основные интрузии

сравнительно слабо и их первичные признаки распознаются без труда. В западной зоне в связи со значительной тектонической нарушенностью и метаморфизмом пород карелия многие вопросы их стратиграфии и тектоники все еще остаются дискуссионными. В составе карелия центральной и восточной зон снизу вверх по разрезу выделяются: 1) тунгудско-надвоицкая серия; 2) сегозерская и 3) онежская серии, объединяющиеся часто под общим названием ятулия; 4) суйсарская свита (серия), включающаяся некоторыми геологами в состав онежской серии; 5) бесовецкая свита (рис. 72).

Стратиграфические взаимоотношения названных серий и свит не всеми исследователями докембрия Балтийского щита понимаются однозначно. Так, ряд геологов считают, что сегозерская и онежская серии представляют лишь различные типы развития (фации) одного стратиграфического горизонта (ятулия). Большая часть образований тунгудско-надвоицкой серии выделяется некоторыми геологами в качестве самостоятельного комплекса — сумского, занимающего место между лопием и карелием. Бесовецкая свита рассматривается иногда уже в составе более молодого иотнийского комплекса. Иногда, наконец, бесовецкая свита объединяется вместе со слоями иотния — шокшинскими и петрозаводскими (каменноборскими) песчаниками — в одну, наиболее высокую в составе карелия серию — эпиятулийскую, по одним авторам, вепскую — по другим.

Тунгудско-надвоицкая серия сложена метавулканическими породами основного, реже кислого состава и связанными с ними различными пирокластическими образованиями. Местами в этой серии значительное развитие получают осадочные, преимущественно грубообломочные породы — сариолийские конгломераты. Наиболее широко породы данной серии развиты в восточной зоне, особенно в ее южной части

(в районе кряжа Ветреный Пояс), где они достигают наибольшей мощности.

Следующая вверх по разрезу **сегозерская** серия — наиболее постоянный член разреза карельского комплекса. Состав ее довольно однообразен: кварциты, кварцевые и аркозовые метапесчаники с прослоями и линзами кварцевых гравелитов и конгломератов. Иногда в ней появляются горизонты метавулканитов основного состава. Наибольшей мощности (до 1500—2000 м) сегозерская серия достигает в средней части центральной зоны (район оз. Сегозеро).

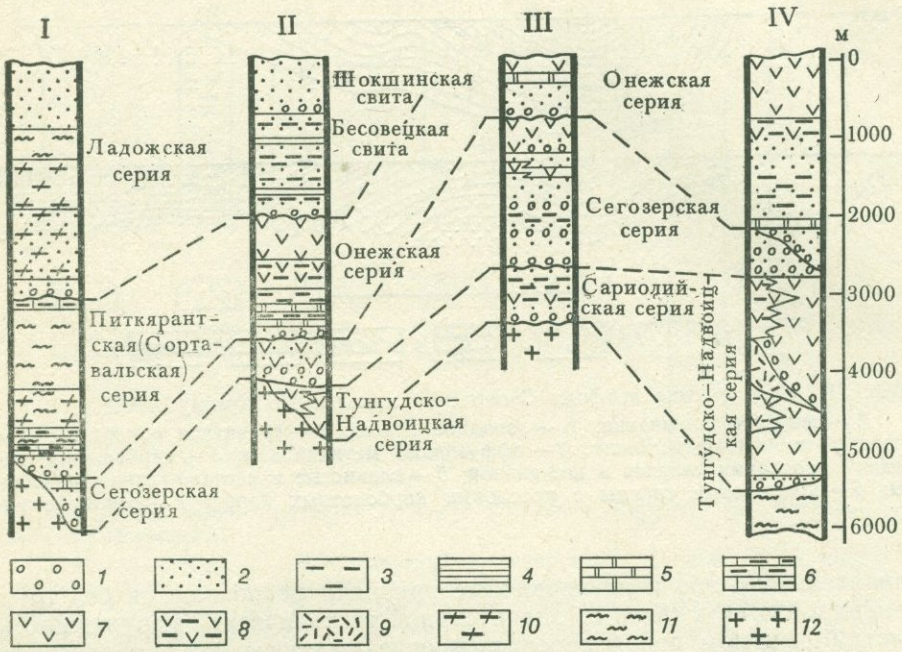


Рис. 72. Сопоставление опорных разрезов карелия Карельского массива. По Негруца, 1968:

I — северное Приладожье; II — Онежский район; III — центральная Карелия (район озер Селецкое — Совдозеро); IV — восточный край Карельского массива; *1* — конгломераты; *2* — песчаники и гравелиты; *3* — метаалевролиты; *4* — метааргиллиты и глинистые сланцы; *5* — доломиты, реже известняки; *6* — мраморы; *7* — слабоизмененные основные эффузивы; *8* — туфы, туфобрекчии, туфопесчаники; *9* — кислые эффузивы; *10* — слюдяные сланцы; *11* — амфиболиты; *12* — докарельские гранитоиды

Район типичного развития **онежской** серии — юго-западная окраина Карельского массива (северное Прионежье, северо-восточное Приладожье). В этом районе онежская серия имеет трехчленное строение (см. рис. 71): нижняя часть — кварциты и песчаники, средняя — мраморизованные доломиты с прослоями сланцев и алевролитов и верхняя — толща так называемых шунгитовых сланцев и алевролитов. Во всей толще этих пород встречаются пластовые тела эффузивных и интрузивных метадиабазов и метагаббро-диабазов, часто составляющие значительную часть ее общей мощности.

Интересным элементом этой толщи является ее верхняя шунгитовая часть (рис. 73), сложенная темными глинистыми (шунгитовыми) сланцами с прослоями черных кристаллических доломитов и углеродистой антрацитоподобной органогенной породы — шунгита. В доломитах средней толщи свиты часто встречаются строматолиты. Каждая из трех толщ онежской серии может достигать нескольких сотен метров мощ-

ности, а ее общая мощность 1000—1500 м. В более северных районах центральной зоны и в восточной зоне онежская серия утрачивает свои характерные черты (см. рис. 72, III). Она сокращается в мощности, приобретает преимущественно песчаный состав и не отличается заметным образом от нижележащей сегозерской серии.

Вулканическая **суйсарская** свита близка по составу к нижней тунгудско-надвоицкой серии карельского комплекса, отличаясь лишь более слабым метаморфизмом пород. Районом ее типичного развития является северо-западное Прионежье (рис. 74). Вулканогенные образования этой свиты широко распространены также в южной части восточной зоны (район кряжа Ветреный Пояс), где, однако они с трудом отделяются от аналогичных более древних образований (тунгудско-надвоицкой серии).

Довольно мощная (до 1000 м) песчано-глинистая, несколько флишоидная **бесовецкая** свита выделена пока лишь в северо-западном Прионежье, где она налегает на суйсарские вулканиты. Как отмечалось, ее принадлежность к онежской серии и вообще к карельскому комплексу спорна. Возможно, ее следует относить к основанию вышележащего иотнийского комплекса (см. рис. 68).

Вдоль западного края Карельского массива отложения карельского комплекса протягиваются узкой неровной и прерывистой полосой на северо-северо-запад через район озер Пиалисярви и Олуярви к побережью Ботнического залива. В этой полосе, относящейся почти целиком к территории Финляндии, строение и состав карелия близки к составу и строению онежской серии в районе ее типичного развития; здесь хорошо прослеживаются толща кварцитов (ятулий, по некоторым финским авторам) и вышележащая толща глинистых сланцев (калевий, по некоторым финским авторам), аналогичные нижней и верхней толщам онежской серии. Местами здесь развиты и карбонатные породы, аналогичные средней толще онежской серии. Как отмечалось, складчатость в данной зоне сложная и метаморфизм пород значительный, причем интенсивность складчатости и метаморфизма в западном направлении усиливаются. В связи с этим взаимоотношения толщ остаются здесь не вполне ясными. Ряд геологов допускают, в частности, более низкое стратиграфическое положение сланцев калевия по отношению к кварцитам ятулия.

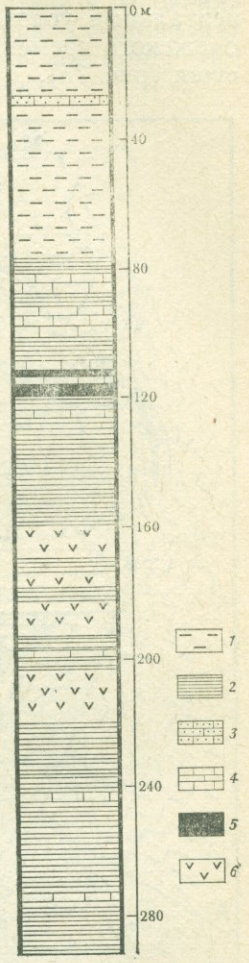


Рис. 73. Стратиграфический разрез шунгитоносной толщи. По Харитонову, 1966:

1 — метаалевролито-глинистые сланцы; *2* — шунгито-глинистые сланцы; *3* — карбонатные песчаники; *4*—черные кристаллические доломиты; *5* — шунгит; *6* — метадиабазы

Особо остро вопрос о стратиграфическом положении сланцевых толщ западной зоны дискутируется по отношению к глубокометаморфизованным первично-осадочным (терригенным) породам л а д о ж с к о й свиты, развитой в районе северного Приладожья. Одни геологи сопоставляют ладожскую свиту с верхней глинистой толщей онежской серии (соответствующей калевию) или даже с бесовецкой свитой (см. рис. 72); другие — с тунгудско-надвоицкой серией; третьи, наконец, — с нижней частью лопия.

В целом карельские образования Карельского массива представляют собой комплекс преимущественно континентальных обломочных отло-

жений озерного, речного и пролювиального, отчасти дельтового (на юге) происхождения. Они накапливались в системе меридионально ориентированных долин и котловин, разделенных относительно возвышенными водораздельными участками. На юге, в Прионежье, и на западе континентальные условия сменялись морскими. В отдельные моменты море онежского времени проникало, по-видимому, далеко в глубь карельской суши (рис. 75).

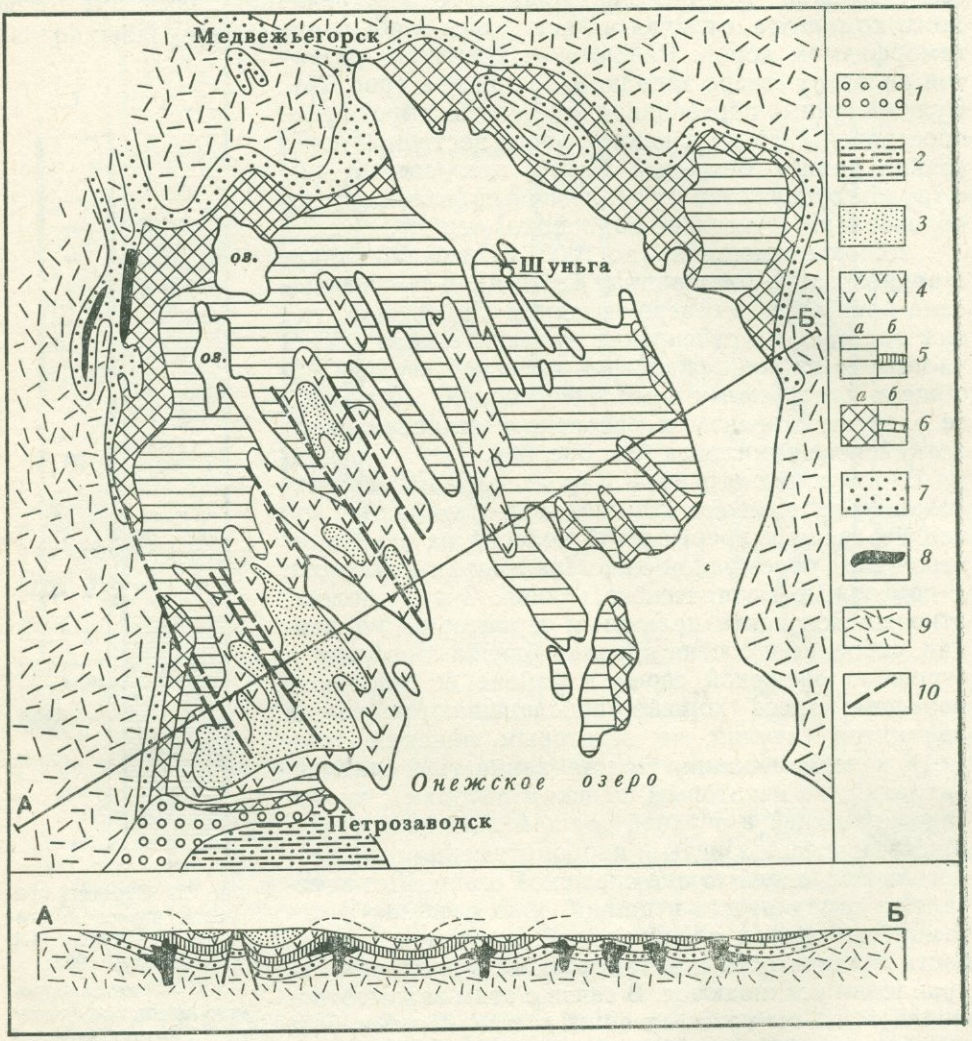


Рис. 74. Схема геологического строения Прионежья. По Кайряк, 1969, схематизировано:

1 — покровные образования; *2* — шокшинская и другие свиты иотния; *3* — бесовецкая свита; *4* — суйсарская свита; *5—7* — онежская серия: *5* — верхняя (алевролито-сланцевая) свита (*а* — на карте, *б* — на профиле), *6* — средняя (доломитовая) свита (*а* — на карте, *б* — на профиле), *7* — нижняя (кварцитовая) свита; *8* — диабазы и габбро-диабазы; *9* — докарельские образования; *10* — разрывы

Характерная особенность карельских обломочных пород — преобладание среди них кварцевых разностей — кварцитов, кварцевых песчаников, кварцевых конгломератов. Типично также присутствие во многих разрезах карелия в ряде его горизонтов глинистых элювиальных образований — кор выветривания. Все это говорит об интенсивном и длительном действии процессов выветривания, высокой степени отсортирован-

ности (зрелости) обломочного материала, а также о преимущественном размыве в это время пород гранитного состава. Условия накопления карельских пород напоминают условия формирования гуронских отложений Канадского щита. Интересно в этой связи присутствие в основании карелия (ятулия) западной части Карельского массива (Финляндия) золотоносно-ураноносных конгломератов, аналогичных конгломератам основания гуронской серии северного побережья оз. Гурон.

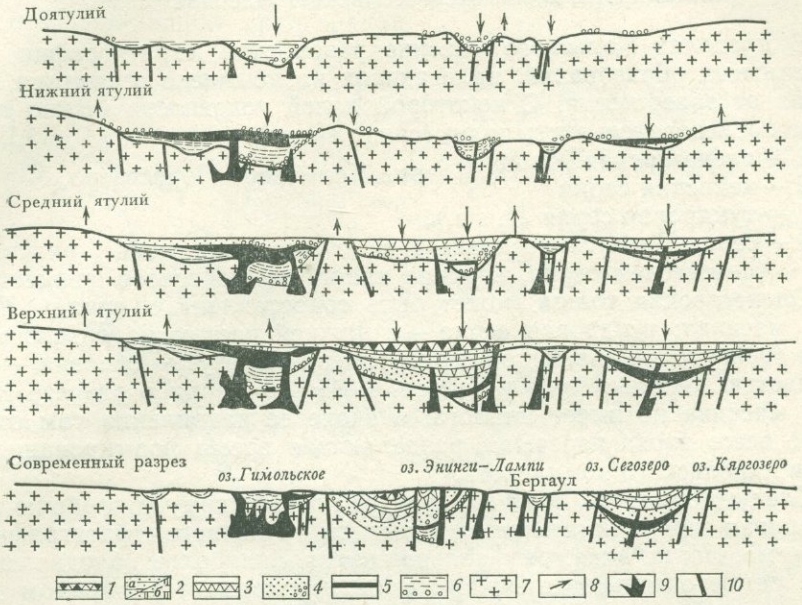


Рис. 75. Схематические палеогеографические разрезы Центральной Карелии по линии Кудомгуба — оз. Гимольское — Кяргозеро. По Негруца, 1963:

1 — эффузивные диабазы, туфы, туффиты; *2* — кварцито-песчаники и кварциты, кварцевые конгломераты и алевролиты (*а*); доломиты, алевролиты и аргиллиты, карбонатные кварцито-песчаники (*б*); *3* — осадочно-эффузивные породы; *4* — туфопесчаники с прослоями кварцевых конгломератов, кварцито-песчаники, конгломераты; *5* — осадочно-вулканогенные породы; *6* — конгломерато-гнейсо-сланцевый комплекс; *7* — архейский фундамент; *8* — направление тектонических движений; *9* — подводящие каналы; *10* — разломы

Вторая характерная особенность карельских толщ Карельского массива — обилие среди них вулканических пород и тесно связанных с ними интрузивных образований (силлов, даек) преимущественно основного состава. Особенно много их в нижних и верхних слоях карелия восточной зоны (тунгудско-надвоицкая серия, суйсарская серия Ветреного Пояса), но широко распространены они также во всех толщах карелия, включая морские карбонатные и глинистые толщи онежской серии. По-видимому, в карельскую эпоху Карельский массив подвергся сильному раздроблению системой разломов, вдоль которых возникли впадины, заполнявшиеся толщами обломочных пород карелия и по которым происходили излияния и внедрения основной магмы (см. рис. 75).

К карелию обычно относят также суперкрустальные толщи Северо-Карельской складчатой области, являющейся северным продолжением Карельского массива. Комплекс основания в пределах Северо-Карельской области на поверхность не выступает. Большая часть ее площади занята крупными массивами гранитов, прорывающими более древние по отношению к ним суперкрустальные образования. Последние по составу и строению напоминают онежскую серию южной

и западной окраин Карельского массива, но отличаются значительной мощностью, сильной насыщенностью вулканическими образованиями и более высокой степенью метаморфизма. Северо-Карельская складчатая область может рассматриваться, по-видимому, как относительно опущенный и сильно переработанный в карельскую эпоху северный участок Карельского массива.

Складчатые комплексы Кольского массива

В пределах Кольского массива разработка стратиграфии суперкрустальных образований, налегающих на комплекс основания, весьма далека от завершения. С некоторой долей условности можно принять такую последовательность толщ (снизу вверх):

1 — оленегорская толща } серия Колмозеро-Поросозеро,
2 — кейвская серия }
3 — тундровая серия (s. str.),
4 — серия Варзуга-Сосновка и ее стратиграфические эквиваленты (печенгская серия, верхние кварциты Кейвского синклинория).

Оленегорская толща может быть сопоставлена с лопием Карельского массива; тундровая серия — с нижней частью карельского комплекса (тунгудско-надвоицкой серией); серия Варзуга-Сосновка — с верхней частью карельского комплекса. Кейвская серия в разрезе Карельского массива не имеет аналога, и эпохе ее накопления там отвечает скорее всего эпоха перерыва, разделяющая время формирования лопского и карельского комплексов.

Следует отметить, что в литературе по кольскому докембрию термин «тундровая серия» применяется к толщам различного стратиграфического объема. Но, по-видимому, только верхняя, наиболее молодая их часть имеет самостоятельное значение и не перекрывается объемом других серий, в частности кейвской и Колмозеро-Поросозеро. В этом узком (s. str) значении термин «тундровая серия» нами и будет в дальнейшем употребляться.

Оленегорская толща выделяется в северо-западной части Кольского массива. На юго-востоке этого района, в зоне поперечного воздымания структур она выполняет ряд узких синклиналей, зажатых среди пород комплекса основания. Северо-западнее, в зоне поперечного погружения структур, та же толща развита полосами северо-западного простирания, разделяя синклинали, выполненные более молодой толщей докембрия, соответствующей, по-видимому, кейвской серии более западных районов — синклинали Колмозеро-Воронья и Кейвского синклинория (рис. 76).

По составу оленегорская толща напоминает лопий Карельского массива и именно тот тип его развития, который характеризуется присутствием железистых кварцитов (гимольская серия). Она слагается основными (гиперстеновыми, амфиболовыми), часто гранатсодержащими гнейсами, амфиболовыми и другими сланцами и амфиболитами, образовавшимися главным образом за счет основных вулканических пород. Характерный компонент данной толщи — пачки магнетитовых и гематитовых кварцитов (джеспилитов), которым подчинены местами месторождения железных руд (Оленегорское и др.). Мощность оленегорской толщи достигает 1000—1500 м. Вдоль северо-восточной границы распространения оленегорской толщи в ее основании в ряде мест обнаружены базальные конгломераты, которыми она несогласно налегает на породы комплекса основания.

На северо-запад оленегорская толща прослеживается в район Варангер-Фьорда, до фронта Норвежских каледонид, а на юго-восток в синклиналь Колмозеро-Воронья, слагая нижнюю часть развитой здесь серии Колмозеро-Поросозеро. В юго-восточной части Кольского массива

(Кейвский синклинорий, синклиналь Колмозеро-Воронья) над толщей основных гнейсов и амфиболитов, соответствующих (?) оленегорской толще, залегает толща гнейсов и высокоглиноземистых кристаллических сланцев кейвской серии. Сходная толща высокоглиноземистых гнейсов (с гранатом, кианитом, силлиманитом), принадлежащая, по-видимому, той же кейвской серии, налегает на оленегорскую толщу в северо-западной части массива (см. рис. 76). Здесь эти толщи — кейвская (?) и оленегорская, — залегая согласно, слагают систему крутых складок северо-западного простирания.

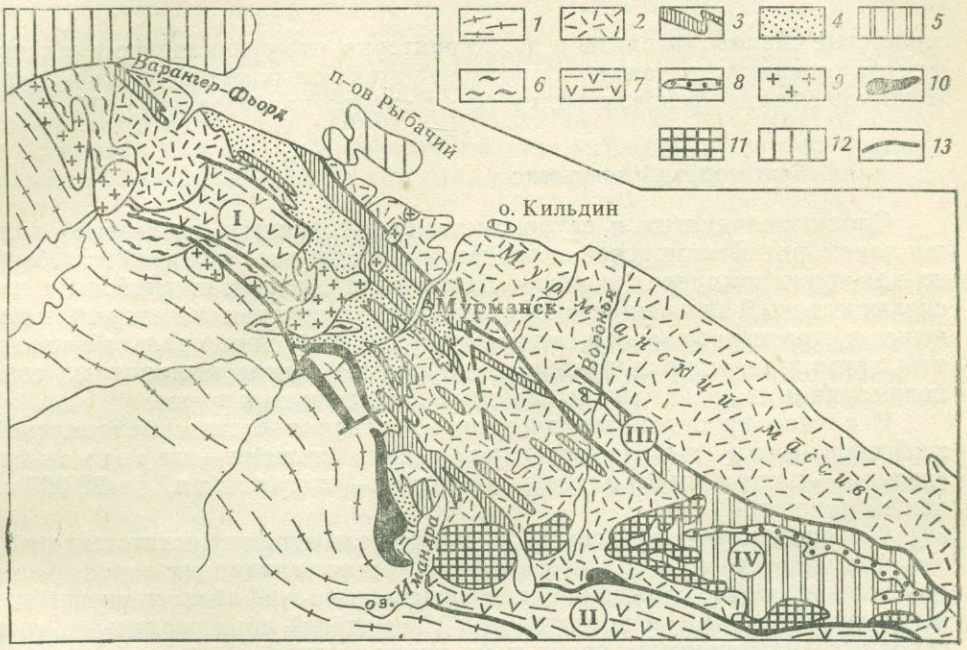


Рис. 76. Геологическая схема Кольского блока. По Макшевскому и Николаевой, 1973, с добавлениями:

1 — гнейсы и гранулиты беломорской серии; *2* — комплекс основания Кольского блока; *3* — оленегорская толща; *4* — лоухская свита (кейвская серия); *5* — серии Колмозеро-Поросозеро и кейвская; *6* — тундровая серия; *7* — серия печенгская (на северо-западе) и серии Варзуга-Сосновка и тундровая (на юго-востоке); *8* — карелий Кейвского синклинория; *9* — граниты (послекейвские); *10* — основные и ультраосновные интрузии; *11* — среднепалеозойские щелочные интрузии; *12* — верхний докембрий; *13* — главнейшие разрывы; I — Печенгская мульда; II — грабен-синклиналь Имандра-Варзуга-Сосновка; III — синклинорий Колмозеро-Воронья; IV — Кейвский синклинорий

Более молодые толщи докембрия Кольского блока выделяются в тундровую серию (s. str.) и серии Варзуга-Сосновка и печенгскую. Эти серии распространены в узкой грабен-синклинальной зоне, отделяющей Кольский массив от Беломорской складчатой области. Здесь на северо-западе обособляется широкая брахиформная Печенгская мульда, сложенная печенгской серией, а на юго-востоке — протяженная узкая грабен-синклиналь Имандра-Варзуга-Сосновка, выполненная серией Варзуга-Сосновка. Тундровая серия выделяется на всем протяжении рассматриваемой шовной зоны, преимущественно вдоль ее южного края.

В составе всех трех названных серий главная роль принадлежит метавулканическим породам основного состава. Подчиненное значение имеют метаосадочные терригенные породы: кварциты, конгломераты,

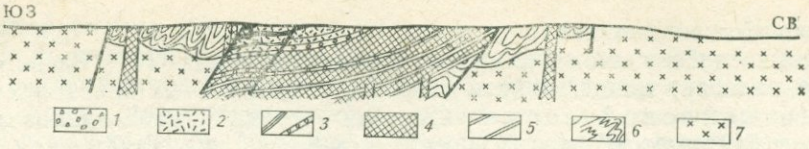


Рис. 77. Схематический профиль грабен-синклинали Имандра-Варзуга-Сосновка. По Симону, 1973:

1 — вулканические брекчии; *2* — вулканиты верхних свит; *3* — осадочные породы верхних свит; *4* — основные лавы и силлы нижних свит; *5* — осадочные породы нижних свит; *6* — породы нижнего структурного этажа карелид; *7* — гнейсограниты и «гранитный» слой земной коры

глинистые сланцы, филлиты и др. Характерно, что существенно вулканогенные толщи пересекаются и прослаиваются большим количеством даек и силлов метаморфизованных габбро и габбро-диабазов (рис. 77).

Беломорский комплекс

Сложноскладчатые и глубокометаморфизованные (гнейсовые) толщи докембрия Беломорской складчатой области рассматриваются обычно как один комплекс (серия) — беломорский, расчленяющийся на несколько свит. В зависимости от понимания структуры некоторых, ключевых в стратиграфическом отношении, участков (синклинальной, по одним авторам, и моноклинальной — по другим) число выделяемых свит беломория и их общая характеристика несколько варьируют.

В случае простого, трехчленного, деления в составе беломорской гнейсовой серии выделяются три свиты: нижняя — керетьская, средняя — хетоламбинская и верхняя — лоухская, до 20 000 м общей мощности.

В составе керетьской свиты основную роль играют биотитовые гнейсы, возникшие из материала осадочных песчано-глинистых пород. Хетоламбинская свита, сложенная преимущественно амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, в значительной своей части образовалась за счет основных вулканических пород и их туфов. Наконец, гнейсы и сланцы лоухской свиты возникли опять по различным терригенным осадочным породам. Для этой свиты характерно присутствие высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев— дистен-гранат-биотитовых, кордиеритовых, силлиманитовых, сформировавшихся, вероятно, из богатых каолинитом глинистых пород.

На северо-востоке Беломорской области породы беломорской серии метаморфизованы наиболее сильно и представлены различными типами гранулитов, возникших, по-видимому, за счет вулканических и осадочных пород хетоламбинской (основные гранулиты) и лоухской (кислые гранулиты) свит.

Стратифицированные первично-суперкрустальные образования беломория слагают преобладающую часть площади Беломорской области. Интрузивные образования — гранитоиды, основные и ультраосновные породы представлены здесь хотя и многочисленными, но относительно небольшими телами.

Положение серии беломорских гнейсов в общей последовательности суперкрустальных комплексов Карельско-Кольской области составляет одну из главнейших проблем геологии докембрия Балтийского щита. Одни исследователи считают беломорий древнейшим образованием Балтийского щита, примерно одновозрастным с комплексом основания Карельского и Кольского массивов. Другие — сопоставляют беломорскую серию с лопием Карельского массива и его аналогами в пределах Кольского массива (оленегорской и кейвской сериями). Третьи, наконец, придерживаются промежуточной точки зрения.

Учитывая установленную в ряде пограничных районов тесную структурную связь беломория с толщами, перекрывающими комплекс основания Карельского и Кольского массивов, необходимо признать, что по отношению к последнему беломорий является более молодым образованием. С учетом этого обстоятельства наиболее обоснованной к настоящему времени будет, по-видимому, следующая схема соотношений.

Средняя, существенно вулканогенная, хетоламбинская свита беломория может быть сопоставлена с аналогичной по составу гимольской серией Карельского и оленегорской толщей Кольского массивов. Верхняя, лоухская, свита беломория, характеризующаяся присутствием высокоглиноземистых пород, естественно, сопоставляется с кейвской серией высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Аналога нижней, керетьской, свиты беломория в разрезе Карельского и Кольского массивов не обнаруживается. Можно допустить в связи с этим, что время накопления пород керетьской свиты приходится на эпоху перерыва, отделяющую начало лопской (и оленегорской) трансгрессии от момента завершения событий, связанных с формированием комплекса основания.

Покровные комплексы

В пределах северо-восточной области щита, как и всего щита в целом, покровные — уже не складчатые и не метаморфизованные — образования докембрия (как и более молодые) распространены весьма ограниченно. В основном они относятся к верхнему докембрию, но наиболее древняя их часть начала формироваться уже в конце среднего докембрия.

В пределах Карельского массива к послекарельским покровным образованиям относится толща красноцветных кварцитовидных песчаников до 2000—2500 м мощности, развитых по западному побережью Онежского озера. Нижняя, более грубозернистая часть этой толщи выделяется под названием петрозаводской (или каменноборской) свиты; верхняя — под названием шокшинской свиты. В целом эти отложения включаются в иотнийский комплекс. В последнее время появились, однако, указания на принадлежность данных отложений к нижнему (кварцитовому) горизонту онежской серии.

Сходные, но уже, несомненно, послекарельские грубозернистые красноцветные песчаники до 200—300 м мощности, несогласно налегающие на породы карелия, известны также в районе восточного Приладожья.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ (СВЕКОФЕННСКО-ГОТСКАЯ) ОБЛАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Свекофеннский комплекс

В строении Свекофеннской области огромную роль играют различные гранитоиды, слагающие большую часть ее площади. Суперкрустальные образования распространены здесь в отдельных узких причудливо изгибающихся поясах, как бы окаймляющих огромные массивы гранитов. Граниты всегда прорывают и метаморфизуют суперкрустальные толщи и, следовательно, являются по отношению к ним более молодыми образованиями.

Основная и одновременно древнейшая часть суперкрустальных образований Свекофеннской области выделяется под названием свекофенния. Во многих районах в составе свекофенния может быть выделена его нижняя часть, сложенная комплексом первично-вулканогенных

пород — так называемых лептитов, и верхняя часть, представленная в основном первично-осадочными образованиями глинисто-граувакового состава. Подобное разделение было установлено первоначально в южной Финляндии финским геологом Я. Седергольмом в 1893 г. Образования нижнего из упоминавшихся комплексов Седергольм назвал свионийской системой (Svionia — римское название Швеции), а верхнего — ботнической системой (по Ботническому заливу). Обе эти системы были отнесены Седергольмом к архею.

Впоследствии многие геологи высказывали сомнения в реальности подобного разделения, считая свионий и ботний лишь различными фациями единой толщи свекофенния. В последнее время, однако, реальность схемы Седергольма подтверждается новыми данными, и, по-видимому, разделение свекофенния на нижнюю — существенно вулканогенную (лептитовую) и верхнюю — существенно осадочную (глинисто-грауваковую) части может быть сохранено. Но все же взаимоотношения этих двух комплексов свекофенния остаются не вполне ясными, и, по-видимому, в различных районах они различны: в одних — они тесно связаны и даже, возможно, фациально замещают друг друга; в других — имеет место резкая граница, а в некоторых случаях и угловое несогласие между ними.

В некоторых конгломератах нижней части свекофенния встречаются иногда гальки гранита. Они указывают на существование каких-то досвекофеннских гранитных пород, являющихся тем основанием, на котором отлагались осадочные и вулканогенные толщи свекофенния. Нигде, однако, присутствия ложа пород свекофенния в пределах Свекофеннской области пока ни геологически, ни радиометрически не установлено. Лишь в одном районе на крайнем севере Свекофеннского блока в Швеции были обнаружены недавно гранитогнейсы древнего радиометрического возраста (2700—2800 млн. лет), принадлежащие, возможно, к породам ложа свекофенния. С породами свекофенния эти древнейшие гранитогнейсы находятся в тектонических взаимоотношениях, не дающих возможности судить об их относительном возрасте.

Нижний свекофенний (свионий) распространен, с одной стороны, на юге, а с другой — на севере Свекофеннской области (южный лептитовый и северный лептитовый районы). Он сложен в основном метаморфизованными эффузивами и туфами кислого состава. Относительно слабо метаморфизованные тонкозернистые роговикоподобные разности этих пород называют геллефлинтами (шведск. геллефлинта — горный камень), а более метаморфизованные и более крупнозернистые разности (с размером зерен 0,03—0,05 мм) — лептитами (греч. лептос — тонкий). Еще более крупнозернистые породы этого ряда обозначаются уже как гнейсы. Породы подобного же, лептитового, облика возникли, по-видимому, и при метаморфизме первично-осадочных пород песчано-глинистого состава. Такое первично-осадочное происхождение имеет, по мнению ряда финских геологов, значительная часть лептитов южной Финляндии.

Характерным членом свиония являются железорудные толщи джеспилитового типа, образование которых было связано, по мнению скандинавских геологов, с вулканической деятельностью свионийской эпохи. Джеспилитовым толщам свиония в центральной и северной Швеции подчинены крупные месторождения железных руд (Кируна и др.).

В небольшом количестве, главным образом в верхней части свиония, присутствуют местами слои метаморфизованных известняков и доломитов, глинистых сланцев, кварцитов, конгломератов и других осадочных пород. Среди этих метаосадочных образований характерно присутствие высокоглиноземистых, часто гранат- и графитсодержащих пород — силлиманитовых сланцев и так называемых кинцигитов (гранатовые парагнейсы с кордиеритом и графитом). Образование подобных пород, обогащенных Al_2O_3, наиболее широко распространенных в южной Финляндии,

связывается с размывом и переотложением глинистых кор выветривания, впоследствии метаморфизованных.

При общем значительном постоянстве состава пород свиония в различных районах их развития проявляются некоторые местные особенности. Типичным «лептитовым» составом характеризуется свиоиий центральной Швеции. Свиоиий южной Финляндии, как отмечалось, отличается относительно широким развитием первично-осадочных пород. Наконец, свиоиий северной Швеции выделяется разнообразием вулканических пород и значительной ролью среди них пород основного состава.

Поскольку подошва свионийских суперкрустальных образований нигде пока в пределах Свекофеннской области не установлена, их полная мощность остается неизвестной. Видимая их мощность достигает обычно 1500—2000 м, возрастая иногда до значительно больших величин. Толщи свиония повсеместно складчаты. Местами они образуют сравнительно простые открытые, местами тесно сжатые изоклинальные складки.

В зонах контакта с гранитами в породах свиония обнаруживаются обычно следы воздействия интрузий, по отношению к которым они являются более древними образованиями. Но в некоторых случаях подобного воздействия установить не удается и это позволяет думать, что среди обширных полей послесвионийских интрузий имеются и более древние досвионийские граниты. Об этом же говорит, как уже отмечалось, присутствие в некоторых свионийских конгломератах центральной Швеции гранитной гальки.

Верхний свекофенний (ботний) распространен главным образом в центральной части Свекофеннской области, по западной и восточной сторонам Ботнического залива. На отдельных небольших участках породы ботния встречаются также среди полей развития свионийских образований. Именно здесь и устанавливается местами трансгрессивное, а иногда и несогласное залегание ботния на породах свиония.

В составе ботния преобладают глинисто-граувакковые породы, превращенные в филлиты, слюдяные сланцы, биотитовые гнейсы и другие метаморфические породы. Часто в составе ботния присутствуют мощные толщи метаконгломератов; в некоторых районах в его верхней части развиты различные метавулканические образования.

Классическим районом развития ботнийских образований после работ Седергольма считается район г. Тампере в южной Финляндии, где смятые в изоклинальные складки слои ботния слагают узкий пояс широтного простирания. Общая мощность ботния в этом районе составляет 6000—8000 м. Столь же значительной мощности породы ботния достигают и во многих других местах.

Примечательна прекрасная сохранность в породах пояса Тампере ряда первичных текстурных признаков как метаосадочных, так и метавулканических пород — тонкой горизонтальной и косой слоистости, градационной слоистости, подушечной отдельности вулканических пород. Особенно интересны в этом отношении сланцево-граувакковые толщи разреза Тампере с правильной тонкой слоистостью, обусловленной чередованием тонких (от нескольких миллиметров до 1—5 см) слойков глинистого и алевролитового материала, составляющих пары — ленты (по-шведски — варвы). Подобная, ленточная, слоистость характерна для четвертичных ленточных ледниково-озерных глин и связана с сезонными изменениями процесса осадконакопления.

В тех же сланцево-граувакковых породах района Тампере были обнаружены своеобразные мешочкообразные включения, богатые углеродом и представляющие собой, возможно, остатки водорослей. Эти образования были описаны Седергольмом под названием *Corycium enigmaticum*.

Как нижний, так и верхний свекофенний насыщен большим количеством гранитных интрузий, часто весьма значительных размеров. В зависимости от отношения времени их внедрения к основной эпохе складчатости свекофенния они разделяются на синорогенные (соскладчатые), позднеорогенные (позднескладчатые) и посторогенные (послескладчатые).

Ранние гранитоиды (синорогенные), имеющие более основной состав (плагиограниты), не оказали на вмещающие свекофеннские породы значительного метаморфизующего воздействия. Наоборот, позднескладчатые, более кислые граниты сопровождаются обычно широкими полями контактноизмененных пород. Посторогенные граниты, сформировавшиеся на относительно небольшой глубине, заметного контактного воздействия на вмещающие породы не оказали.

Характерным представителем последней (посторогенной) группы гранитов являются крупнозернистые красные граниты рапакиви, крупные массивы которых приурочены к южной и юго-западной окраинам Свекофеннской области (северное побережье Финского залива и Ладожского озера, Аландские острова и другие районы). Граниты рапакиви выделяются крупными округлыми зернами (овоидами) полевых шпатов зонального строения — с микроклиновым ядром, окруженным оболочкой плагиоклаза. Радиометрический возраст гранитов рапакиви определяется в 1600—1650 млн. лет. Они внедрились, таким образом, в самом конце среднего докембрия, и их внедрение завершает цикл магматической деятельности, связанной с развитием Свекофеннид.

Готский комплекс

Готская складчатая область еще в большей степени, чем Свекофеннская, выделяется широким развитием относительно молодых гранитов, прорывающих складчатый комплекс Готид (рис. 78). Эти готские граниты принадлежат к комплексу анорогенных, не несущих следов тектонического воздействия, гранитов рапакиви. Радиометрический возраст готских гранитов составляет в среднем 1500—1600 млн. лет; отдельные же датировки нередко приближаются к таковым позднесвекофеннских гранитов (1600—1700 млн. лет), в связи с чем разделение готских и свекофеннских гранитов далеко не всегда возможно.

Складчатый комплекс готид представлен в основном кислыми вулканическими породами, которые в северной части Готской области известны как порфиры Дала, а в южной ее части — как порфиры Смоланд. Подчиненную роль в этом вулканическом комплексе играют осадочные породы, преимущественно песчаники и кварциты.

В северной части Готской области (севернее оз. Венерн) складчатый комплекс Готид, достигающий здесь 1500—2000 м мощности, известен под названием субиотния. Некоторые авторы эти образования называют хогландием. Отложения субиотния дислоцированы слабо и почти не метаморфизованы. В южной части области эти же отложения (здесь они называются готскими) дислоцированы и метаморфизованы несколько сильнее, чем на севере, но и здесь складчатость и метаморфизм готских пород столь незначительны, что некоторые геологи рассматривают данные породы в качестве древнейших *покровных образований чехла* Восточно-Европейской платформы.

На севере Готской области, у ее границы со Свекофеннской областью, субиотний несогласно налегает на верхние слои свекофенния и является по отношению к ним более молодым комплексом. В южной части области в нескольких местах из-под готских пород выступают гнейсы и гранитогнейсы, принадлежность которых к какому-либо определенному комплексу докембрия Балтийского щита остается пока неясной.

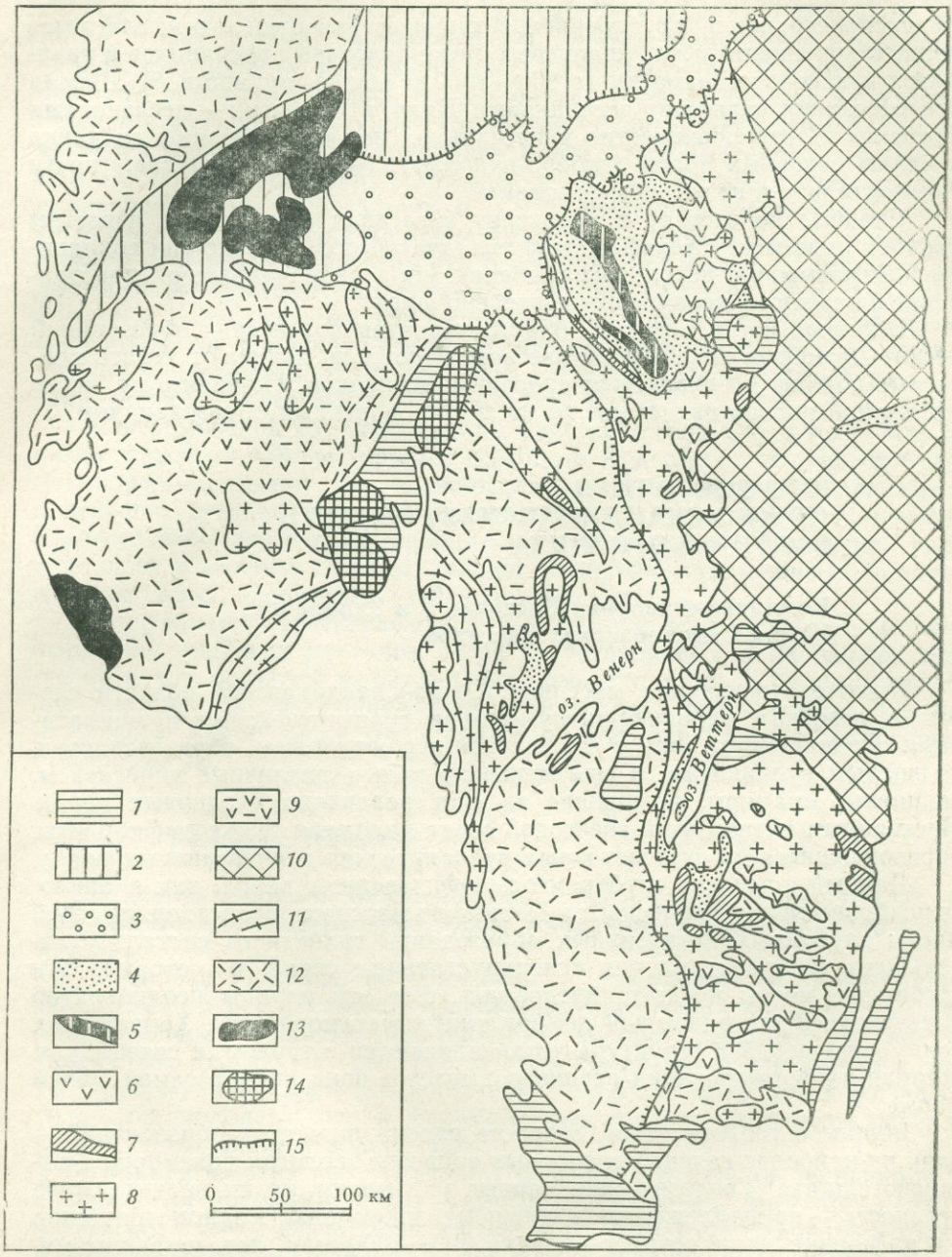


Рис. 78. Геологическая схема Южно-Скандинавской области Балтийского щита. По Палею, 1970, с добавлениями:

1 — покровные образования; *2* — складчатый комплекс каледонид; *3* — спарагмит; *4* — иотний; *5* — основные вулканиты иотния; *6—7* — готский комплекс: *6* — порфиры Смоланд и Дала, *7* — осадочно-вулканогенная толща; *8* — готские гранитоиды (рапакиви, Смоланд, Дала, Бохус и др.); *9* — комплекс Телемарк; *10* — свекофенний; *11* — комплексы Стура ле—Марстранд, Бамбле, Конгсберг; *12* — комплекс основания; *13* — анортозиты и другие основные и ультраосновные породы; *14* — пермские щелочные породы грабена Осло; *15* — основные разрывы

Иотнийский комплекс

Готские (субиотнийские) образования с перерывом и небольшим несогласием перекрываются в пределах Готской складчатой области толщей пород иотнийского комплекса (иотния). Наиболее полно и типично иотний развит в северной части области, где он тесно связан в своем распространении с субиотнием. В типичном развитии иотний слагается толщей континентальных кварцевых, реже аркозовых песчаников и кварцитов красноватой окраски до 800—1000 м общей мощности. В Швеции эти песчаники называют песчаниками Дала, в Норвегии — песчаниками Трюсиль. Почти повсеместно в песчаниках иотния наблюдаются дайки и силлы основных пород (габбро-диабазы). Песчаники залегают почти горизонтально и не метаморфизованы.

Сходные по составу и характеру залегания слои иотния известны также в ряде мест Свекофеннской складчатой области, где они сохранились от размыва в небольших грабенах. Их первоначальное распространение было здесь, вероятно, значительно шире.

В южной части Готской области характер иотнийских образований несколько меняется: в их составе заметную роль начинают играть глинистые породы и появляются прослои известняков. По-видимому, часть отложений иотния представлена здесь уже морскими образованиями.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ (ЮЖНО-СКАНДИНАВСКАЯ) ОБЛАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Комплекс основания Восточного и Западного Южно-Скандинавских массивов

Комплекс основания массивов Южно-Скандинавской области сложен в основном первично-интрузивными гранитогнейсами и мигматитами. Подчиненную роль в его составе играют гнейсы, образовавшиеся по кислым вулканитам, и еще меньшую роль — различные парагнейсы, кварциты, мраморы, возникшие за счет различных осадочных пород. Постоянным членом этой гнейсовой серии являются также амфиболиты, образовавшиеся за счет основных вулканических и интрузивных пород.

Данный комплекс глубокометаморфизованных пород, как и аналогичный комплекс Карельского и Кольского массивов, представляет собой массы глубинных интрузивных образований гранитного состава с отдельными фрагментами тех суперкрустальных серий, в которые эти глубинные массы когда-то внедрились. Все эти породы неоднократно подвергались тектонической деформации и метаморфизму. Характер их взаимоотношений и структура устанавливаются с трудом, в связи с чем история их формирования расшифровывается пока лишь в самой общей форме.

Вопрос о геологическом возрасте рассматриваемых образований — один из наиболее неясных и спорных вопросов геологии докембрия Балтийского щита. Геологические данные указывают на их значительную древность — принадлежность к нижнему докембрию. Радиометрические же датировки дают возраст порядка 800—1000 млн. лет, по-видимому, значительно омоложенный.

Комплекс Стура ле — Марстранд — Бамбле — Конгсберг (североморский)

В пределах Южно-Скандинавской области Балтийского щита выделяются три основных крупных комплекса суперкрустальных и связанных с ними интрузивных образований: комплекс Стура ле — Марст-

ранд — Бамбле — Конгсберг (североморский), слагающий Североморскую складчатую область; комплекс Телемарк, развитый в пределах Западного Южно-Скандинавского массива; готско-иотнийский комплекс, развитый в пределах Восточного Южно-Скандинавского массива (см. рис. 78).

Самостоятельное значение в структуре Южно-Скандинавской области играет первый, древнейший (?) из этих комплексов, слагающий складчатую область, названную нами Североморской. В пределах Балтийского щита сохранились, по-видимому, лишь небольшие фрагменты северной оконечности данной складчатой области, погруженной под акваторией Северного моря (проливов Катрагата и Скагеррака) и чехлом более молодых образований. Упомянутыми фрагментами Североморской складчатой области на восточном (Скандинавском) побережье Каттегата является район развития серии Стура ле — Марстранд. С противоположной стороны, на западном (Норвежском) побережье Скагеррака подобными же фрагментами являются районы развития группы Бамбле и группы Конгсберг. Эти три серии и составляют складчатый комплекс Североморской складчатой области, что по аналогии с другими складчатыми областями Балтийского щита позволяет рассматривать их в составе одного — североморского — комплекса.

Североморской комплекс как на востоке (серия Стура ле — Марстранд), так и на западе (группы Бамбле и Конгсберг) сложен глубокометаморфизованными и сложноскладчатыми первично-осадочными, в меньшей степени первично-вулканическими породами — различными парагнейсами, лептитами, кварцитами, мраморами. Заметную роль в данном комплексе играют также первично-интрузивные породы: гранитогнейсы, диоритовые гнейсы, амфиболиты.

Нормального стратиграфического налегания этих пород на комплекс основания смежных массивов нигде не установлено, и их взаимоотношения с ним остаются неясными. Не помогают здесь и радиометрические данные, так как радиометрический возраст пород североморского комплекса, как и пород комплекса основания, оказывается всегда явно омоложенным.

Комплекс Телемарк

Суперкрустальные образования комплекса Телемарк развиты в районе Телемарк, в центральной части Западного Южно-Скандинавского массива.

Комплекс Телемарк по сравнению с североморским представлен значительно менее метаморфизованными суперкрустальными толщами до 4000 м общей мощности, образующими хорошо выраженные брахискладчатые структуры (рис. 79). В этом комплексе различают три свиты (группы): Рьюкан (древнейшая), Сельюр (средняя) и Бандак (наиболее молодая), эпохи формирования которых разделены перерывами и проявлениями складчатости.

Нижняя из этих свит (Рьюкан) сложена в основном первично-вулканическими породами: внизу метаморфизованными кислыми лавами и туфами; вверху основными лавами и отчасти метаосадочными породами — биотитовыми сланцами, аркозами, кварцитами. Средняя свита (Сельюр), залегающая несогласно на нижней, с базальными конгломератами в основании, сложена несколькими мощными толщами (до 800 м) слоистых кварцитов, разделенных незначительными прослоями аспидных сланцев и филлитов. Свита смята в широкие открытые брахискладки. Верхняя свита (Бандак) по составу вулканогенно-осадочная — основные и кислые лавы, сланцы, песчаники, мраморы, конгломераты. В ней в нескольких горизонтах были встречены небольшие (до 1—2 см) эллипсо-

идальные тела, которые считаются остатками водоросли *Telemarkites enigmaticus*.

Все свиты комплекса Телемарк, несмотря на перерывы, разделяющие время их образования, и существующие между ними несогласия, были сформированы в единой области осадконакопления в непосредственной последовательности друг за другом и деформированы, хотя и с различной интенсивностью, в одном общем структурном плане. Это оправдывает их объединение в один естественный стратиграфический комплекс, отвечающий определенному этапу геологического развития Южно-Скандинавской области.

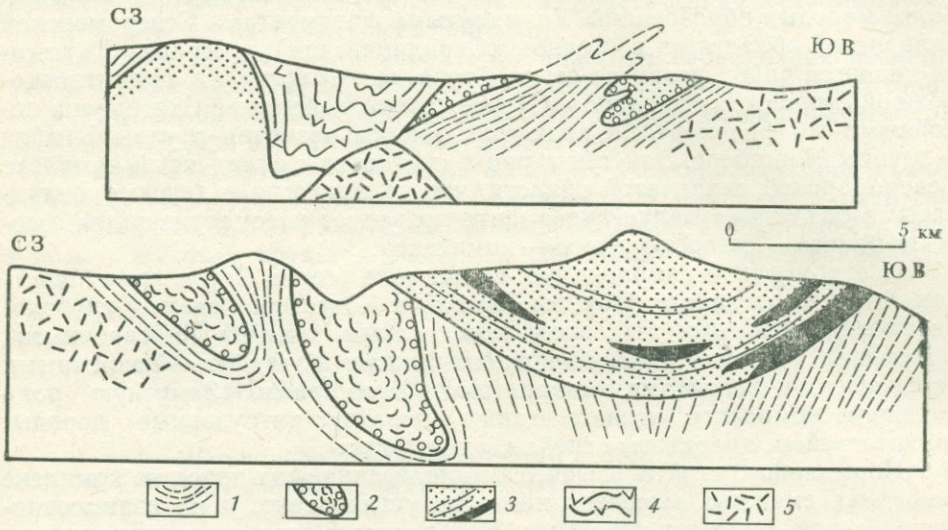


Рис. 79. Геологические профили района распространения серии Телемарк в южной Норвегии. По Кратцу и др., 1964:

1—2 — группа Рьюкан: *1* — нижняя толща, в основном кислые лавы, *2* — верхняя толща, преимущественно основные лавы; *3* — группа Сельюр — кварциты с прослоями сланцев и силлами основных пород; *4* — группа Бандак — кислые и основные лавы, осадочные породы; *5* — граниты и гнейсы

Комплекс Телемарк, выполняющий изометричную депрессию, в центральной части которой он представлен слабометаморфизованными и пологоскладчатыми толщами, имеет по отношению к комплексу основания ясно выраженный наложенный характер и является, по-видимому, более молодым, чем североморский комплекс. Однако нормального стратиграфического налегания на породы комплекса основания у комплекса Телемарк не устанавливается. Везде нижняя граница комплекса оказывается или тектонической, или интрузивной, или просто неясной. Это явление — отсутствие нормальных стратиграфических контактов — связано, по-видимому, с интенсивным воздействием последующих тектонических и магматических процессов.

Готско-иотнийский комплекс

Готско-иотнийский комплекс выделяется в пределах Западного Южно-Скандинавского массива. Он распространен на весьма ограниченной площади, в районе побережья оз. Венерн. Нижняя его часть (свита Омоль) представлена толщей метаморфизованных вулканитов кислого и среднего состава и метаосадочных пород — кварцитов, аркозов, конгломератов, прорванных значительными массивами гранитов. В подошве этих образований установлена кора выветривания подстилающих гней-

сов комплекса основания, свидетельствующая о значительном континентальном перерыве, предшествовавшем накоплению пород свиты Омоль. Свита Омоль является стратиграфическим эквивалентом готского комплекса южной части Свекофеннской области Балтийского щита.

Верхняя часть рассматриваемого комплекса выделяется обычно под названием дальсландия. Основной ее компонент — свита Даль — обнаруживает значительное сходство состава и строения с толщами иотния

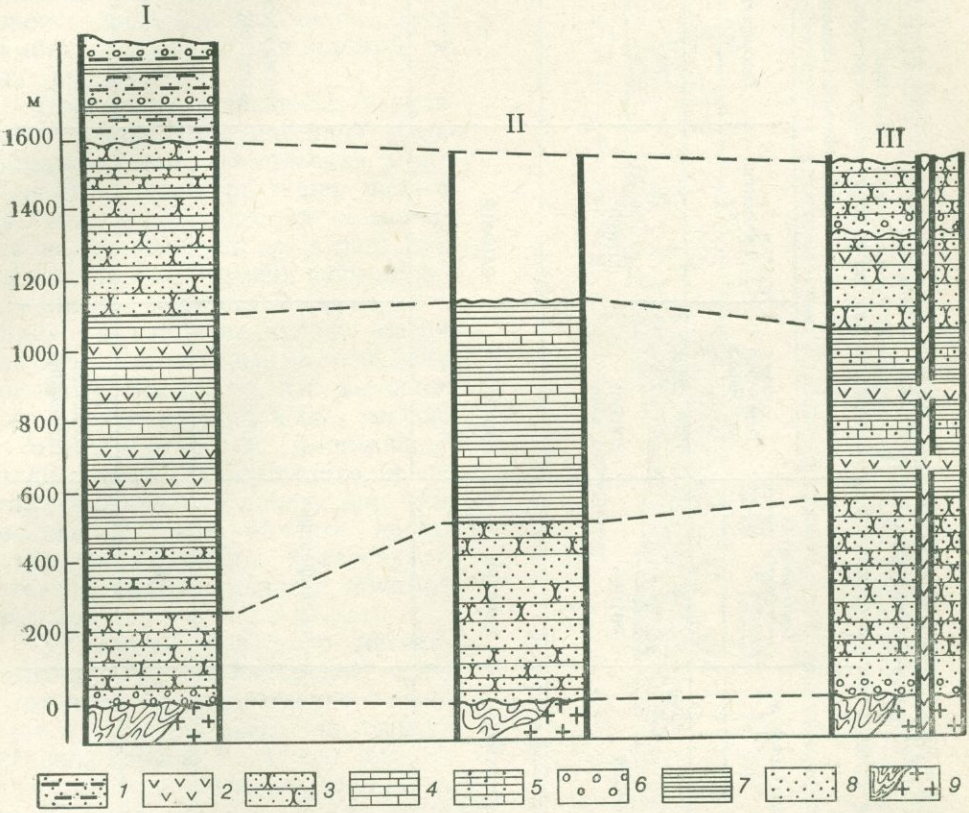


Рис. 80. Схема сопоставления иотнийских отложений южной Швеции. По Палею, 1963: I — серия Даль; II — серия Висингсо (юго-западное побережье оз. Веттерн); III — серия Альмасакра (впадина к юго-востоку от оз. Веттерн); *1* — сланцевые гравелиты, местами напоминающие спарагмит; *2* — диабазы; *3* — песчаники и кварциты; *4* — известняки; *5* — известковистые песчаники; *6* — конгломераты; *7* — темные глинистые сланцы; *8* — аркозы; *9* — древний фундамент

Готской области (рис. 80). Это мощная (до 1500—2000 м) кварцито-сланцевая толща с несколькими горизонтами основных вулканических пород спилитового состава. Она довольно интенсивно дислоцирована и, как свита Омоль, прорывается гранитами.

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В НИЖНЕМ И СРЕДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Схема синхронизации докембрийских образований щита

Восстановление докембрийской истории Балтийского щита требует прежде всего синхронизации времени формирования суперкрустальных комплексов, выделяющихся в различных областях щита. Подобная син-

Таблица 7

Схема вероятных стратиграфических соотношений суперкрустальных комплексов нижнего-среднего докембрия различных областей и блоков Балтийского щита

Южно-Скандинавская область			Готская область	Свекофеннская область	Карельско-Кольская область			
Западный блок-массив	блок Североморид	Восточный блок-массив			Карельский блок-массив	Лапландский блок	Беломорский блок	Кольский блок-массив
?	—	дальсландий	иотний	иотний	иотний	иотний	—	
Телемарк	—	готий	субиотний, готий	карелий	карелий	карелий	—	аналогии карелия
?	Стура ле—Марстранд, Бамбле, Конгсберг	—	?	свекофенний	? — — — — — — лопий	?	беломорский комплекс	аналогии лопия
?		—	?	?	?			?
Комплекс основания	?	комплекс основания	?	?	комплекс основания	?	?	комплекс основания

хронизация может быть осуществлена в настоящее время лишь предположительно (табл. 7).

Основным звеном в этой синхронизации является допущение примерной одновозрастности вулканогенно-осадочных железорудных серий различных областей щита: гимольской серии Карельского массива, нижней (свионийской) части свекофенния Свекофеннской области и др. С этими же толщами может быть сопоставлена, как отмечалось, хетоламбинская свита беломорской серии (рис. 81).

Поскольку в пределах Карельского и Кольского массивов железорудные толщи (гимольская и оленегорская) трансгрессивно налегают непосредственно на комплекс основания, следует допустить, как мы видели, что времени формирования нижней керетьской свиты беломория в области названных массивов отвечает перерыв в осадконакоплении. Возможно, что в разрезе Карельского массива этому перерыву отчасти отвечают маломощные пачки гнейсов, присутствующие местами в основании лопия. Для Южно-Скандинавской области вопрос о стратиграфических аналогах керетьской свиты остается пока открытым.

В разрезе Кольского массива железорудная оленегорская свита согласно и без существенного перерыва сменяется вверх по разрезу кейвской серией. В разрезе Карельского массива аналоги кейвской серии не выделяются и, по-видимому, эпохе ее формирования здесь отвечал перерыв в осадконакоплении. В разрезе Свекофеннской области кейвской серии может отвечать верхняя часть свекофенния (ботний). Лопий Карельского массива не заполняет, следовательно, всего интервала времени между эпохами формирования комплекса основания и карелия, а отвечает лишь средней части этого интервала. Наиболее полно всему этому интервалу отвечает, по-видимому, беломорий.

За исключением Беломорид, карелий выделяется в разрезе всех структурных единиц Карельско-Кольской области, а также в северной части Свекофеннской области. В пределах Беломорской складчатой области карелий, по-видимому, отсутствует.

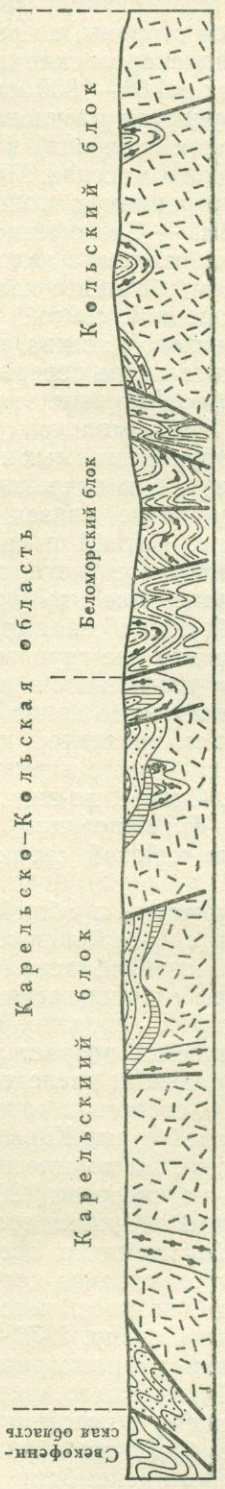


Рис. 81. Схема структурных и стратиграфических взаимоотношений докембрийских суперкрустальных комплексов Карельско-Кольской области Балтийского щита:

1 — комплекс основания Карельского и Кольского блоков; *2—4* — беломорский комплекс и его вероятные аналоги в пределах Карельского и Кольского массивов: *2* — керетьская свита, *3* — хетоламбинская свита, лопий Карельского массива, оленегорская свита Кольского массива, *4* — лоухская свита, кейвская серия; *5—7* — карелий: *5* — тунгудско-надвоицкая серия, *6* — сегозерская и онежская серии (ятулий), *7* — серия Варзуга-Сосновка и ее эквиваленты Кольского блока; *8* — свекофенний

Не вполне ясным остается вопрос о соотношении карелия с готием-субиотнием. По-видимому, готий-субиотний должен рассматриваться в качестве стратиграфического эквивалента карелия, вероятно, только не всего, а лишь верхней его части.

Многие геологи с карелием Карельского массива сопоставляют верхнюю часть свекофенния (ботний). Подобное сопоставление основывается, с одной стороны, на радиометрических данных — позднесвекофеннские и позднекарельские граниты радиометрически оказываются одновозрастными (1700—1800 млн. лет), а с другой — на сходстве (и соответственно трудности расчленения) первично-сланцевых толщ ботния и верхнего карелия (келевия) в пограничной полосе Свекофеннской области и карельского массива. Последнее заставляет некоторых геологов выделять эту пограничную полосу в качестве особой Саво-Ладожской (другими словами — Свекофенно-Карельской) зоны; сланцы Саво считаются при этом ботнием, а ладожские сланцы — калевием.

Сопоставление ботния с калевием и тем более с верхним карелием (калевием, бесовецкой свитой) наталкивается на большие трудности. Карелий Карельского массива, налегая на лопий, несомненно, отделяется от него значительным перерывом. Лопий и карелий относятся к различным ясно обособленным этапам геологического развития Карельского массива. Эти комплексы резко различаются по степени метаморфизма и характеру слагаемых ими структур — тесно сжатых изоклинальных в одном случае, и открытых свободных — в другом. Ботний же большей частью тесно связан со свионием вплоть до фациального взаимозамещения. Ботний и свионий (т. е. верхний и нижний свекофенний) в равной мере метаморфизованы и дислоцированы в одном структурном плане. Все это указывает на отсутствие между эпохами формирования ботния и свиония сколько-нибудь значительного перерыва.

Согласовать эти две группы данных можно, по-видимому, лишь допустив большую длительность эпохи формирования ботния — от конца свионийского времени до конца карельского. Нижняя часть ботния окажется при этом эквивалентом кейвской серии (и лоухской свиты беломория), а верхняя — всего карелия. Подобное допущение представляется маловероятным. Скорее, по-видимому, ботний отвечает перерыву, разделяющему эпохи формирования лопия и карелия Карельского массива, и соответственно кейской серии Кольского массива и лоухской свите беломория.

Неясно положение в общей последовательности суперкрустальных образований щита североморского комплекса и комплекса Телемарк Южно-Скандинавской области. Как отмечалось, первый из них может быть сопоставлен с беломорским комплексом, второй в большей своей части соответствует, вероятно, карелию и отчасти, возможно, иотнию.

Радиометрический возраст различных комплексов докембрия Балтийского щита разными исследователями оценивается по-разному. Так, по мнению одних советских авторов (Кратц и др., 1971), время формирования гимольской серии Карельского массива приходится на интервал 2000—2500 млн. лет, а по мнению других (Ю. П. Богданов и др., 1971; Салоп, 1973), — на интервал 2800—3500 млн. лет. Расхождение в оценке радиометрического возраста этого характерного члена разреза докембрия Балтийского щита достигает, как мы видим, 1000 млн. лет. Более или менее однозначно датируется лишь верхняя граница карелия, радиометрический возраст которой определяется обычно в 1600—1800 млн. лет (по Салопу, 1973 — в 1900—2000 млн. лет).

Из имеющихся радиометрических данных следует, что все комплексы докембрия Балтийского щита, за исключением, возможно, иотния, относятся к среднему и нижнему докембрию. По-видимому, преобладающая часть докембрийских образований Балтийского щита не выходит за пределы среднего докембрия (1500—2500 млн. лет), отвечая в данном

отношении афебию Канадского щита (1800—2560 млн. лет). К нижнему докембрию принадлежат, наверно, породы комплекса основания Карельского и других массивов и, возможно, нижняя часть (керетьская свита) беломорского комплекса. Верхняя часть беломорского комплекса (хеталамбинская и лоухские свиты), лопский комплекс и нижняя часть свекофеннского комплекса (свионий) должны иметь, по-видимому, ранний среднедокембрийский возраст (2000—2500 млн. лет). Эти комплексы по времени образования могут отвечать гурону (нижнему афебию) Канадского щита. Вышележащие толщи докембрия (карелий и его эквиваленты) должны были формироваться уже в позднем среднем докембрии (1600—2000 млн. лет), отвечая по времени образования верхнему афебию (анимики) Канадского щита.

В самое последнее время появились данные о более древнем, чем принималось раньше, превышающем 2500 млн. лет, радиологическом возрасте лопия, который стал относиться соответственно к архею. Тогда к архею должен быть отнесен и свекофенний, во всяком случае его нижняя лептитовая часть (свионий). Остается неясным, должен ли понижаться при этом возраст карелия или между карелием и лопием следует предполагать значительный разрыв во времени. Но во всех случаях изменение взгляда на возраст лопия не меняет принятой нами схемы корреляции (см. табл. 7).

Докембрийские геосинклинальные пояса и области Балтийского щита

В докембрии Балтийского щита мы не встречаемся с образованиями, которые вполне соответствовали бы таковым зеленокаменных «поясов» (Абитиби и др.) Канадского щита. Некоторые исследователи сравнивают с последними лопий Карельского массива и оленегорскую свиту Кольского массива. Несомненно, что данные комплексы слоев и, следовательно, условия их формирования обладают определенными чертами сходства. Однако следует иметь в виду, что комплекс Абитиби и другие, подобные ему, зеленокаменные комплексы Канадского щита достигают огромной мощности (до 10—12 тыс. м), слагают широкие «пояса» и характеризуются значительной сложностью строения. В их составе выделяются как мощные вулканогенные, так и терригенные толщи (Понтиак, Тимискаминг и др.). В ряде мест формирование отдельных толщ этих комплексов разделено перерывами в осадконакоплении, проявлениями складчатости и интрузивной деятельности.

Лопий же Карельского массива, как и оленегорская свита, — это маломощный (до 1000—1500 м) пестрый по составу комплекс слоев, выполняющий узкие разобщенные синклинальные зоны в более древних породах массива, на которые слои лопия налегают трансгрессивно с базальным конгломератом в основании.

Не встречаемся мы в докембрии Балтийского щита и с типично выраженными авлакогеосинклиналями, подобными авлакогеосинклиналям Анимикского пояса и пояса Коронейшен Канадского щита. Некоторым сходством с ними обладает восточная, окраинная зона развития лопия и карелия Карельского массива, протягивающаяся вдоль границы массива с областью Беломорид (см. рис. 68). Возможно, что к структурам подобного же типа следует отнести зону сочленения Карельского массива и Свекофеннской области (Саво-Ладожская зона).

Своеобразный характер имеет система грабен-синклинальных прогибов, протягивающихся вдоль границы Кольского массива с областью Беломорид. Но эти прогибы — Печенгская мульда, грабен-синклиналь Имандра-Варзуга-Сосновка (см. рис. 77) — как по характеру своего выполнения, так и по структуре скорее напоминают грабен-синклинали пояса Кивино (см. рис. 54 и 59).

В то же время в докембрии Балтийского щита мы встречаемся с такими типами геосинклинального развития, которые не нашли, по-видимому, выражения в области Канадского щита. Один из них наиболее ясно проявился в развитии Беломорид, другой — в развитии Свекофеннид.

Беломориды образуют непрерывный протяженный (свыше 1000 км) складчатый пояс, который суживается к северо-западу, где он выклинивается (?) или, возможно, обрезается складчатым поясом каледонид и расширяется (до 300 км) к юго-востоку, где он скрывается под покровные образования чехла Восточно-Европейской платформы.

В нижнем (?) и раннем среднем докембрии область Беломорид испытала значительное прогибание, а затем интенсивную складчатость, внедрение гранитных, отчасти также основных и ультраосновных интрузий и на уровне современного денудационного среза глубокий метаморфизм накопившихся в ее пределах суперкрустальных пород. В дальнейшем, с завершением беломорской складчатости, область Беломорид испытала, очевидно, значительное поднятие и эквивалентный ему денудационный срез, в результате которого на поверхности оказались глубоко погруженные перед этим толщи пород.

Область Беломорид прошла, таким образом, полный цикл геосинклинального развития; некоторая специфика его нашла выражение в значительной мощности и сравнительно однообразном, преимущественно терригенном первичном составе отвечающего ему складчато-метаморфического комплекса. Глубокий метаморфизм всех пород складчатого комплекса Беломорид связан с его значительным последующим воздыманием и отвечающим последнему необычно глубоким денудационным срезом. Сходный путь развития прошла, по-видимому, и складчатая область Североморид.

В отличие от Беломорид и Североморид (?) Свекофеннская геосинклинальная область представляла собой не линейно вытянутый пояс, а огромный неправильных, но в общем изометрических очертаний блок до 1000—1500 км в поперечнике. Начало и первая (свионийская) фаза погружения этого блока сопровождались, по-видимому, интенсивным раскалыванием, с которым была связана вулканическая деятельность свионийской эпохи. В дальнейшем, в период накопления граувакко-сланцевых толщ ботния, магматическая деятельность затихает, но затем возобновляется с новой силой, только уже в интрузивной форме. Создается впечатление, что процесс погружения Свекофеннского блока протекал в какой-то мере за счет выдавливания из-под него магматического материала.

Как уже отмечалось, внутренняя структура Свекофеннского блока очень сложна. Она определяется крупными массивами гранитов, которые как бы обтекаются резко изгибающимися складчатыми зонами. Подобный стиль тектонической структуры указывает, по-видимому, на относительно раннее по отношению к эпохе складчатости время становления определенной части гранитных массивов Свекофеннид.

Подобные нелинейные геосинклинальные системы были названы нами (Леонов, 1964) субконцентрическими. В настоящее время по аналогии с авлакогеосинклиналями их можно назвать амфигеосинклиналями, что координировалось бы с термином амфиклиза (греч. amphi — вокруг, около), предложенным М. В. Муратовым (1972) для обозначения изометричных (амфитеатроподобных) «прогибов» платформенного типа. По отношению к Свекофеннидам можно говорить, следовательно, о Свекофеннской амфигеосинклинали.

Основные этапы докембрийского развития Балтийского щита

На протяжении докембрия в геологической истории Балтийского щита выделяются три основных этапа: добеломорский, беломорско-карельский и послекарельский. На первом этапе в результате недостатка данных режим геологического развития всей области щита представляется достаточно однообразным. Мы его касаться не будем. С начала второго этапа на территории щита ясно различимы уже участки (блоки) с различным режимом развития. В дальнейшем дифференциация режимов усиливается и наиболее резко проявляется во второй половине этапа. На следующем (послекарельском) этапе характер геологического развития щита снова становится однообразным.

С начала беломорско-карельского этапа обособляются, прежде всего, относительно стабильные блоки-массивы и подвижные геосинклинальные области. Развитие последних пошло, как мы видели, двумя различными путями. Один из них реализовался в Беломорской и Североморской областях; другой — в Свекофеннской области и вовлеченных в ее развитие сопредельных участках (Северо-Карельского и Готского) Карельского и Восточного Южно-Скандинавского массивов.

Геосинклинальный цикл развития Беломорид начался и завершился несколько раньше аналогичного цикла Свекофеннид. Начало последнего совпадает (?) с началом формирования средней (хетоламбинской) свиты беломорского комплекса. Завершается же свекофеннский цикл уже в карельское время (см. табл. 7). В послекарельское время, вплоть до конца докембрия, геосинклинальные складчатые области Балтийского щита остаются приподнятыми. Лишь на отдельных участках здесь возникают небольшие грабены, в которых накапливаются толщи иотнийских песчаников, пронизанные силлами, дайками и покровами основных вулканических пород.

Иным режимом развития характеризовались на беломорско-карельском этапе блоки-массивы. Каждый из них развивался индивидуально, но всем им были присущи и некоторые общие черты. По отношению к блокам-массивам добеломорский этап завершился их общим поднятием и соответственно глубокой их денудацией. Лишь затем на глубокие корни структур комплекса основания с размывом ложатся суперкрустальные толщи начальных стадий беломорско-карельского этапа. На протяжении последнего развитие всех блоков-массивов характеризуется прежде всего прерывистостью в пространстве и во времени осадконакопления и небольшой его интенсивностью, а также широким развитием в составе соответствующих образований грубозернистых, часто континентальных осадков.

На рассматриваемом этапе все блоки-массивы Балтийского щита отличались интенсивными проявлениями магматической деятельности — излияниями лав и внедрением даек и силлов преимущественно основного состава. Все эти суперкрустальные и интрузивные образования подвергались неоднократной деформации и метаморфизму. Но степень развития этих процессов с течением времени ослаблялась и наиболее поздние образования рассматриваемого этапа не отличаются уже в пределах блоков-массивов ни сложной складчатостью, ни сильным метаморфизмом.

Около 1700—1800 млн. лет назад беломорско-карельский этап заканчивается общей консолидацией области Балтийского щита. В результате с начала следующего, послекарельского, этапа почти во всей области щита устанавливается однообразный — платформенный в широком смысле — режим развития. Лишь в пределах Южно-Скандинавских массивов сохраняются еще в начале данного этапа отдельные депрессии, в которых продолжается накопление осадочных и вулканогенных толщ

(дальсландий, верхняя часть комплекса Телемарк), впоследствии смятых в складки и метаморфизованных.

В начале послекарельского этапа оформляется, по-видимому, северо-западное и северо-восточное ограничение щита. На северо-западе, примерно на месте складчатого сооружения скандинавских каледонид, возникает прогиб, заполняющийся слоями спарагмитового комплекса. На северо-востоке примерно в то же время возникает другой — Гиперборейский (Тимано-Скандинавский) прогиб. Развитие этих прогибов относится уже к верхнему докембрию.

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Небольшая площадь Украинского щита не дает возможности восстановить историю его докембрийского развития с достаточной полнотой. Поэтому в целом слагающие его комплексы докембрия мы рассматривать не будем. Но в некотором отношении докембрий Украинского щита представляет значительный интерес, дополняя те данные, которые дает познание докембрийских образований Балтийского щита.

Как отмечалось, в пределах Балтийского щита мы не встречаем ясных аналогов зеленокаменных «поясов» (Абитиби и др.) Канадского щита. В пределах же Украинского щита подобный пояс — Приднепровский — выделяется и благодаря приуроченности к нему крупных месторождений железа (Криворожское и др.) он сравнительно хорошо изучен.

Преобладающую часть площади Украинского щита слагают различные граниты и связанные с ними мигматиты. Становление этих гранитов имело место в различные эпохи докембрия, но их возрастные соотношения во многом остаются еще неясными и трактуются по-разному.

Особое место среди гранитоидов Украинского щита занимают лишь «молодые» посторогенные граниты типа р а п а к и в и и связанные с ними основные и ультраосновные породы (анортозиты, габбро-анортозиты и др.), слагающие крупные массивы в северной и центральной частях щита. Как и сходные граниты рапакиви Балтийского щита, украинские граниты рапакиви отражают последнюю фазу гранитного магматизма Украинского щита.

Среди полей гранитов выделяются местами участки распространения более древних по отношению к ним парагнейсов. Далеко не всегда эти парагнейсы достаточно ясно отделяются от окружающих гранитов и мигматитов, в связи с чем на картах различных исследователей размеры и очертания гнейсовых полос сильно варьируют. Но еще сильнее варьируют представления об их возрастных взаимоотношениях.

Наконец, в пределах Украинского щита мы встречаемся и с относительно слабо измененными суперкрустальными образованиями. Наибольший интерес среди них представляют образования п р и д н е п р о в с к о г о к о м п л е к с а, развитые в пределах упомянутого выше широкого (до 250 км) П р и д н е п р о в с к о г о п о я с а, меридионального простирания, пересекающего Украинский щит в его восточной части.

В пределах Приднепровского пояса (рис. 82) выделяется несколько меридиональных зон развития приднепровского комплекса. Лучше других изучена западная — К р и в о р о ж с к о - К р е м е н ч у г с к а я з о н а, к которой приурочены крупные месторождения железных руд, связанные с толщами железистых кварцитов (джеспилитов). Восточнее следует Б а з а в л у к с к а я зона, а на левобережье Днепра — К о н к с к о - Б е л о з е р с к а я зона. Еще восточнее протягиваются слабо еще изученные О р е х о в о - П а в л о г р а д с к а я и К о р с а к с к а я зоны, которых мы в дальнейшем касаться не будем. В западной (Криворожско-Кременчугской) зоне интересующие нас толщи докембрия выступают на дневную поверхность, в восточных зонах почти повсеместно они перекры-

ты чехлом фанерозойских отложений и вскрываются лишь буровыми скважинами.

По характеру и возрасту развитых в них образований центральные зоны — Базавлукская и Конкско-Белозерская — противопоставляются западной — Криворожско-Кременчугской зоне. В центральных зонах развита однотипно построенная серия суперкрустальных образований, выделяющаяся под общим названием конкско-верховцевской серии. Последняя разделяется на две части, нижняя из которых слагается метавулканитами основного состава с прослоями железистых роговиков

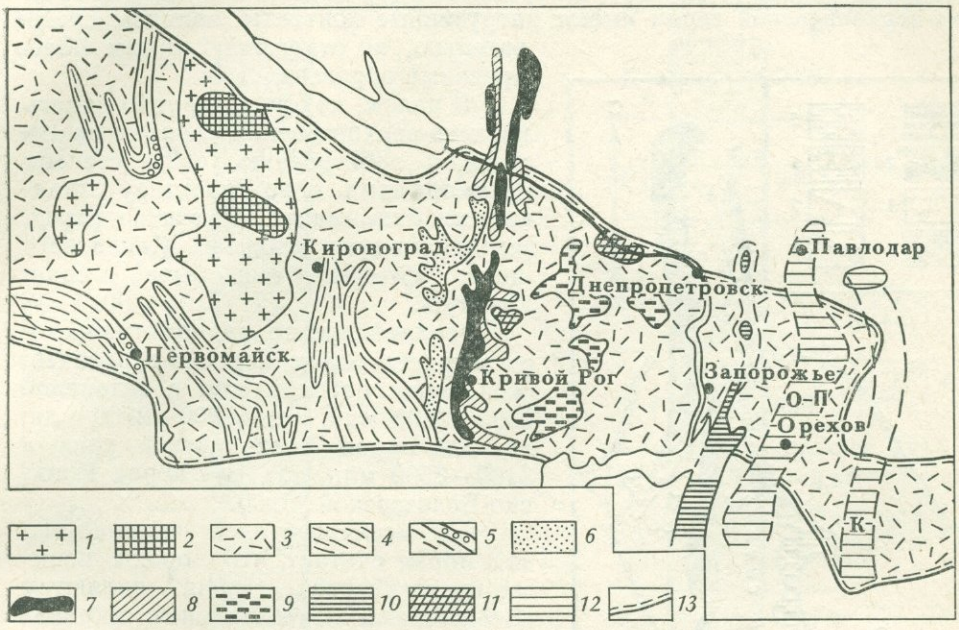


Рис. 82. Геологическая схема центральной части Украинского щита. По Семененко, 1964, 1967, с небольшими дополнениями:

1 — посторогенные граниты; *2* — анортозиты, габбро; *3* — граниты и мигматиты различных генераций; *4* — гнейсы; *5* — конгломератовые гнейсы; *6* — гнейсы Западно-Ингулецкой зоны (метаморфизованные аналоги пород ингулецкой серии?); *7* — криворожская и ингулецкая серии; *8* — саксаганская метабазитовая серия; *9* — базавлукская серия; *10* — конкская серия; *11* — аулы-романьковская и вольнянская серии; *12* — Орехово-Павлоградская (О-П) и Корсакская (К) зоны магнитных аномалий; *13* — граница Украинского щита

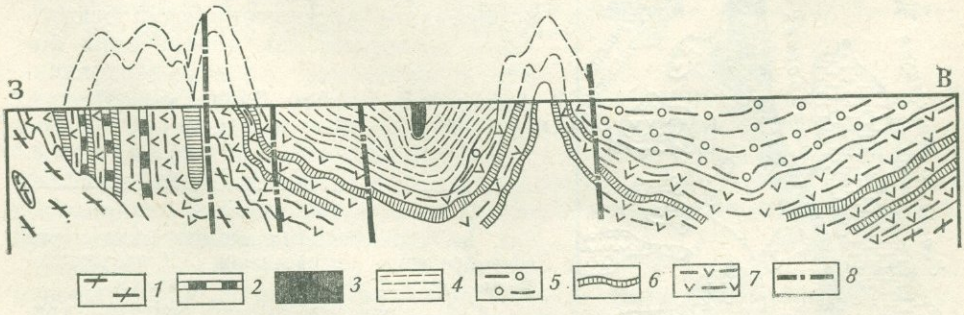
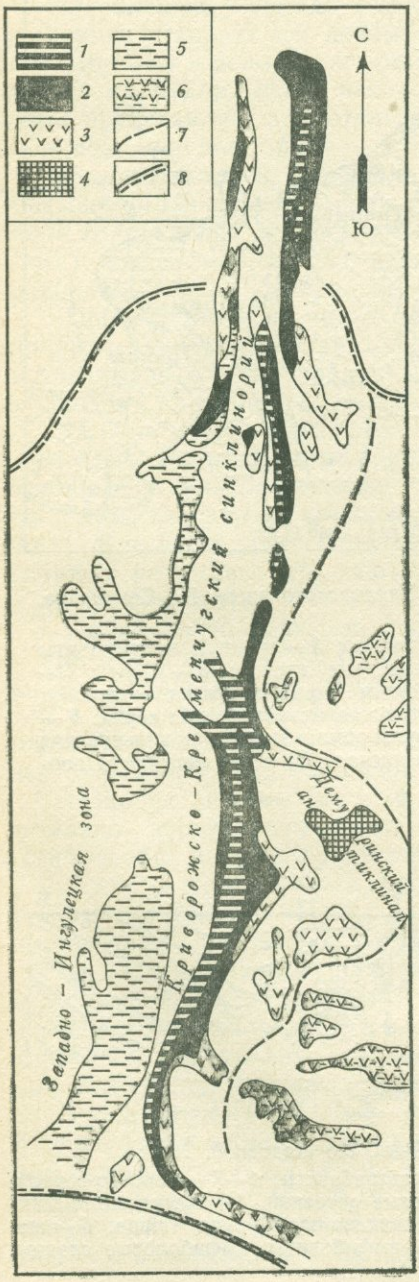


Рис. 83. Геологический профиль Белозерского района. По Ладиевой, 1967:

1 — граниты и мигматиты; *2* — интрузивные ультрабазиты; *3—7* — конкско-верховцевская серия: *3—4* — верхняя свита: *3* — железистые роговики, *4* — вулканогено-сланцевая толща; *5—7* — нижняя свита: *5* — зеленосланцево-порфировая толща, *6* — железистые роговики, метаспилиты, метабазиты, *7* — амфиболиты, амфиболовые сланцы, *8* — разломы

и кварц-серицитовых и других сланцев общей мощностью до 4000—5000 м, а верхняя — различными метаосадочными породами — метапесчаниками, рудными железистыми кварцитами и сланцами, кварц-серицитовыми сланцами и лишь отчасти метавулканитами кислого, реже среднего или основного состава. Среди этих суперкрустальных образований присутствуют также прорывающие их пластовые тела ультрабазитов. Все эти образования смяты в сжатые, часто изоклинальные складки и метаморфизованы (рис. 83), но степень метаморфизма рассматриваемых образований не высока и отвечает обычно зеленосланцевой фации. С окружающими их гранитами и мигматитами породы конкско-верховцевской серии имеют интрузивные контакты, являясь, следовательно, по отношению к ним более древними образованиями.



В целом, как это нетрудно видеть, конкско-верховцевская серия и по составу, и по строению, и по степени метаморфизма, и по характеру складчатости напоминает архейские толщи зеленокаменных «поясов» Канадского щита, с которыми она обычно и сравнивается.

Верхний предел радиометрического возраста пород конкско-верховцевской серии определяется в интервале 2300—3500 млн. лет (2300—2700 млн. лет для пород Базавлукской зоны и 3100—3500 млн. лет для пород Конкско-Белозерской зоны).

Ряд исследователей украинского докембрия считает, что породы конкско-верховцевской серии являются древнейшими образованиями Украинского щита. Однако в пределах Базавлукской зоны известны толщи гнейсов (аулы-романьковской и вольнянской серий), которые в структуре зоны играют роль срединных массивов, окаймляемых толщами конкско-верховцевской серии. Эти гнейсы по высокой степени их метаморфизма и по их общему структурному положению справедливо рассматриваются некоторыми геологами как образования более древние, чем конкско-верховцевская серия. Гнейсы Базавлукской зоны

Рис. 84. Схематическая геологическая карта докембрийских образований Криворожско-Кременчугской зоны. По Семененко, 1967:

1—3 — Криворожско-Кременчугский синклинорий: *1* — ингулецкая серия, *2* — криворожская серия, *3* — саксаганская серия, *4* — вольнянская серия, *5* — ингулецкая серия Западно-Ингулецкой зоны (гнейсовая); *6* — базавлукская серия; *7* — восточная граница Криворожско-Кременчугской зоны; *8* — граница Украинского щита

сопоставляются с древнейшими толщами других районов щита и трактуются как древнейший гнейсовый комплекс Украинского щита, на котором заложились геосинклинальные прогибы Приднепровского пояса. Эта трактовка близка к той, которая дается геологами Мак Глином и Хендерсоном для зеленокаменных «поясов» провинции оз. Невольничьего Канадского щита (см. рис. 49).

Докембрийские образования самой западной — **Криворожско-Кременчугской зоны** Приднепровского пояса характеризуются рядом особенностей. Данная зона представляет собой узкую полосу тесно сжа-

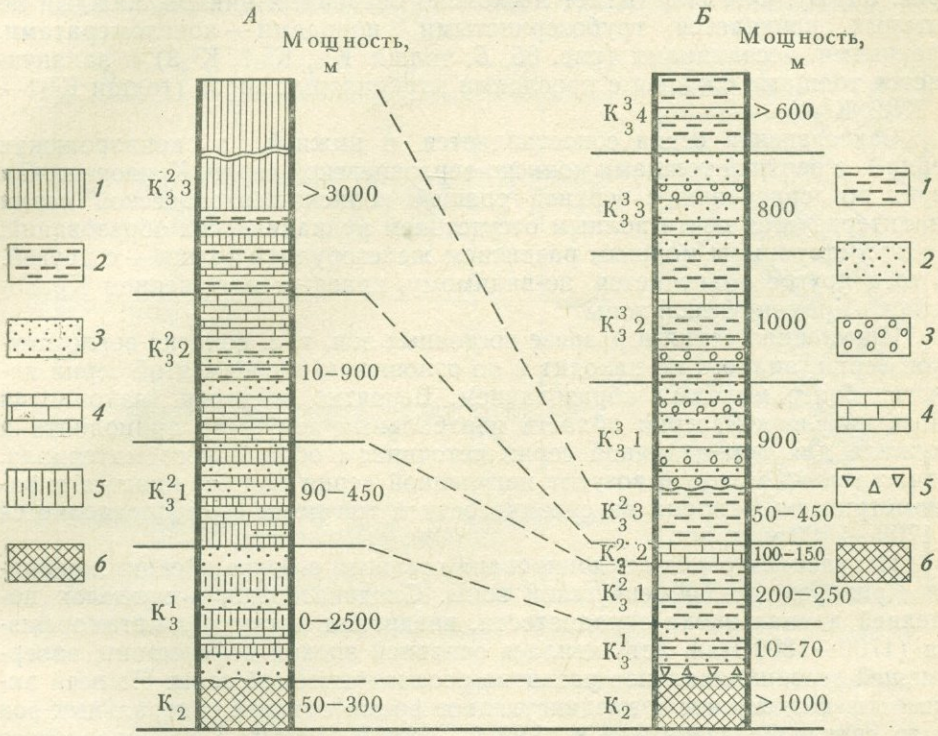


Рис. 85. Сопоставление разреза верхней части гнейсовой толщи Западно-Ингулецкой зоны (*А*) с верхней (ингулецкой) серией ядра Криворожской синклинали (*Б*). По Доброхотову, 1969.

В разрезе гнейсовой толщи (*А*): *1* — биотитовые гнейсы; *2* — кварц-биотитовые сланцы; *3* — кварциты; *4* — мраморы; *5* — биотитовые гнейсы и кварц-биотитовые сланцы; *6* — кварциты магнетитовые. В разрезе Криворожской синклинали (*Б*): *1* — сланцы, преимущественно кварц-биотитовые, в K^1_3 также кварц-графитовые; *2* — метапесчаники и кварциты; *3* — метаконгломераты; *4* — доломиты; *5* — брекчии; *6* — железистые кварциты с прослоями сланцев

тых линейных складок меридионального простирания (рис. 84). Докембрийские образования зоны расчленяются на три серии слоев: нижнюю — саксаганскую (метабазитовую); среднюю — криворожскую (железорудную) и верхнюю — ингулецкую. Все породы этих серий регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Местами степень метаморфизма усиливается.

Саксаганская серия, подобно нижней части конкско-верховцевской серии, слагается метабазитами — метаморфизованными, превращенными обычно в амфиболиты, основными вулканическими, отчасти также интрузивными образованиями.

В составе криворожской серии выделяются две свиты слоев. Нижняя, до 200—300 м мощности, сложена в основном кварцитами и кварцевыми метапесчаниками с прослоями и пачками конгломератов,

филлитов и линзовидными телами амфиболитов. Местами породы данной свиты и криворожской серии в целом ложатся непосредственно на более древние (саксаганские) граниты, отделяясь от них метаморфизованной корой выветривания. Верхняя свита (железорудная), до 1500—2000 м мощности, слагается тонкослоистыми железистыми кварцитами (джеспилитами) и филлитовидными сланцами.

Ингулецкая серия, залегающая на нижележащих слоях с размывом и местами с базальными конгломератами в основании, отличается значительной мощностью и сложностью состава и строения (рис. 85, *Б*). Она охватывает несколько осадочных циклов, каждый из которых начинается грубозернистыми породами — конгломератами, брекчиями, песчаниками (рис. 85, *Б*, толщи $К^{1}_{3}$, $К^{3}_{3}1$, $К^{3}_{3}3$) и заканчивается толщами сланцев с прослоями карбонатных пород (толщи $К^{2}_{3}1$—3, $К^{3}_{3}2$, $К^{3}_{3}4$).

Саксаганская серия сопоставляется с нижней, а криворожская серия — с верхней толщами конкско-верховцевской серии. Криворожская серия по сравнению с верхней толщей конкско-верховцевской серии характеризуется почти полным отсутствием вулканических образований, с одной стороны, и мощным развитием железорудной толщи — с другой. И то и другое объясняется, по-видимому, краевым положением Криворожско-Кременчугской зоны.

Ингулецкая серия в разрезе восточных зон, т. е. конкско-верховцевской серии, аналога не находит и по отношению к слоям этой серии является более молодым образованием. Вероятно, в эпоху накопления слоев ингулецкой серии область центральных зон была приподнята и служила для пород данной серии источником обломочного материала. Относительно молодой возраст ингулецкой серии подтверждается и радиометрически — время ее складчатости и метаморфизма определяется в 1700—2100 млн. лет.

Ингулецкая серия дислоцирована согласно с более древними сериями Криворожско-Кременчугской зоны. Следовательно, в пределах последней данная эпоха складчатости, внедрения интрузий и метаморфизма (1700—1800 млн. лет) явилась основной эпохой деформации, завершившей геосинклинальное развитие рассматриваемой зоны. По всей видимости, воздымание в предингулецкое время области центральных зон было связано с развитием в данной, осевой части Приднепровского пояса складкообразовательных движений, сопровождавшихся внедрением интрузий и метаморфизмом пород. Геосинклинальное развитие закончилось здесь, следовательно, раньше, чем в краевой — Криворожско-Кременчугской — зоне, что подтверждается и радиометрическими данными.

Западнее Криворожско-Кременчугской зоны параллельно ей протягивается полоса развития различных гнейсов и кристаллических сланцев, выделяющихся в особую — Западно-Ингулецкую — зону (см. рис. 84). Метаморфические образования этой зоны рассматриваются многими геологами как интенсивно метаморфизованные породы ингулецкой серии. Их принадлежность к данной серии обосновывается общностью первичного состава пород и одинаковой последовательностью отдельных элементов разреза (см. рис. 85).

Основные этапы формирования Приднепровского пояса показаны на рис. 86. Формирование пояса началось с образования в подстилающих приднепровский комплекс гнейсовых толщах широкого меридионально вытянутого прогиба, в котором накапливались массы основных лав и сопутствующих им интрузивных образований основного, отчасти также ультраосновного состава. Образование этого прогиба сопровождалось, очевидно, расколами, по которым магматический материал поступал на поверхность. Естественно предположить, что системы расколов разбивали и внутреннюю область депрессии.

На следующем этапе, отвечающем времени формирования верхней части конкско-верховцевской серии и криворожской серии, в пределах прогиба в результате частных линейных поднятий обособляются его широкая центральная и относительно узкая краевая — Криворожско-Кременчугская — части. Аналогичная краевая зона обособилась, по-видимому, и у восточного края прогиба. Вулканическая деятельность на этом этапе значительно ослабляется и состав продуктов извержений принимает пестрый характер. Проявления вулканизма в основном ограничиваются при этом центральной частью прогиба. Прогиб заполняется толщами различных терригенных и хемогенных (?) образований, наи-

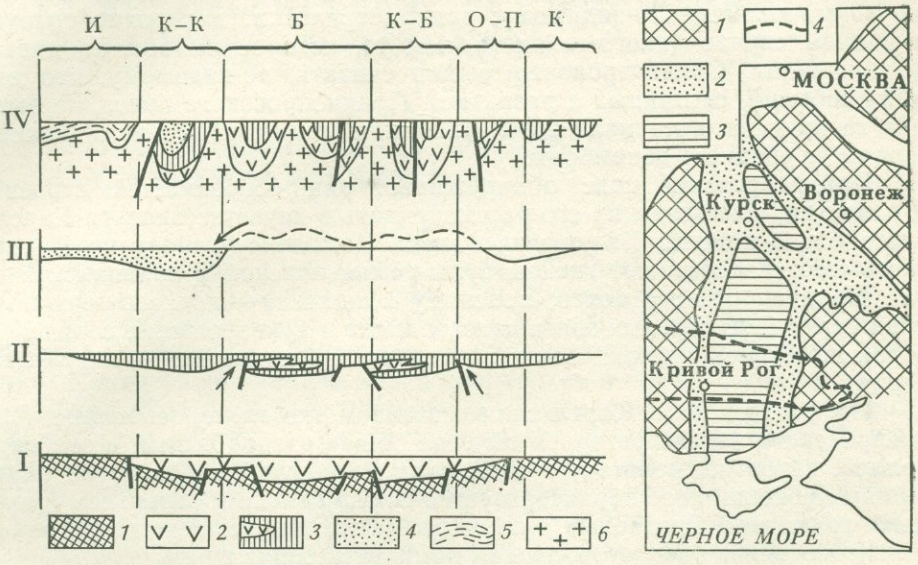


Рис. 86. Схема развития Приднепровского зеленокаменного пояса. По Каляеву, 1965, упрощено:

I—IV — этапы развития; *1* — комплекс основания пояса; *2* — нижняя вулканогенная свита конкско-верховцевской серии и саксаганская серия Криворожско-Кременчугской зоны; *3* — верхняя свита конкско-верховцевской серии и криворожская серия Криворожско-Кременчугской зоны; *4* — ингулецкая серия, *5* — метаморфические аналоги ингулецкой серии (ингулецкие гнейсы); *6* — граниты, интрудирующие суперкрустальные образования пояса. На картосхеме: *1* — раннеархейское ограничение Приднепровского пояса; *2* — внешние зоны пояса; *3* — внутренняя область пояса; *4* — граница Украинского щита

более характерным компонентом которых являются железистые кварциты (джеспилиты), накапливающиеся в особенно больших массах в западной краевой (Криворожско-Кременчугской) зоне. В дальнейшем центральная область прогиба охватывается складчатостью, сопровождающейся внедрением интрузий и метаморфизмом пород и, наконец, общим воздыманием. В западной краевой зоне, наоборот, усиливается погружение и накапливается мощная толща пород ингулецкой серии. На заключительном этапе складчатостью охватывается также и краевая зона и формируется современная структура Приднепровского пояса.

Приднепровский зеленокаменный пояс прослеживается по геофизическим данным далеко на север, примерно до района Курска, где он сливается с подобным же поясом, протягивающимся в северо-западном направлении (рис. 86, *Б*). В пределах этого последнего — Курского — пояса, известного под названием КМА (область курских магнитных аномалий), также широко развиты толщи рудоносных железистых кварцитов, ставшие объектом промышленной эксплуатации.

По радиометрическим данным, период геосинклинального развития Приднепровского пояса достигает продолжительности порядка 2000 млн. лет (1700 млн. лет — верхний предел времени формирования ингулецкой серии; 3500 млн. лет — нижний предел времени формирования конкско-верховцевской серии). Некоторые исследователи, опираясь на эти данные и принимая их за действительность, рассматривают развитие Приднепровского пояса как уникальное в данном отношении явление. Вряд ли, однако, дело обстоит подобным образом. По характеру развития Приднепровский пояс обнаруживает, как отмечалось, много общего с развитием других зеленокаменных поясов. Следует думать, что эта общность должна проявляться и в общей продолжительности периода их формирования. По-видимому, радиометрические датировки требуют в данном случае какого-то иного, чем то, которое им обычно дается, истолкования. Ориентировочно можно считать, по-видимому, что весь цикл событий, связанных с развитием Приднепровского пояса, не выходит за пределы интервала 2000—3000 млн. лет, т. е. позднего нижнего и раннего среднего докембрия.

Приднепровский пояс обнаруживает ряд особенностей строения и развития, позволяющих его рассматривать в качестве аналога Карельского блока-массива Балтийского щита. Комплексу основания Карельского массива отвечают гнейсы аулы-романьковской и вольнянской серий Приднепровского пояса; лопскому комплексу — конкско-верховцевская серия центральных зон и саксаганская и криворожская серии Криворожско-Кременчугской зоны; карельскому комплексу — ингулецкая серия.

По сравнению с Карельским массивом комплекс основания Приднепровского пояса претерпел сильное общее раздробление, и это определило, вероятно, некоторую специфику последующего развития пояса. Приднепровский пояс характеризуется также большим развитием «молодых» гранитов и связанных с ними мигматитов и соответственно значительно меньшим распространением комплекса основания.

Приднепровский зеленокаменный пояс представляет собой, таким образом, как бы промежуточное звено, связывающее в единый ряд зеленокаменные «пояса» Канадского щита (Абитиби и др.) и область Карельского массива, в пределах которого зеленокаменные прогибы представлены лишь отдельными узкими синклинальными зонами, сложенными породами лопия.

Глава VIII

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ДОКЕМБРИЙСКАЯ ИСТОРИЯ АФРИКАНСКОГО МАТЕРИКА

ОБЩАЯ СХЕМА ДОКЕМБРИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ АФРИКИ

Африка — второй по величине материк Земли — почти целиком представляет собой область докембрийской консолидации. На всей ее площади, за исключением небольшой складчатой области Атласид на северо-западной окраине материка и еще менее значительной складчатой области Капид на ее крайнем юге, кембрийские и более молодые суперкрустальные образования не претерпели ни существенной тектонической деформации, ни заметного воздействия процессов метаморфизма. Но это положение не распространяется на суперкрустальные образования верхнего докембрия. В пределах обширных территорий эти образования, как и более молодые, залегают спокойно. Но в ряде протяженных поясов, пересекающих Африканский материк в нескольких направлениях, толщи верхнего докембрия сложно складчаты и более или менее метаморфизованы.

К началу верхнего докембрия (1500 млн. лет назад) докембрийская часть Африканского материка (докембрийская Африка) не представляла собой, таким образом, единой платформы. К этому времени в его пределах сформировалось несколько обособленных стабильных блоков, разделявшихся подвижными — геосинклинальными — поясами, частично утратившими свою подвижность к середине верхнего докембрия, частично сохранившими ее вплоть до начала палеозойской эры.

На территории Африканского материка складчатые и метаморфизованные отложения верхнего докембрия известны, прежде всего, в пределах трех широких и протяженных верхнедокембрийских геосинклинальных складчатых поясов: Сахарского, Дамара-Кибарского и Аравийского. Первый из них (Сахарский) отделяет относительно небольшую Западно-Африканскую платформу от обширной и сложно построенной Восточно-Африканской платформы. Дамара-Кибарский пояс глубоко вдается в тело последней, почти разделяя ее на два обособленных блока: северный — Судано-Ангольский и южный — Южно-Африканский. Третий пояс — Аравийский — занимает в докембрийской структуре Африки краевое положение, ограничивая Восточно-Африканскую платформу с северо-востока (рис. 87).

Особое место в докембрийской структуре Африки (Восточно-Африканской платформы) занимает Мозамбикский метаморфический пояс, вытянутый вдоль восточного края Африканского материка. Для Мозамбикского пояса характерно преобладание молодых (500—1200 млн. лет) радиометрических датировок возраста слагающих его метаморфических и интрузивных образований. На этом основании он

рассматривается рядом геологов как молодой (верхнедокембрийский) складчатый пояс, подобный другим складчатым поясам Африки. Есть, однако, веские данные в пользу того, что радиометрический возраст пород Мозамбикского пояса значительно омоложен и что в действительности породы этого пояса относятся к древнейшим — архейским образованиям Африканского материка.

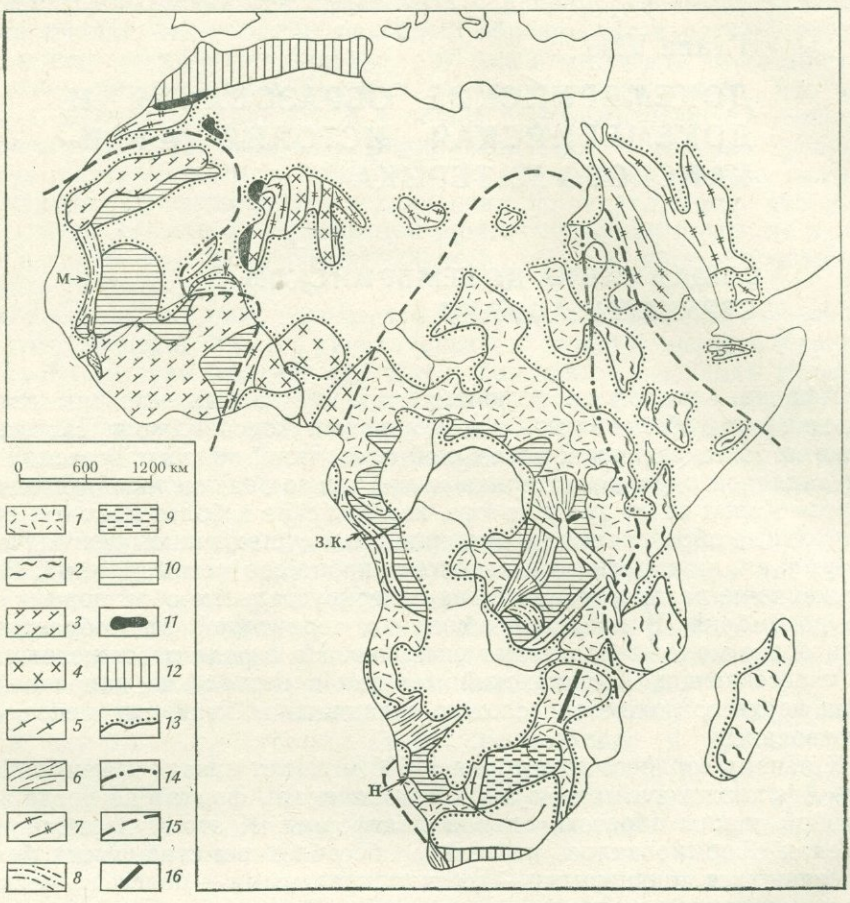


Рис. 87. Основные комплексы докембрия Африки:

1—4 — комплексы фундамента: *1* — северного (Судано-Ангольского) и южного (Южно-Африканского) блоков Восточно-Африканской платформы; *2* — Мозамбикского метаморфического пояса; *3* — Западно-Африканской платформы; *4* — Транссахарского складчатого пояса; *5—8* — складчатые комплексы складчатых поясов: *5* — Западного Грикваленда, Ирумид, Убендид (средний докембрий), *6* — Дамара-Кибарского (средний-верхний докембрий), *7* — Сахарского и Аравийского (верхний докембрий), *8* — Мавританид (М), Гурмы (Г), Западных Конголид (З. К.), Катангид (К) (поздний верхний докембрий); *9—11* — покровные комплексы: *9* — нижнего-среднего докембрия, *10* — верхнего докембрия платформ, *11* — верхнего докембрия Сахарского пояса; *12—13* — фанерозой: *12* — складчатых комплексов Атласид и Капид, *13* — чехла платформ и докембрийских складчатых поясов; *14* — граница Мозамбикского пояса; *15* — граница Сахарского и Аравийского поясов; *16* — Великая дайка Зимбабве; Н — слои Нама

В пределах платформ отложения верхнего докембрия, а иногда и значительно более древние образования в целом уже не складчаты и не метаморфизованы. Но в отдельных узких зонах они и здесь испытали сильную деформацию и были затронуты процессами метаморфизма.

Сахарский пояс на юге вступает на территорию материка на

Ганско-Нигерийском участке побережья Гвинейского залива. Наиболее южным элементом Сахарид является узкая меридиональная складчатая система Атакора. Севернее к Сахаридам относится область центральносахарских массивов — Туарегского массива (Хоггара) и Тибести. Далее к северу они погружаются под покров фанерозойских отложений северной Сахары, возможно, расщепляясь при этом на несколько ветвей. Одна из них, отгибаясь к западу, находит свое продолжение в горном массиве Антиатласа.

Геосинклинальное развитие Сахарского пояса закончилось к середине верхнего докембрия, около 1000 млн. лет назад. Но и во второй половине верхнего докембрия (докембрий VI) отдельные участки этого пояса сохранили еще значительную подвижность, заметно отличаясь в данном отношении от сопредельных платформ.

Дамара-Кибарский складчатый пояс протягивается от атлантического побережья Юго-Западной Африки сначала в северо-восточном, затем в почти меридиональном направлении, до широты оз. Виктория, где он, по-видимому, или замыкается, или обрезается границей Мозамбикского пояса. Дальше на север или северо-восток он не прослеживается.

На юго-западе Дамара-Кибарский пояс представлен пока еще слабо изученной широкой складчатой областью Дамарид, геосинклинальный этап развития которой завершился в конце верхнего докембрия, возможно, в начале кембрия. Далее к северо-востоку пояс скрывается под покровом фанерозойских отложений впадины Калахари. Его северо-восточное продолжение образует более древняя складчатая система Кибарид, формирование которой завершилось в середине докембрия. Наконец, продолжением системы Кибарид является одновозрастная с ней складчатая система Бурунди-Карагве-Анколе.

Аравийский пояс, существование которого установлено совсем недавно, занимает крайний северо-восток Африканского материка и прилегающую часть Аравийского полуострова. Изучен этот пояс пока слабо. По-видимому, он сходен по строению и истории развития с Сахарским поясом, с которым, возможно, он на севере и смыкается.

В пределах Западно-Африканской платформы и Судано-Ангольского блока Восточно-Африканской платформы покровные образования чехла начали формироваться с верхнего докембрия и имеют обычный для платформ характер. Но в пределах Южно-Африканского блока Восточно-Африканской платформы покровные образования начали формироваться уже с конца нижнего докембрия и их более древняя — нижнесреднедокембрийская — часть отличается значительным своеобразием. Подобные образования называют протоплатформенными. Можно говорить, следовательно, о протоплатформенной стадии развития области южного блока Восточно-Африканской платформы и, наконец, о самой этой области в период формирования протоплатформенного чехла — как о протоплатформе. В области Западно-Африканской платформы и Судано-Ангольского блока Восточно-Африканской платформы протоплатформенные образования неизвестны и в связи с этим вопрос о протоплатформенной стадии их развития остается открытым.

Западно-Африканская платформа расположена к западу и юго-западу от Сахарского складчатого пояса и занимает все пространство между ними и океаном. Ее центральную часть представляет обширная амфиклиза Таудени (см. с. 180), выполненная толщами верхнедокембрийских и палеозойских отложений. На севере и на юге амфиклиза Таудени ограничена выступами фундамента платформы — Регибатским щитом на севере и Либерийским (Эбурнейским) щитом на юге. На восточном краю последнего располагается небольшая впадина Вольта. На западе к амфиклизе Таудени примыкает верхнедокембрийская складчатая система Мавританид, ко-

торая представляет собой локальную, входящую в состав платформы структуру, не связанную с каким-либо складчатым поясом.

Судано-Ангольский блок Восточно-Африканской платформы имеет форму неправильного, вытянутого с юга на север ромба. Его южная половина занята обширной (примерно 1500×1200 км) амфиклизой Конго, выполненной образованиями верхнего докембрия и фанерозоя. С запада к амфиклизе Конго примыкает локализованная внутри платформы складчатая система Западных Конголид. Соотношение амфиклизы Конго и Западных Конголид напоминает таковое амфиклизы Таудени и складчатой системы Мавританид.

Северная часть Судано-Ангольского блока — не менее обширный, суживающийся к северу выступ его фундамента, лишенный покрова слоев верхнего докембрия. В верхнем докембрии данная область представляла собой, таким образом, щит, который может быть назван Суданским.

Южно-Африканский блок Восточно-Африканской платформы занимает южную часть Африканского материка. С северо-запада от атлантического побережья Юго-Западной Африки до оз. Виктория он ограничен Дамара-Кибарским складчатым поясом. С юга к нему примыкает герцинская складчатая область Капид. Данный блок характеризуется сложностью, мозаичностью строения. В его составе выделяется ряд небольших древних жестких блоков-массивов («ядер»), изометричных, иногда ромбовидных очертаний, разделенных узкими линейными относительно молодыми складчатыми поясами или зонами рассланцевания и дробления древних (?) метаморфических пород.

С севера на юг здесь выделяются блоки-массивы: Танганьикский, Замбийский, Малавийский (?), Родезийский, Трансваальский. Первые два из них разделяются складчатым поясом Убендид; второй и третий — складчатым поясом Ирумид. Замбийский блок-массив ограничивается с юга верхнедокембрийской внутриплатформенной складчатой областью Катангид, к югу от которой располагается, возможно, еще один блок-массив, скрытый под песками пустыни Калахари.

Гипотетический Малавийский блок отделяется от Родезийского блока-массива зоной рассланцевания метаморфических пород, известной под названием метаморфической зоны (пояса) Замбези. Аналогичной метаморфической зоной (поясом) Лимпопо Родезийский блок отделяется от Трансваальского блока-массива. Основная, лишенная фанерозойского чехла часть двух последних блоков выделяется обычно под названием Родезийско-Трансваальского щита.

В южной части южного блока Восточно-Африканской платформы (к югу от р. Замбези) докембрийские образования занимают менее половины ее площади. Они слагают здесь лишь «перемычки» между молодыми впадинами — Калахари, Карру, Мозамбикской, выполненными толщами верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Именно подобную «перемычку» — между впадинами Калахари и Карру, с одной стороны, и Мозамбикской впадиной — с другой — представляет собой Родезийско-Трансваальский щит. Центральная (широтная) «перемычка» — между впадинами Калахари и Карру — сложена древнейшими образованиями чехла платформы, выполняющими ряд небольших, но глубоких впадин. Западнее этих впадин в меридиональном направлении протягивается небольшая складчатая система Западного Грикваленда. Наконец, западная «перемычка» — между впадинами Калахари и Карру и Атлантическим океаном — представляет второй выступ фундамента платформы, перекрытый частично чехлом пород верхнего докембрия.

Мозамбикский метаморфический пояс, занимающий восточную часть Восточно-Африканской платформы, характеризуется, как отмечалось,

омоложенным радиометрическим возрастом слагающих его интрузивных и метаморфических образований — различных гнейсов и кристаллических сланцев. Структура пояса весьма сложная, но в целом довольно однородна. В нем не выделяется в связи с этим достаточно ясно различимых структурных элементов.

В состав Мозамбикского пояса должен быть включен, по-видимому, и о. Мадагаскар и соответственно отделяющая его от материка часть океана (область Мозамбикского пролива). Восточная граница пояса должна проходить, следовательно, где-то в западной части Индийского океана. Докембрий Мадагаскара представлен комплексом гнейсов и кристаллических сланцев нижнего-среднего докембрия, не затронутых, однако, последующим омоложением. Как ответвления Мозамбикского пояса могут рассматриваться, возможно, метаморфические пояса Замбези и Лимпопо.

Древнейшими образованиями докембрия Африки являются комплексы фундамента Южно-Африканского блока Восточно-Африканской платформы. С ними мы прежде всего и познакомимся.

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ РОДЕЗИЙСКО-ТРАНСВААЛЬСКОГО ЩИТА

Родезийская часть щита

Большая часть площади Родезийско-Трансваальского щита сложена различными гранитами и гнейсогранитами. На отдельных участках щита развиты также орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты. На этом в основном гранитогнейсовом фоне выделяются многочисленные мелкие синклинории, сложенные интенсивно складчатыми, но умеренно метаморфизованными суперкрустальными образованиями, в составе которых существенную роль играют зеленокаменноизмененные вулканиты. Благодаря приуроченности к этим зеленокаменным синклинориям месторождений золота их называют здесь также золотыми поясами.

Более насыщен зеленокаменными синклинориями северный (Родезийский) блок щита, особенно его центральная часть, по оси которой с юга на север протягивается Великая дайка — наиболее крупная в мире система линейно вытянутых интрузий ультраосновных и основных пород. С этой области, сравнительно хорошо изученной, мы и начнем наше знакомство с нижним докембрием Родезийско-Трансваальского щита.

Ориентировка зеленокаменных синклинориев Родезийского блока весьма своеобразна (рис. 88). Некоторые из них, расположенные в основном в юго-восточной части блока, имеют обычный для складчатых структур линейный характер и выдержанное (юго-запад — северо-восточное) простирание. Но в большинстве своем они концентрически изгибаются вокруг обширных, округлых в плане гранитогнейсовых массивов. Последние часто фигурируют в геологических описаниях под названием гранитогнейсовых куполов.

В строении зеленокаменных синклинориев Родезийского блока принимают участие три комплекса суперкрустальных образований: себаквийский (древнейший), булавайский и шамвайский (рис. 89).

Образования **себаквийского** комплекса распространены незначительно в виде интенсивно перемятых пачек первично-вулканогенных и осадочных пород, включенных в толщи более древних гнейсов. Радиометрический возраст этих древнейших гнейсов основания определен в 3260—3400 млн. лет. В составе себаквийских образований присутствуют филлиты, джеспилиты, кварциты и измененные основные вулканиты с интрузиями ультрабазитов. Мощность этих образований может достигать

нескольких тысяч метров. Но это, несомненно, лишь реликты значительно более мощных толщ. Метаморфизм их умеренный (фация зеленых сланцев). Складчатость и метаморфизм себаквийские породы претерпели еще до образования слоев булавайского комплекса, которые залегают на себаквийских породах трансгрессивно и несогласно.

Следующий по времени формирования — **булавайский** комплекс (зеленокаменный) — является основным компонентом суперкрустальных

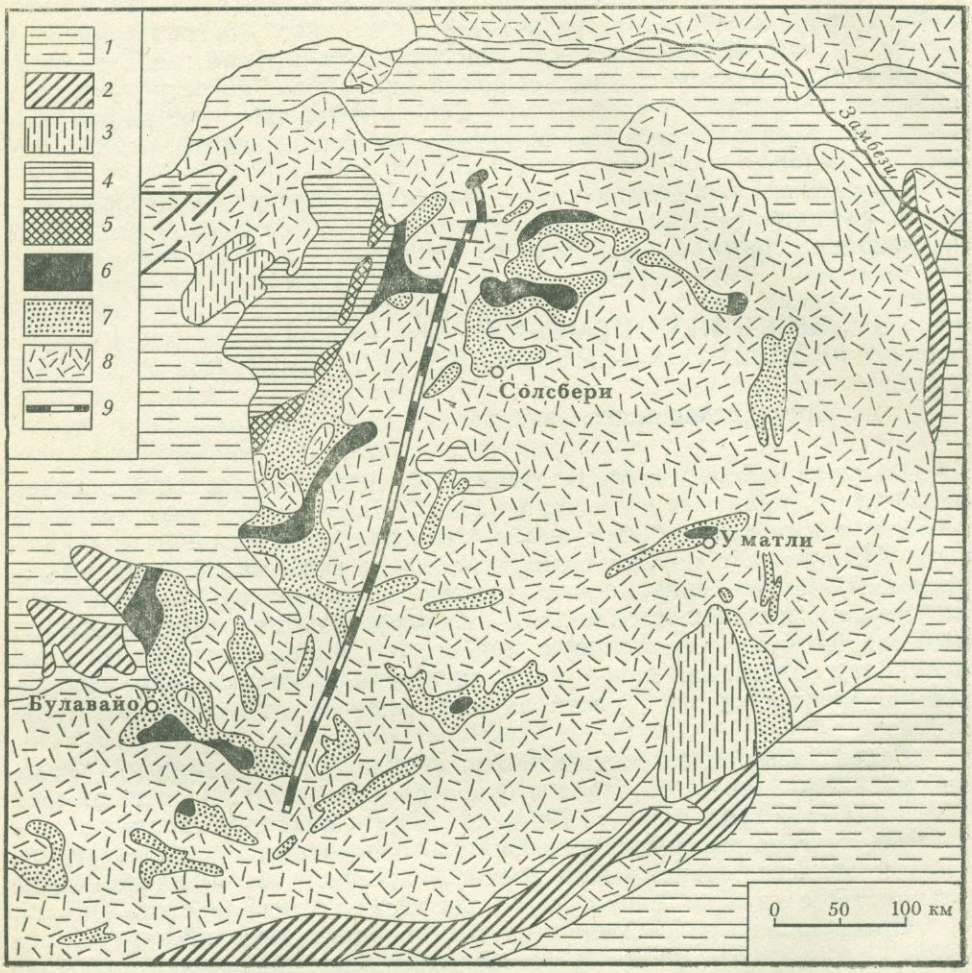


Рис. 88. Геологическая схема Родезийского блока Родезийско-Трансваальского щита. По Дю-Тойту, 1957:

1 — фанерозой; *2* — вулканические породы «системы» Карру; *3—5* — средний докембрий: *3* — «система» Умкондо; *4—5* — «система» Ломагунди (*4* — верхняя, осадочная, *5* — нижняя, вулканогенная свиты); *6—7* — нижний докембрий: *6* — шамвайская «система», *7* — булавайская и себаквийская «системы»; *8* — «молодые» (послешамвайские) граниты и гранитогнейсы комплекса основания; *9* — Великая дайка Зимбабве

образований зеленокаменных синклинориев Родезийского блока. Данный комплекс, достигающий 10—12 км общей мощности, слагается в основном толщами измененных (хлоритизированных, карбонатизированных) вулканических пород основного состава, часто с хорошо выраженной подушечной отдельностью. В небольшом количестве, в основном в верхней части комплекса, встречаются также породы среднего и кислого состава (андезиты, дациты). Вулканические образования прослаиваются выдер-

жанными (прослеживаются на большие расстояния — до 100—150 км) пачками первично-осадочных пород — граувакк, конгломератов, кварцитов, железистых кварцитов (джеспилитов), а в некоторых районах также известняков и доломитов. Местами в подошве и средней части булавайского комплекса распространены мощные толщи конгломерата с гальками гнейсогранитов и пегматитов, имеющих радиометрический возраст 3000—3300 млн. лет.

В районе г. Булавайо в карбонатных породах булавайского комплекса присутствуют строматолиты, являющиеся древнейшими из известных к настоящему времени следов жизнедеятельности известьвыделяющих водорослей.

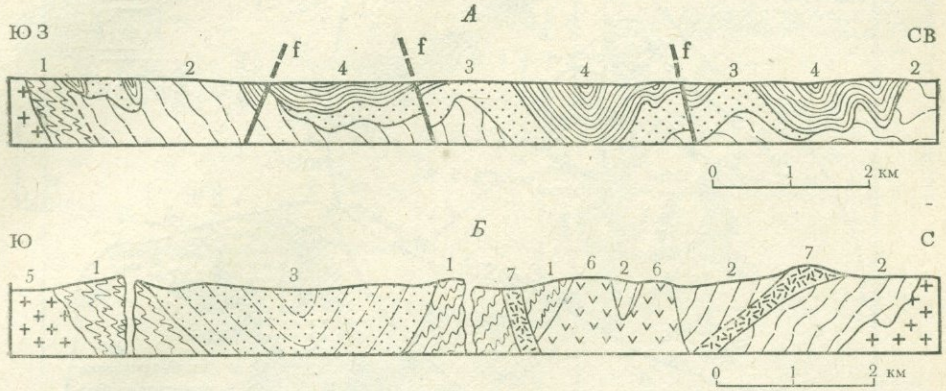


Рис. 89. Суперкрустальные комплексы зеленокаменных синклинориев Родезийского блока. По Дю-Тойту, 1957:

А — синклинорий к югу от Булавайо; *Б* — синклинорий Уматли. *1* — себаквийский комплекс; *2* — булавайский комплекс; *3—4* — шамвайский комплекс; *5* — гранит основания; *6* — кварцевый порфир и фельзит; *7* — долерит

Наиболее молодые суперкрустальные образования фундамента Родезийского блока выделяются в **шамвайский комплекс**, сложенный толщами, до 2000—3000 м общей мощности, слабометаморфизованных преимущественно терригенных пород: кварцевых и аркозовых песчаников, граувакк, конгломератов — реже аргиллитами и глинистыми сланцами, иногда с тонкими прослоями известняков.

Слои шамвайского комплекса связаны в своем распространении с булавайскими, участвуя в строении одних и тех же синклинориев. Но в то же время шамвайские слои залегают на булавайских и себаквийских слоях трансгрессивно и несогласно. Все эти слои, до шамвайских включительно, прорваны многочисленными крупными телами послешамвайских гранитов и жилами пегматитов, с которыми связано образование золотоносных жил. Возраст этих интрузий определяется в 2600—2700 млн. лет.

По радиометрическим данным, формирование себаквийского, булавайского и шамвайского комплексов относится к промежутку времени от 2600 (верхний предел возраста пегматитов, прорезающих шамвайские породы) до 3000—3400 млн. лет (нижний предел возраста гнейсов основания себаквийских пород и нижний предел возраста гранитной гальки из основания булавайских слоев). Таким образом, общая продолжительность периода развития зеленокаменных синклинориев Родезийского блока может быть оценена в 500—600 млн. лет.

По представлению геолога Стоува (Stowe, 1971), в геологической истории зеленокаменных синклинориев и всего Родезийского блока в целом могут быть выделены четыре основных этапа (рис. 90). На первом, догеосинклинальном (по Стоуву), этапе в центральной части блока

сформировались три первичных гнейсовых ядра, слившихся к концу этапа в единый массив — «центральный протократон». К окраинным зонам первичных гнейсовых ядер приурочены реликты пород себаквийского комплекса, вошедшие в конце этапа в состав протократона.

Второй — геосинклинальный — этап начинается с возникновения узких геосинклинальных прогибов, окружающих и пересекающих прото-

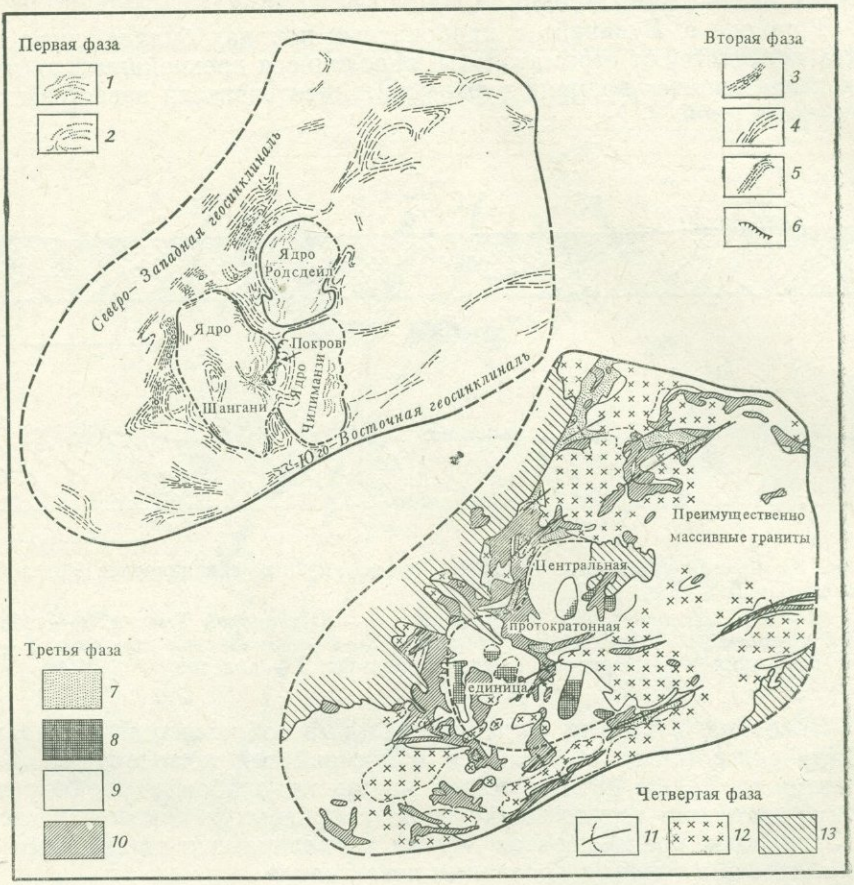


Рис. 90. Геологическое развитие Родезийского кратона. По Стоуву, 1971.

Первая фаза (образования древнейших ядер): *1* — реликты себаквия-I в гнейсах (3400 млн. лет); *2* — себаквий нерасчлененный. Вторая фаза (геосинклинальная): *3* — верхнебулавайские андезиты; *4* — нижний булавайо; *5* — себаквий-II; *6* — надвиговая зона. Третья фаза (образования гнейсовых куполов): *7* — шамвайские отложения (около 2900 млн. лет); *8* — промежуточные согласные интрузии тоналита; *9* — гнейсы (нерасчлененные); *10* — дошамвайские породы зеленокаменных синклинориев. Четвертая фаза (раннекратонная): *11* — простирания послешамвайских складок; *12* — постшамвайские граниты (2700—2300 млн. лет); *13* — покров мезокайнозойских отложений

кратон. Эти геосинклинальные прогибы проходят сложный путь развития. Они заполняются толщами лав и других образований булавайского комплекса, неоднократно подвергавшимися интенсивному смятию и внедрению интрузий основного и ультраосновного состава.

Начало третьего этапа — образования гнейсовых куполов — совпадает с последней стадией накопления булавайских пород. В дальнейшем этот этап охватывает время формирования слоев шамвайского комплекса. Древний гнейсовый комплекс ядер протократона гранитизируется (подвергается плавлению с образованием гранитного расплава). Этот

расплав вызывает поднятие гнейсовых ядер (гнейсовых куполов), вдоль границ которых он выступает местами на поверхность в виде андезитовых излияний конца булавайского времени. Одновременно по периферии воздымающихся гнейсовых куполов возникает система прогибов, в которых накапливаются породы шамвайского комплекса. Материал этих пород поступает из областей воздымания и соответственно размыва гнейсовых куполов. В заключительную фазу данного этапа, отчасти и на

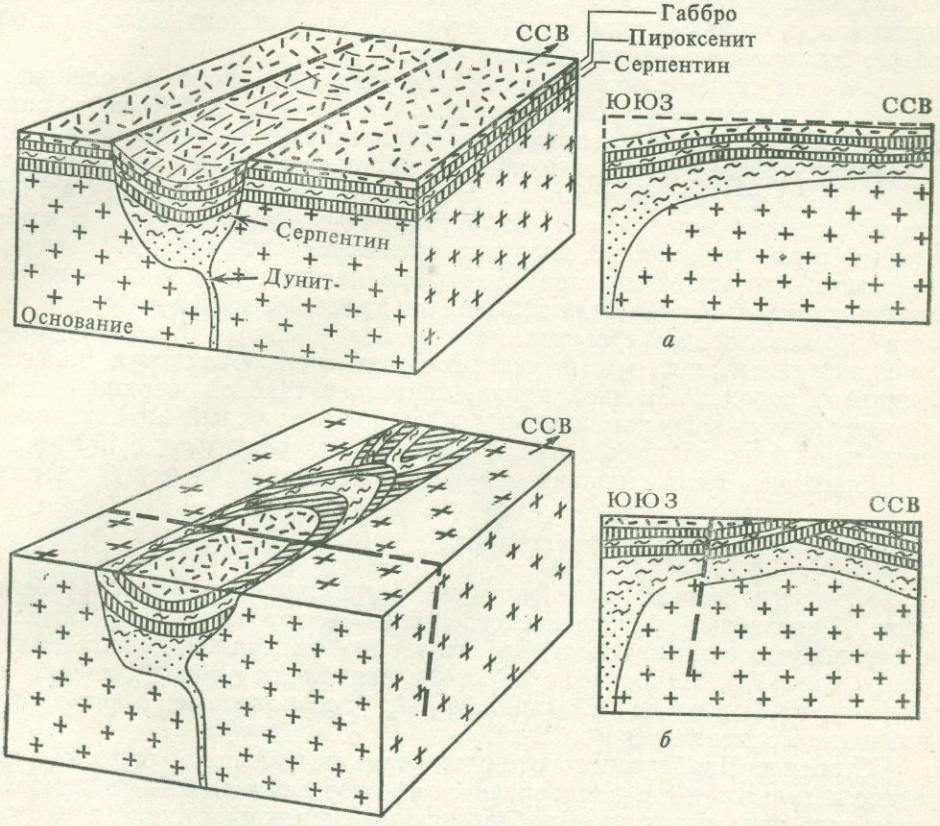


Рис. 91. Схема развития Великой дайки. По Махеусу, 1968:

а — блок-диаграмма и продольный профиль интрузивного тела в момент его образования; породы кровли интрузии сняты; *б* — то же в настоящее время

всем его протяжении, шамвайские породы подвергаются складчатости.

На четвертом — раннекратонном — этапе центральная часть Родезийского блока приходит в стабильное состояние. Но по его периферии смятие шамвайских пород еще продолжается. Гранитизация гнейсового фундамента достигает апогея и огромные массы гранитов внедряются в шамвайские и более древние образования зеленокаменных прогибов.

Последним событием в геологической истории Родезийского блока, связанным, вероятно, с развитием его зеленокаменных синклинориев, является образование Великой дайки. Великая дайка Зимбабве протягивается с юга на север на 500 км через весь Родезийский блок, при ширине от 3 до 11 км (см. рис. 89). Она сформировалась после смятия в складки шамвайских пород и внедрения послешамвайских гранитов и сечет все структуры зеленокаменных синклинориев. По последним радиометрическим данным, возраст Великой дайки оценивается в 2500—2600 млн. лет с возможным нижним пределом в 2800 млн. лет. Она образовалась, следовательно, непосредственно вслед за эпохой шамвай-

ской складчатости и внедрением связанных с ней гранитных интрузий.

По новейшим данным, Великая дайка представляет собой цепочку из четырех слившихся лополитообразных интрузий, подобных лополитам Садбери и Маскокс Канадского щита, приуроченных к одной протяженной зоне разломов. Предполагается, что первоначально лополиты Великой дайки занимали значительно более широкую зону (до 60—80 км), но верхняя часть этих интрузий была уничтожена вспоследствии размывом, и от них осталась только узкая корневая зона, которая и образует современную Великую дайку (рис. 91).

Великая дайка слагается породами ультраосновного и основного состава, непосредственно перед внедрением которых в той же области сформировались огромные массы послешамвайских гранитов. Основные и ультраосновные расплавы проникали на поверхность и в верхние слои земной коры на первом и втором из намеченных Стоувом (см. рис. 90) этапов развития зеленокаменных прогибов Родезийского блока. В конце второго этапа излияния и интрузии сменяются излияниями среднего (андезиты) и кислого состава и, наконец, на четвертом этапе — интрузиями гранитов. В цепи этих событий внедрение расплава, за счет которого образовались ультраосновные и основные породы Великой дайки, начинают новый цикл магматических проявлений. Магматизм, запечатленный в породах Великой дайки, повторяет таковой первых этапов формирования зеленокаменных прогибов. Но этот новый магматический цикл, в отличие от предыдущего, дальнейшего развития не получил и с завершением формирования интрузий Великой дайки как бы заглох.

Трансваальская часть щита

Немногочисленные зеленокаменные синклинории Трансваальской части Родезийско-Трансваальского щита имеют линейный характер и группируются в несколько зон юго-запад — северо-восточного простирания (рис. 92). Наиболее крупными и наиболее изученным из них является Барбертонский синклинорий, расположенный в юго-восточной части Трансваальского блока.

Строение Барбертонского синклинория выявлено с большой степенью детальности и рассматривается некоторыми геологами как модель подобного рода структур. Барбертонский синклинорий, как и другие зеленокаменные синклинории Трансваальского блока, вытянут (примерно на 130 км) с юго-запада на северо-восток. Синклинорий имеет характерную клиновидную форму (рис. 93). На северо-востоке он сужен до 8—10 км, а на юго-западе расширяется до 50 км и здесь как бы разветвляется на большое число узких пальцевидных отростков. Он выполнен толщей суперкрустальных и пластовых интрузивных образований до 22 500 м общей мощности, составляющих «систему» Свазиленд. Все эти образования регионально метаморфизованы, но, за исключением зон контактов с прорывающими их гранитами, в слабой степени (фация зеленых сланцев). Благодаря этому породы хорошо сохранили первичные признаки, что позволяет их описывать, пользуясь обычной номенклатурой осадочных и вулканических пород.

«Система» Свазиленд Барбертонского синклинория разделяется на три серии слоев: Онвервахт, Фиг-три (фигового дерева) и Модис.

Нижняя из этих трех серий (Онвервахт) представляет циклически построенный комплекс вулканических и пластовых интрузивных образований до 16 000 м общей мощности. Осадочные породы — различные кремнистые образования — играют в нем подчиненную роль. В нижней своей трети он сложен циклическим чередованием ультраосновных (перидотитов, пироксенитов) и основных (базальтов) пород и их пиро-

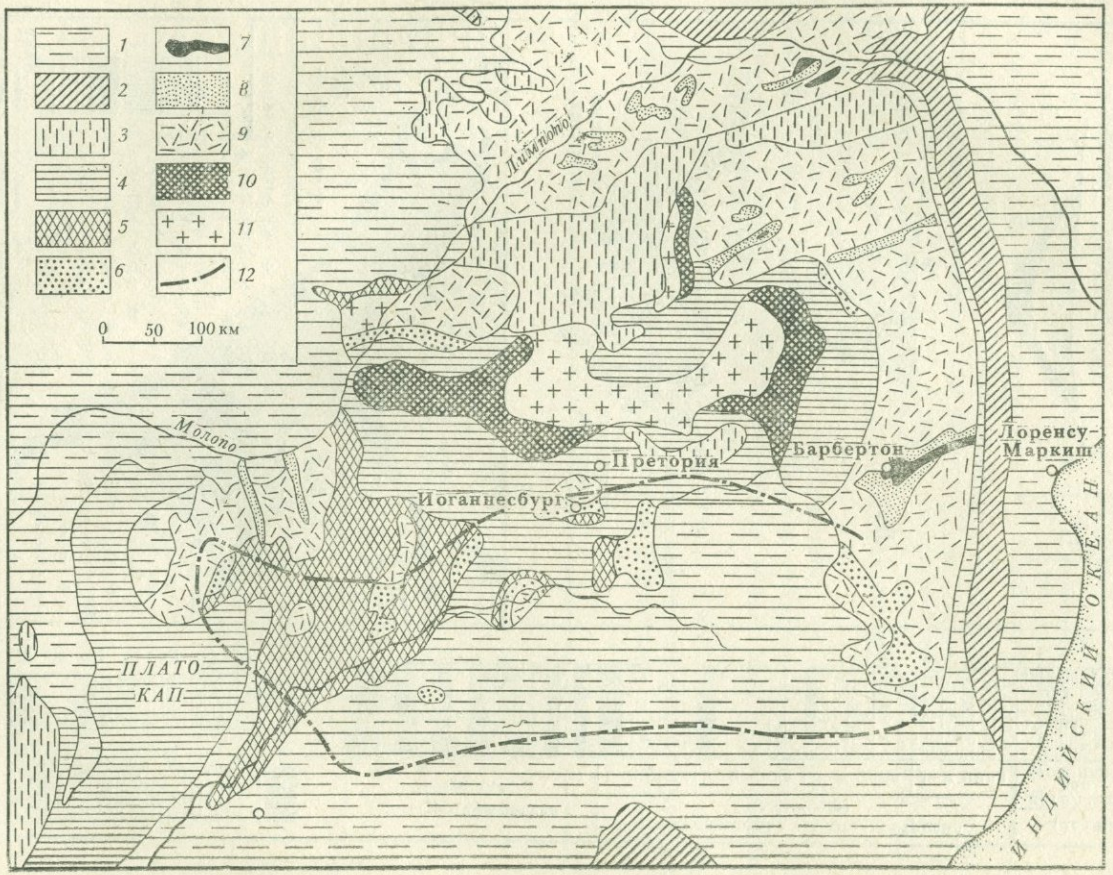
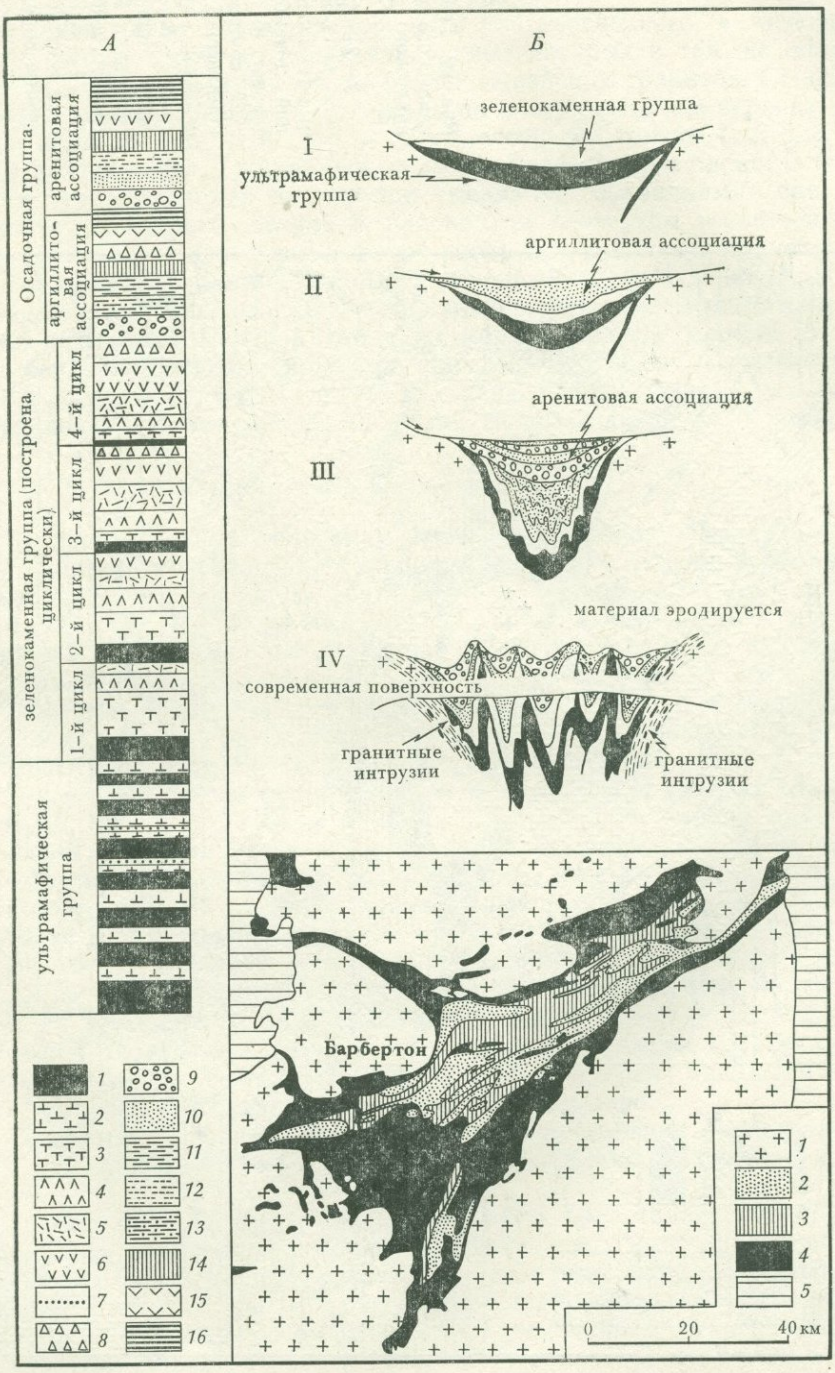


Рис. 92. Геологическая схема Трансваальского блока Родезийско-Трансваальского щита. По Дю-Тойту, 1957:

1—2 — фанерозойские образования: *1* — осадочные, *2* — вулканогенные (комплекса Карру); *3—5* — средний докембрий: *3* — комплексы Ватерберг и Матсап, *4* — трансваальский комплекс, *5* — вентерсдорпский комплекс; *6* — нижний — средний докембрий: витватерсрандский комплекс; *7—8* — нижний докембрий: *7* — серия Модис, *8* — серии Фиг-три и Онервахт; *9* — «молодые» граниты и гранитогнейсы комплекса основания; *10—11* — бушвельдский интрузивный комплекс: *10* — основные и ультраосновные породы, *11* — красный гранит; *12* — граница области накопления пород витватерсрандского комплекса

кластов. Выше в составе комплекса появляются породы среднего состава (андезиты) и еще выше — кислого состава (дациты, риолиты), циклически переслаивающиеся с основными и отчасти также ультраосновными породами.

Вулкано-плутонический комплекс серии Онвервахт согласно перекрывается преимущественно осадочным комплексом серии Фиг-три. Последняя имеет в основном глинистый характер. Она слагается граувакками и темными глинистыми сланцами с прослоями кремнистых



пород, джеспилитов, вулканических туфов трахито-андезитового состава, изредка также конгломератов и вулканических пород (трахитов). Общая мощность пород серии достигает 3000 м.

В кремнистых породах серии Фиг-три обнаружены древнейшие из известных на Земле остатки организмов — микроскопические образования, напоминающие некоторые бактерии и одноклеточные водоросли.

После накопления пород серии Фиг-три произошла незначительная деформация слоев, сопровождавшаяся поднятием и размывом. В связи с этим слои вышележащей серии Модис залегают на подстилающих ее породах несогласно, хотя и в том же общем структурном плане.

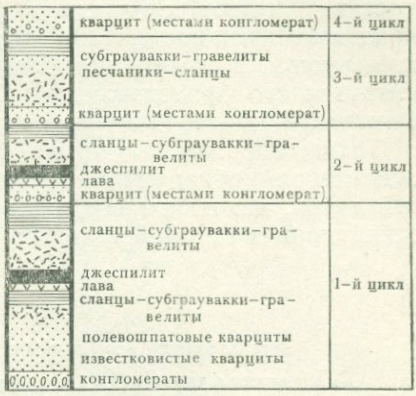


Рис. 94. Циклическая седиментация в слоях группы Модис Барбертонского синклинория. Общая мощность слоев разреза около 3500 м. По Анхеуссеру, 1971

Серия Модис, достигающая 3500 м мощности, имеет в целом грубообломочный состав. Она сложена циклическим переслаиванием конгломератов, граувакк, кварцитов, глинистых сланцев, джеспилитов, образующих в совокупности три крупных осадочных цикла (рис. 94).

После накопления пород серии Модис все слои «системы» Свазиленд были смяты в складки, разбиты крутыми надвигами на чешуйчато и веерообразно расположенные пластины и интрудированы одновременно многочисленными телами различных гранитоидов, древнейшие из которых внедрились, по радиометрическим данным, 3000—3400 млн. лет назад. Таким образом, «система» Свазиленд относится к древнейшим образованиям зеленокаменных синклинориев Родезийско-Трансваальского щита.

Состав и строение «системы» Свазиленд Барбертонского синклинория сходны с составом и строением суперкрустальных и интрузивных образований зеленокаменных синклинориев Родезийского блока. Серия

Рис. 93. Схема-модель развития архейского зеленокаменного пояса типа Барбертонского синклинория. По Анхеуссеру, 1971.

А — гипотетический стратиграфический разрез: *1* — перидотиты; *2* — базальт; *3* — толеитовый базальт; *4* — андезит; *5* — дацит; *6* — риодацит и риолит; *7* — кремнистый туф; *8* — кремень; *9* — конгломерат; *10* — кварцит; *11* — грауваккa; *12* — субграувакка; *13* — грауваккoвый гравелит; *14* — сланец; *15* — вулканиты и пирокласты; *16* — железистые кварциты (джеспилиты).

Б — последовательные фазы развития: I фаза — накопление ультрамафического и зеленокаменного материала в прогибе тонкой непрочной первичной коры, частично сиалической (?); II фаза — накопление осадочной аргиллитовой ассоциации в условиях начинающейся эрозии сопредельных районов; погружение усиливается, начинается слабое гравитационное скольжение и воздымание глубинного гранитного материала; III фаза — накопление осадочной аренитовой ассоциации; гравитационное скольжение усиливается; усиливается воздымание гранитного материала, вызывающее сдавливание прогиба; IV фаза — прогиб замыкается, вдоль его краев выполняющий его материал ассимилируется гранитом, развивается гравитационная складчатость и скольжение, часть выполнения прогиба, выжатая вверх, эродируется.

В — геологическая схема Барбертонского синклинория: *1* — различные гранитные породы; *2—4* — комплекс Свазиленд: *2* — группа Модис, *3* — группа Фиг-три; *4* — группа Онвервахт; *5* — фанерозой

Онвервахт сравнивается при этом с булавайским комплексом, а комплекс пород серии Модис — с шамвайским. Серия Фиг-три может найти своего аналога в верхней части булавайских пород. При общем сходстве имеются, однако, и существенные различия в характере данных (родезийских и барбертонских) образований. Булавайский комплекс Родезийского блока представляет собой типичную осадочно-вулканогенную толщу, в которой интрузивные компоненты (основного и ультраосновного состава) играют подчиненную роль. Нижняя же часть онвервахтского комплекса мощностью 6000—7000 м является вулкано-плутоническим комплексом, в составе которого преобладают породы (ультраосновные) интрузивного происхождения. Состав и строение нижней части серии Онвервахт больше напоминает таковые Великой дайки (см. рис. 91).

Таким образом, на первой стадии своего развития Барбертонский синклинорий обнаруживает значительное сходство с развитием Великой дайки, даже большее, возможно, чем с развитием зеленокаменных синклинориев Родезийского блока.

НИЖНИЙ (?) ДОКЕМБРИЙ МОЗАМБИКСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА

Мозамбикский метаморфический пояс там, где отсутствует чехол фанерозойских отложений, слагается комплексом глубоко метаморфизованных (в амфиболитовой и гранулитовой фациях) суперкрустальных пород, прорванных многочисленными телами гранитов. Как уже отмечалось, радиометрический возраст этих пород оказывается большей частью сравнительно молодым (500—1200 млн. лет). Однако наличие отдельных датировок, дающих возраст свыше 2500 и даже 3000 млн. лет, наряду с глубоким метаморфизмом пород и их общим сходством с достоверно нижнедокембрийскими толщами Мадагаскара позволяет относить их к нижнему докембрию и считать, что их радиометрический возраст является омоложенным.

По своему облику породы Мозамбикского пояса близки к гнейсам и кристаллическим сланцам Унгавского кратона провинции оз. Верхнего и аналогичным породам провинции Гренвилл Канадского щита. Они обнаруживают также определенное сходство с гнейсами и кристаллическими сланцами беломорского комплекса Балтийского щита.

В составе нижнедокембрийских образований Мозамбикского пояса может быть установлена определенная последовательность различных по составу метаморфических комплексов. Намечается такой их ряд (снизу вверх): существенно гнейсовый комплекс, гнейсово-кварцито-гранулитовый, гнейсово-кварцито-карбонатный и гнейсово-амфиболитовый. Наиболее распространены из них второй и третий (рис. 95).

Наиболее древний — гнейсовый — комплекс представлен гранат-дистеновыми гнейсами, гранулитами и слюдисто-дистеновыми кристаллическими сланцами. Следующий — гнейсово-кварцито-гранулитовый комплекс сложен силлиманитовыми и другими гнейсами, гранулитами, кварцитами, джеспилитами и различными кристаллическими сланцами. Вышележащий гнейсово-кварцито-карбонатный комплекс выделяется присутствием графитовых сланцев, кварцитов и мощными пластами мраморов. Слои этого комплекса залегают, по-видимому, несогласно на более древних толщах Мозамбикского пояса. Наконец, верхний — гнейсово-амфиболитовый комплекс слагается биотитовыми и рогово-обманковыми гнейсами, кварцитами и амфиболитами. Породы комплекса прорваны гранитами, чарнокитами, а также телами основных и ультраосновных пород.

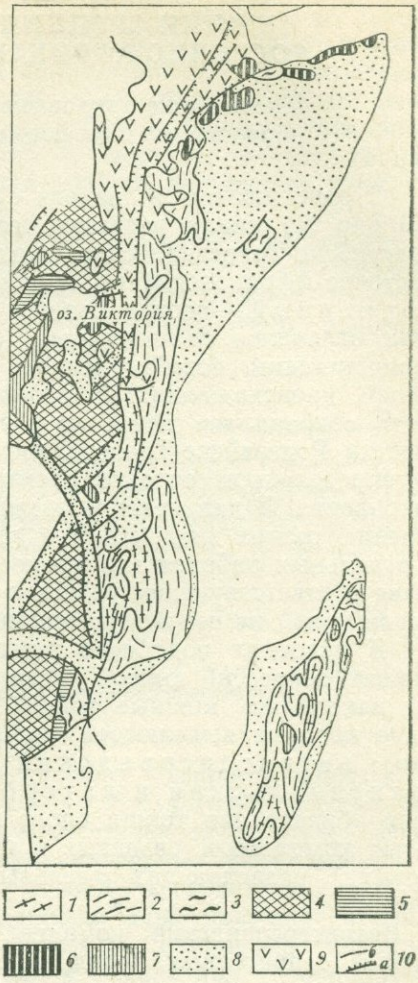


Рис. 95. Схема строения Мозамбикского пояса. По Елизарьеву и Чикову, 1973, несколько схематизированно:

1—3 — нижний докембрий; *1* — гнейсово-гранулитовый комплекс, *2* — гнейсово-кварцито-карбонатный комплекс, *3* — нерасчлененный нижний докембрий; *4* — нижний докембрий вне Мозамбикского пояса; *5* — средний докембрий; *6—7* — верхний докембрий: *6* — складчатый и метаморфизованный (Аравийского складчатого пояса), *7* — нескладчатый (Восточно-Африканской платформы); *8—9* — фанерозой: *8* — осадочные, преимущественно терригенные образования; *9* — вулканогенные образования; *10* — разрывы (*10а* — сбросы восточноафриканских грабенов)

Возможно, что приведенная стратиграфическая схема подвергнется существенным коррективам, но она дает четкое представление о характере метаморфических толщ Мозамбикского пояса и говорит о стратифицированности данных метаморфических образований, допускающей их стратиграфическое расчленение с выделением хорошо прослеживающихся толщ слоев. Первичный характер многих гнейсов и кристаллических сланцев Мозамбикского пояса остается неясным. Несомненно, однако, что основная их масса возникла за счет различных осадочных, преимущественно терригенных, отчасти вулканогенных пород и, по-видимому, материала пластовых интрузий (силлов) основного состава. Первично-интрузивные образования, превращенные в амфиболиты, широко распространены в верхнем — гнейсово-амфиболитовом — комплексе рассматриваемой метаморфической толщи.

Суперкрустальные образования, из которых возникли кристаллические сланцы и гнейсы Мозамбикского пояса и его ответвлений (метаморфических поясов Замбези и Лимпопо), накапливались, вероятно, одновременно с породами, слагающими зеленокаменные синклинории Родезийско-Трансваальского щита. Первичный — осадочный и вулканогенный — материал данных образований заполнял широкие протяженные прогибы, испытавшие глубокое погружение, а затем интенсивную складчатость, воздействие интрузий и общий глубокий региональный метаморфизм. Последний был связан, по-видимому, с погружением днища прогибов в глубокие недра земной коры. И лишь последующее поднятие вывело глубоко метаморфизованные толщи Мозамбикского пояса на дневную поверхность.

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИЙ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Древнейшие покровные (протоплатформенные) образования платформы

С завершением в начале позднего нижнего докембрия (докембрия II) цикла развития зеленокаменных синклинориев область Родезийско-Трансваальского щита, возможно, и весь южный блок Восточно-Африканской платформы, вступают в новый — протоплатформенный — период своего развития. Этот протоплатформенный этап отличался значительным своеобразием. Он характеризовался периодическим возобновлением разнонаправленных блоковых движений, происходивших по разломам, по многим из которых подвижность сохранялась длительное время. При этом то одни, то другие участки Родезийско-Трансваальского щита погружались и становились на определенном отрезке времени областями интенсивного осадконакопления. В дальнейшем последующие движения приводили к возникновению резких дислокаций в ранее сформировавшихся толщах слоев. В отдельных районах эти процессы протекали столь активно, что развитие соответствующих участков щита приобретало не вполне типично выраженный, но все же геосинклинальный характер.

В условиях подобного режима в ряде последовательно возникавших депрессий южной части Восточно-Африканской протоплатформы накопились мощные толщи суперкрустальных образований, в составе которых выделяются четыре крупных комплекса слоев («системы»): витватерсрандский (древнейший), вентерсдорпский, трансваальский и ватербергский. Сходные по составу и времени образования толщи слоев присутствуют также в составе складчатых комплексов, развитых в пределах складчатых поясов (Убендид, Ирумид), разделяющих отдельные блоки-массивы северной части платформы.

Витватерсрандский комплекс представлен мощной (до 7500 м) толщей терригенных пород, в основном континентального происхождения: речных, озерных, ледниковых (?), отчасти, возможно, и морских. Эти образования выполняют обширную неправильных очертаний впадину у южной окраины Родезийско-Трансваальского щита, перекрытую на юге отложениями верхнепалеозойского комплекса Карру (см. рис. 92).

В основании витватерсрандского комплекса выделяется незначительная по мощности (250—300 м) свита вулканических, отчасти также осадочных пород Доминион-риф, которая рассматривается иногда как самостоятельная «система», подстилающая витватерсрандскую. Радиометрический возраст этих древнейших протоплатформенных образований (вулканических пород свиты Доминион-риф) определяется в 2700—2800 млн. лет.

Свита Доминион-риф сложена кислыми вулканическими породами (кварцевыми порфирами, риолитами), в основании которых развита обычно пачка осадочных пород до 100 м мощности, представленная переслаиванием кварцитов и сланцев с прослоями золотоносных конгломератов, образующих золотоносный пласт Доминион-риф.

Свита Доминион-риф развита лишь на отдельных участках Витватерсрандского бассейна и трансгрессивно перекрывается более высокими слоями витватерсрандского комплекса. Основная часть последнего слагается переслаивающимися пачками различно окрашенных глинистых сланцев и светлых (серых, желтоватых, зеленых) кварцитов. В нижней половине этой толщи преобладают по мощности сланцы; в верхней — резко доминируют кварциты. Во всем разрезе встречаются

незначительные прослои карбонатных пород (известняков, доломитов), основных вулканических пород (мандельштейнов) и прослои золотоносных и одновременно урагоносных конгломератов — так называемых рифов. Обычно рифы обогащены также обломочными зернами пирита (рис. 96). В нижней части разреза встречаются пачки тонкослоистых железистых кварцитов (джеспилитов), а местами развит горизонт конгломерата, которому приписывается обычно ледниковое происхождение.

После образования витватерсрандского комплекса наступает длительный перерыв в осадконакоплении, в течение которого отложения комплекса были несколько деформированы, подверглись денудации и лишь после этого на их размытой поверхности стали отлагаться слои следующего вентерсдорпского комплекса.

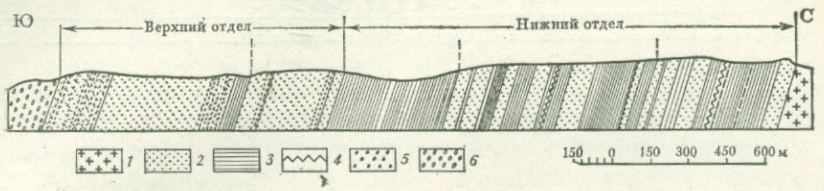


Рис. 96. Разрез витватерсрандского комплекса в Центральном Ранде. По Дю-Тойту, 1957:

1 — древний гранит; *2* — кварциты; *3* — сланцы; *4* — «смятые слои»; *5* — конгломераты (ранды); *6* — вентерсдорпские мандельштейны

Слои **вентерсдопского** комплекса широко распространены к западу от Витватерсрандского бассейна, но отсутствуют в восточной части последнего. Вентерсдорпский комплекс достигает 2000—3000 м мощности и слагается в основном вулканическими породами. В его составе преобладают основные лавы (базальты, андезиты), а также их туфы и пирокласты. Встречаются, иногда даже получают преобладающее развитие, кислые породы (фельзиты, кварцевые порфиры). Вулканические породы перемежаются с осадочными породами — конгломератами, песчаниками, сланцами, образующими пачки в десятки, а иногда и сотни метров мощности.

После эпохи вулканической деятельности, отмеченной излияниями андезитобазальтовых лав вентерсдорпского комплекса, произошли тектонические движения, в результате которых слои как данного комплекса, так и витватерсрандского были деформированы многочисленными разломами и связанными с ними флексурообразными изгибами слоев. После этой деформации витватерсрандские образования были приподняты и в значительной мере денудированы. Лишь затем на их размытой поверхности трансгрессивно стали отлагаться базальные слои следующего вверх по разрезу трансваальского комплекса.

Трансваальский комплекс распространен значительно шире более древних протоплатформенных образований. Он выполняет обширную широтно вытянутую Трансваальскую мульду, ось которой проходит несколько севернее оси Витватерсрандской впадины. Центральная часть этой мульды заполнена интрузивными породами бушвельдского комплекса (рис. 97, *А*). Отсюда трансваальские отложения прослеживаются далеко к западу, где они слагают обширное плато Кап (рис. 97, *В*). Затем, резко погружаясь, они участвуют в строении складчатой системы Западного Грикваленда.

В отличие от витватерсрандского и вентерсдорпского комплексов трансваальский комплекс слагается в основном морскими образованиями, в составе которых присутствует мощная толща известняков

и доломитов. Повсеместно трансваальский комплекс подразделяется на три свиты слоев: нижнюю — базальных кварцитов и конгломератов, среднюю — карбонатную и верхнюю — кварцито-сланцевую. В пределах Трансваальской мульды нижняя из них называется свитой Блэк-риф, средняя — доломитовой свитой и верхняя — свитой Претория.

Базальная свита Блэк-риф максимальной мощности (до 750 м) достигает в восточном борту Трансваальской мульды, где кварциты этой свиты слагают вершину уступа Драконовых гор (рис. 97, *Б*).

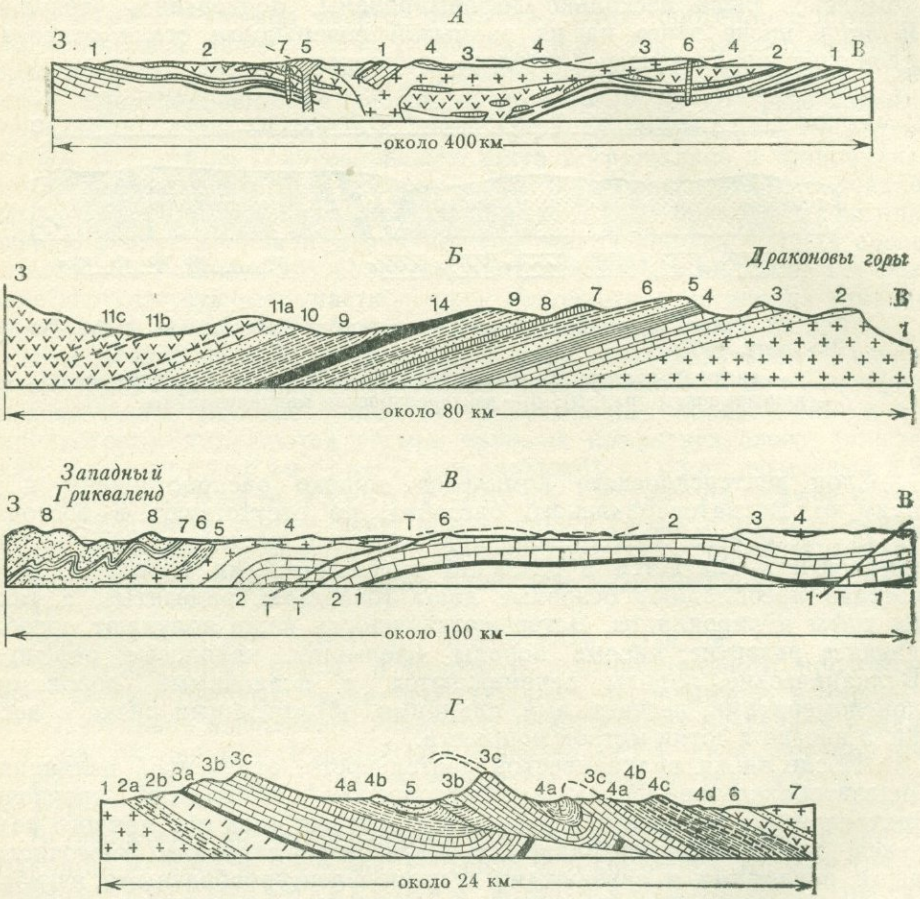


Рис. 97. Трансваальский комплекс Родезийско-Трансваальского щита. По Дю-Тойту, 1957.

А — бушвельдский интрузивный комплекс: *1* — слои трансваальского комплекса с силлами диабаза (черное); *2—3* — бушвельдский комплекс (*2* — норит, *3* — красный гранит); *4* — породы кровли интрузии (ройбергская группа); *5—6* — послебушвельдские вулканические и субвулканические породы; *7* — кимберлитовая трубка.

Б — трансваальский комплекс восточного крыла Трансваальской впадины: *1* — древний гранит; *2* — свита Блэк-Риф; *3* — доломитовая свита; *4—10* — свита Претория; *11* — норит (*11a* — диабазовое основание, *11b* — хромитовый горизонт, *11c* — платиноносный горизонт).

В — трансваальский комплекс плато Кап и Западного Гриквеленда: *1* — свита Блэк-риф; *2* — свита Кемпбелл-Ранд (доломитовая); *3—5* — свита Претория: *3* — нижнегрикватаунские слои, *4* — вулканиты Онгелук, *5* — верхнегрикватаунские слои; *6—8* — свита Матсап; Т — надвиги.

Г — трансваальский комплекс северо-западного крыла Трансваальской впадины: *1* — древний гранит; *2а* — комплекс витватерсранд; *2b* — вулканиты вентерсдорп; *3—4*—трансваальский комплекс; *5* — песчаники Ватерберг; *6—7*— бушвельдский комплекс (*6* — норит, *7* — красный гранит)

К западу мощность свиты быстро уменьшается. Свита Блэк-риф сложена массивными светлыми кварцитами с незначительными прослоями глинистых сланцев. В основании свиты располагается обычно слой золотоносного кварцевого конгломерата с темным цементом (отсюда название), заключающий зерна пирита и углистое вещество. Данный слой сходен с золотоносными конгломератами (рифами) витватерсрандского комплекса.

Свита Блэк-риф с постепенным переходом перекрывается доломитовой свитой — мощной (до 2000 м) толщей магнезиальных (доломитовых), на западе (Западный Гриквеленд) почти чистых известняков с прослоями и линзами кремней, особенно обильными в верхней части свиты. В западном и северо-западном бортах Трансваальской мульды в самом верху доломитовой свиты развита толща железистых кварцитов (джеспилитов) до 200—300 м мощности, которой подчинены крупные залежи железной руды (рис. 97, *Г*).

Верхняя свита трансваальского комплекса — свита Претория слагается троекратным чередованием мощных пачек глинистых сланцев с несколько менее мощными пачками кварцитов, в нижней из которых присутствуют пласты кремнистого железняка. Примерно в средней части свиты в юго-восточном и южном бортах Трансваальской мульды прослеживается горизонт плотных и миндалекаменных андезитовых лав, достигающий в юго-западной части мульды 1000—1500 м мощности. В пределах Трансваальской мульды во всей толще слоев свиты Претория встречаются многочисленные силлы диабазов (рис. 97, *А, Б*). Перекрывается свита Претория толщей норитов бушвельдского интрузивного комплекса.

В Западном Гриквеленде верхняя часть трансваальского комплекса известна как свита Гриквтаун. Нижняя часть этой свиты, до 750 м мощности, слагается полосчатыми (белыми, коричневыми, красными, черными) железистыми кварцитами и кремнистыми породами (яшмами) с прослоями известняков. Средняя часть свиты представлена толщей андезитовых лав до 1000 м мощности (вулканические слои Онгелук), подобных лавам свиты Претория. В основании этих лав прослеживается местами горизонт валунного конгломерата, которому приписывается ледниковое происхождение (гриквтаунский тиллит). Над лавами среднего горизонта свиты встречается местами толща железистых кварцитов и яшм, подобная нижним слоям свиты. Свита Гриквтаун с подстилающими ее слоями смята в крутые складки меридионального простирания, образующими складчатую систему Западного Гриквеленда (рис. 97, *В*). Развитие прогиба Западного Гриквеленда имело геосинклинальный характер и напоминает развитие отдельных участков Циркумунгавского пояса Канадского щита.

Как уже отмечалось, трансваальский комплекс в пределах одноименной мульды прорван и перекрывается дифференцированным бушвельдским комплексом интрузивных пород. Основание чашеобразного тела этого комплекса сложено норитом, заключающим горизонты ультраосновных хромито- и платиноносных пород (рис. 97, *А, Б*). Верхняя часть комплекса слагается красным гранитом, выполняющим ядро Трансваальской мульды. Местами на поверхности гранита сохранились обрывки кровли интрузии.

После внедрения бушвельдского интрузива, которое, по радиометрическим данным, имело место около 2000 млн. лет назад, или, возможно, одновременно с этим внедрением слои трансваальского комплекса подверглись дислокации. В это время оформилась в основном современная структура Трансваальской мульды, местами очень простая, местами осложненная резкими складчатыми и разрывными нарушениями, вплоть до пологих надвигов амплитудой в несколько километров (рис. 97, *Г*).

После длительного, по-видимому, периода поднятия и денудации, обнажившей интрузивные породы бушвельдского комплекса, на размытой поверхности этих пород и на всех слоях, которые ими прорываются, началось в континентальных условиях накопление мощных толщ красноцветных песчаников, широко распространенных в центральной части Восточно-Африканской платформы. В различных районах они выделяются под разными названиями (Ватерберг, Матсап, Умкондо). Нижняя их часть выделяется иногда в особую «систему» Лоскоп.

Литологический характер всех этих образований (системы Ватерберг) довольно однообразен. Это пурпурные, коричневые, красно-бурые, реже темные или светлые песчаники и кварциты с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов, с одной стороны, и глинистых сланцев — с другой, общая мощность которых может достигать 2000—3000 м. В Западном Гриквaленде в средней части этой песчаной толщи присутствует горизонт вулканических пород (лав, вулканических брекчий и туфов) до 600 м мощности.

В районе Трансваальской мульды и к северу от нее рассматриваемые красноцветные песчаники залегают очень спокойно. Но в большинстве других районов, в Западном Гриквaленде в частности (см. рис. 97, *В*), они довольно сильно дислоцированы. Это связано, по-видимому, с тем, что данные образования накоплялись большей частью в своеобразных приразломных прогибах (подобных прогибу Гриквaленда), легко поддававшихся смятию при каждой новой активизации тектонических движений. Особенно сильному смятию и метаморфизму эти слои подверглись в прогибе, вытянутом вдоль среднего течения р. Лимпопо, к югу от нее. Данный прогиб входит в метаморфический пояс Лимпопо, разделяющий Родезийский и Трансваальский блоки Родезийско-Трансваальского щита. Смятие выполняющих его отложений связано, по-видимому, с одной из эпох активизации этой древней зоны разломов.

Накоплением этих красноцветных песчаников заканчивается формирование протоплатформенного чехла Восточно-Африканской платформы. Время их формирования точно не установлено. По-видимому, оно приходится на докембрий IV (2000—1500 млн. лет). Таким образом, рассматриваемый комплекс протоплатформенных образований формировался на протяжении около 1000 млн. лет. В дальнейшем на долгое время, вплоть до конца палеозойской эры (200—250 млн. лет назад), южный блок Восточно-Африканской платформы становится в основном областью денудации.

Каждый из стратиграфических комплексов, слагающих протоплатформенную часть чехла Восточно-Африканской платформы, отвечает крупному циклу осадконакопления или вулканической деятельности (вентерсдорпский комплекс). Эти циклы протекали каждый раз в новой структурной обстановке и завершались деформацией слоев и общим воздыманием области их накопления. Но на протяжении всех этих циклов общий характер накапливающихся осадков на всей известной площади их распространения оставался постоянным и однообразным. Накапливались в основном песчаные породы кварцевого состава, которые временами переслаивались с толщами алевролитов и глинистых сланцев. Карбонатные породы существенное значение имеют лишь в составе трансваальского комплекса, где с ними ассоциируются железистые породы джеспилитового типа. Последние характерны также для витватерсрандского комплекса. Подчиненную роль среди рассматриваемых образований играют грубообломочные породы, представленные обычно мелкогалечными кварцевыми конгломератами. Подобные конгломераты, обычно золотоносные (рифы), наиболее распространены в верхней части витватерсрандского комплекса.

Протоплатформенные образования Восточно-Африканской платформы во многом напоминают гуронские образования Канадского щита, на что неоднократно обращали внимание многие исследователи. Это сходство выражается, в частности, в присутствии в рассматриваемых слоях Южной Африки (в рифах витватерсрандского комплекса) обломочных зерен уранинита и пирита, свидетельствующих, возможно, о бескислородной атмосфере того времени. Как и в слоях гурона (формация Гауганда), в древнейших покровных образованиях Южной Африки отмечаются также слои диамиктитов, возможно, ледникового происхождения.

Поскольку значительных количеств более древних первично-осадочных пород существенно кварцевого состава в пределах Восточно-Африканской платформы неизвестно, следует думать, что толщи кварцитов рассматриваемых отложений образовались за счет разрушения более древних пород гранитного состава, содержащих в достаточном количестве зерна кварца. Но кварцевые пески составляют всегда лишь небольшую часть (около 1/5) продуктов разрушения гранитных пород. Как и в случае гуронских отложений Канадского щита, преобладающая — глинистая — составляющая продуктов выветривания должна была, очевидно, в большей своей части выноситься за пределы известной нам площади платформы.

Следует думать, что накопление рассматриваемых осадочных образований происходило в условиях не очень сильно расчлененного рельефа. На это указывает присутствие в их составе лишь незначительных толщ конгломератов, обычно при этом мелкогалечных. Это тем более показательно, что при отсутствии в те времена наземной растительности, даже в условиях не слишком расчлененного рельефа, эрозионная деятельность могла достигать, по-видимому, значительного эффекта.

Средний докембрий складчатых поясов центральной части платформы

Толщи слоев, близкие по составу и возрасту протоплатформенным комплексам Родезийско-Трансваальского щита, могут быть выделены также в составе складчатых комплексов геосинклинальных складчатых систем центральной части Восточно-Африканской платформы (рис. 98). К подобным интенсивно складчатым и метаморфизованным образованиям относится кварцитово-сланцевый комплекс Мува, сходный по составу и строению с верхней частью витватерсрандского комплекса Родезийско-Трансваальского щита. Кварциты и сланцы Мува залегают в основании складчатого комплекса Катангид, в южной, относящейся к Замбии, части Катангской складчатой области. От юго-восточного края последней слои Мува прослеживаются на восток и северо-восток к северному краю оз. Ньяса. Они слагают здесь складчатую систему Ирумид.

По-видимому, к комплексу Мува относится также серия Колонга, распространенная на ограниченной территории в северо-восточной части системы Ирумид. Относительно молодой (омоложенный ?) радиометрический возраст этой серии часто служит основанием для отнесения всего складчатого комплекса Ирумид к верхнедокембрийскому (кибарскому) циклу развития. Следует, однако, иметь в виду, что основная часть складчатого комплекса Ирумид (комплекс Мува), несомненно, представляет более древние — среднедокембрийские — образования.

У северо-восточного края пояса Ирумид, к северо-западу от него, известны образования (слои Бембе), аналогичные по составу складчатому комплексу Ирумид, но не складчатые и не метаморфизованные и принадлежащие чехлу платформы.

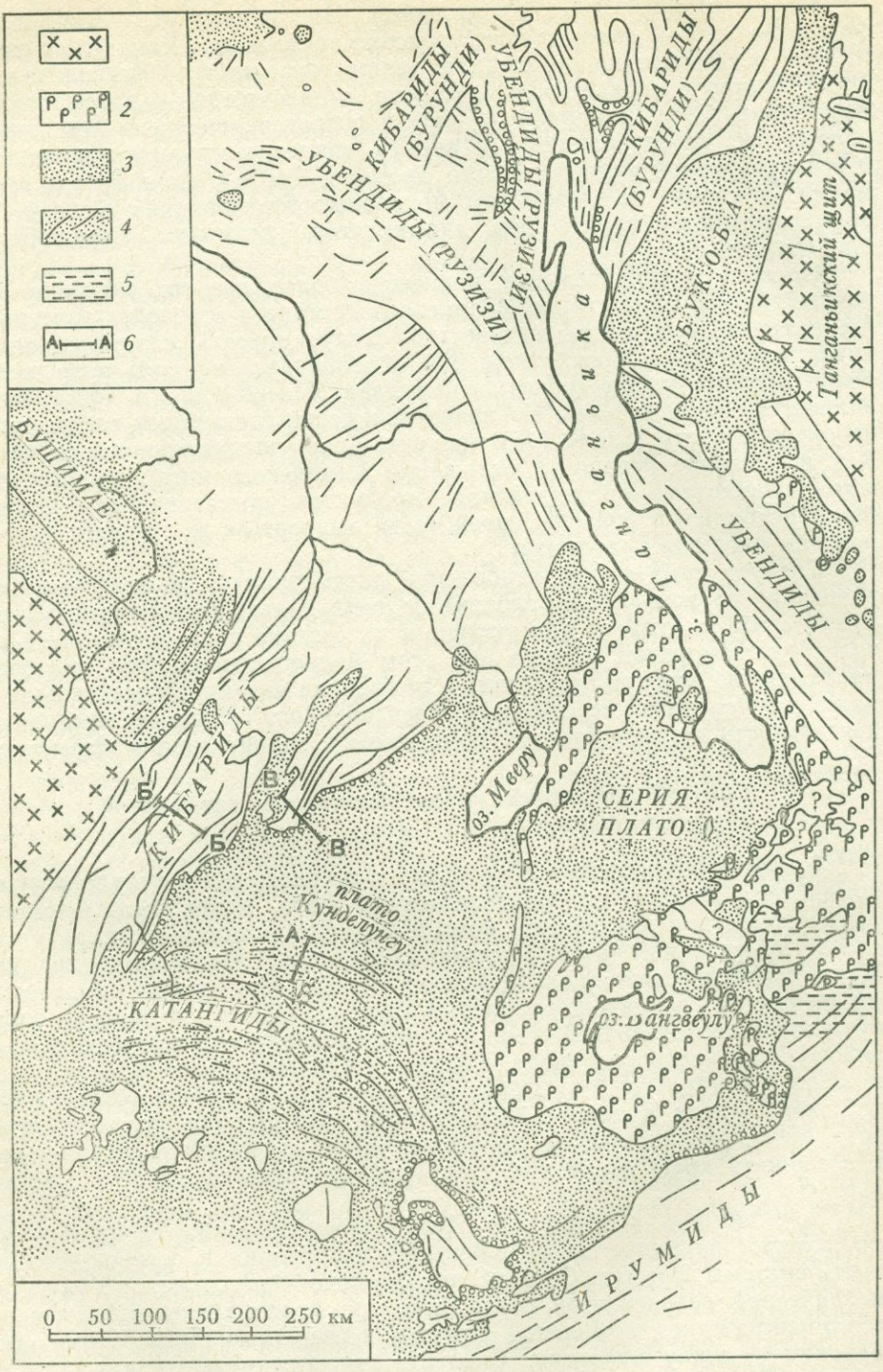


Рис. 98. Обзорная геологическая схема складчатого пояса Кибара-Бурунди и прилегающих к ней областей Восточно-Африканской платформы. По Каэну, 1970:

1 — докибарский (нижний и средний) докембрий; *2* — порфиры и аляскиты; *3* — нескладчатый Катангий; *4* — складчатый Катангий; *5* — покровные образования (слои Бембо), соответствующие по возрасту складчатому комплексу Ирумид; *6* — линии профилей, изображенных на рис. 99

К образованиям рассматриваемого типа относятся также суперкрустальные комплексы складчатой системы Убенди-Рузизи, которая отделяет Танганьикский блок-массив от лежащего южнее Замбийского блока-массива, пересекая при этом складчатый пояс Кибарид (Кибара-Бурунди-Карагве-Анколе). В районе пересечения складчатый комплекс Убенди-Рузизи служит фундаментом складчатого комплекса Кибарид, на который базальные слои последнего ложатся с размывом и четко выраженным несогласием.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ДАМАРА-КИБАРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ С НИМ УЧАСТКОВ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО БЛОКОВ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Складчатая система Кибарид

Как отмечалось, Дамара-Кибарский складчатый пояс состоит из двух сегментов, разобщенных впадиной Калахари: юго-западного — складчатой системы Дамарид и северо-восточного — складчатой системы Кибарид. Более древней из них и одновременно лучше изученной является система Кибарид.

Складчатая система Кибарид протягивается с юго-запада на северо-восток полосой до 300 км ширины. Накопление суперкрустальных, преимущественно осадочных толщ, слагающих складчатый комплекс Кибарид, приходится в основном на докембрий V (1500—1000 млн. лет), хотя начало его формирования относится, возможно, к еще более раннему времени (1600—1700 млн. лет). Завершилось формирование этих толщ эпохой складчатости, сопровождавшейся внедрением гранитных интрузий и метаморфизмом пород, которая имела место 1000—1200 млн. лет назад.

Северо-западным продолжением Кибарид является складчатая система Бурунди-Карагве-Анколе, которая отделяется от Кибарской системы приподнятым блоком более древних структур системы Убенди-Рузизи, простирающейся с юго-востока на северо-запад, т. е. в поперечном по отношению к системам Кибара-Анколе направлении (см. рис. 98).

Складчатая система Кибарид слагается мощным (до 10 000—12 000 м) сложно построенным комплексом осадочных, в основном морских терригенных образований, разделяющимся на ряд серий и свит. Местами этот осадочный комплекс венчается покровами основных вулканических пород. Преобладающее значение имеют в нем мощные пачки и свиты кварцитов, часто косослоистых, и кварцитовых или кварцево-слюдяных сланцев. Меньшую роль играют глинистые сланцы и филлиты, переслаивающиеся с кварцитами или образующие самостоятельные мощные пачки и свиты. Изредка встречаются прослои и линзы конгломератов. Лишь в верхней части комплекса развиты известняки и доломиты, слагающие толщу до 1000 м мощности.

Накопление кибарских пород происходило в несколько этапов, разделенных значительными перерывами, и отвечает, следовательно, нескольким циклам осадконакопления. В течение каждого из этих циклов ось наибольшего прогибания занимала положение, несколько отличное от ее положения на предыдущем этапе. Но несмотря на подобную миграцию осевой части Кибарского прогиба, весь мощный комплекс кибарских пород залегает согласно, образуя систему правильных умеренно сжатых складок выдержанного северо-восточного простирания (рис. 99, *А*). Складки прорваны гранитными интрузиями, в кон-

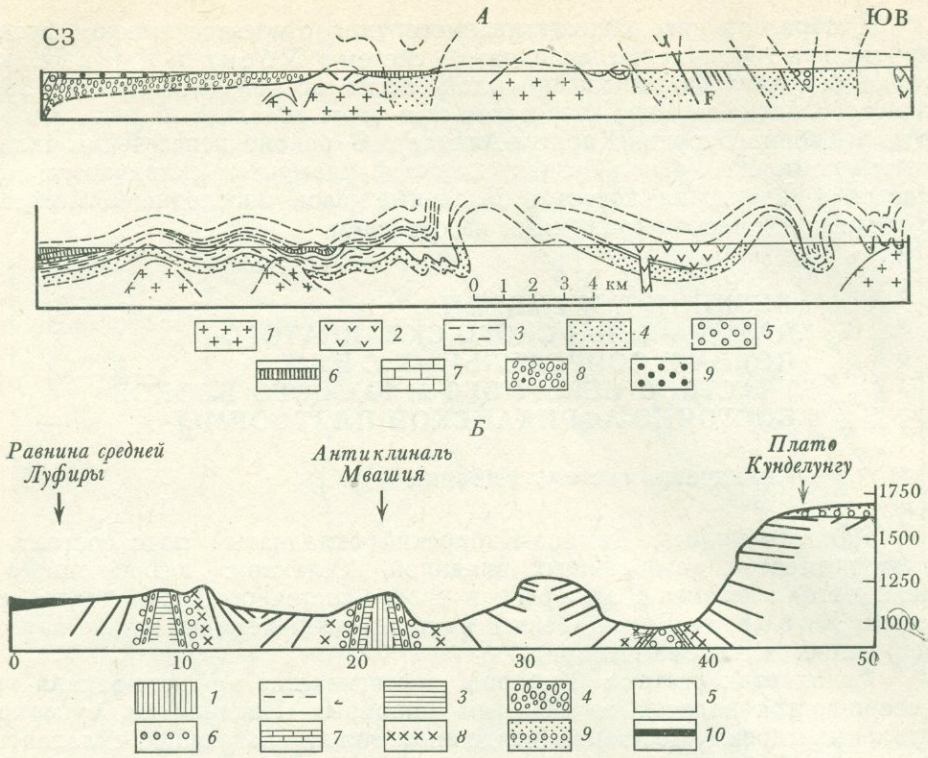


Рис. 99. Геологические профили Кибарид и Катангид. По Каэну, 1958. Положение профилей показано на рис. 98.

А — Кибариды: *1* — граниты, внедрившиеся в складчатый комплекс Кибарид; *2—6* — кибарский комплекс: *2* — основные вулканиты, *3* — глинистые и другие сланцы, *4* — кварциты, *5* — конгломераты, *6* — карбонатные породы; *7—9* — Катангий: *7* — карбонатные породы серии Роан, *8* — Большой конгломерат и нижняя серия Кунделунгу, *9* — Малый конгломерат.

Б — Катангиды: *1* — серия Роан; *2* — конгломераты («тиллиты») Мвашия; *3* — свита Мвашия; *4* — Большой конгломерат; *5* — комплекс Кунделунгу; *6* — Малый конгломерат; *7* — горизонт известняков; *8* — горизонт кремнистых пород; *9* — пески и гравий на плато Кунделунгу; *10* — аллювий равнины р. Луфиры

гактах с которыми кибарские породы часто сильно метаморфизованы и местами даже мигматизированы. Но в целом метаморфизм пород кибарского комплекса не поднимается выше обычной для складчатых комплексов зеленосланцевой фации.

Складчатая система Катангид

К юго-восточному краю Кибарид, по-видимому, по крупному разлому, косо примыкает широкая Луфилийская дуга более молодой складчатой системы Катангид, включающей знаменитый медный пояс Шабы (Катанги) — Замбии. Как отмечалось уже, складчатая система Катангид является внутриплатформенным образованием — одной из складчатых зон, разделяющих древние блоки-массивы южной части Восточно-Африканской платформы (см. рис. 98).

Основание складчатого комплекса Катангид выступает на дневную поверхность в юго-восточной части Луфилийской дуги, в пределах Замбии. Базальные слои комплекса с размывом резко несогласно налегают здесь на кварциты и сланцы Мува или непосредственно на подстилающие слои Мува гранитогнейсы.

Складчатый комплекс Катангид выделяется стратиграфически в комплекс Катанга (Катангий). Последний слагается из двух резко различных серий слоев: нижней — серии Роан (или рудной серии) и верхней — серии Кунделунгу (см. рис. 99, *Б*).

Серия Роан (рудная) отличается сравнительно небольшой мощностью (до 1000—1500 м). В нижней части она слагается очень изменчивой по составу толщей аркозов и кварцитов с прослоями и линзами конгломератов, с одной стороны, и глинистых сланцев — с другой. Эти породы отлагались в условиях континентального расчлененного рельефа, влиявшего на характер отлагавшихся осадков: вокруг возвышенностей отлагались грубые осадки, которые в депрессиях рельефа сменялись более тонкозернистыми. Верхняя часть серии Роан имеет, по-видимому, морское происхождение. Она слагается более однообразной и более широко распространенной толщей песчано-глинистых пород с прослоями известняков и доломитов. Эти слои часто выделяются в самостоятельную серию—М в а ш и я.

Отложениям серии Роан, главным образом ее нижней части, подчинены многочисленные крупные жильные и стратиморфные месторождения медных и медно-кобальтовых (в Катанге) руд, проблема первичного генезиса которых — осадочного или магматогенного — предмет долгих и оживленных дискуссий. Возможно, что определенная часть месторождений медного пояса Шабы (Катанги) — Замбии имеет первично-осадочное происхождение.

Верхняя часть Катангия начинается мощной (до 200—300 м) толщей валунного конгломерата, которая или включается в серию Кунделунгу в качестве ее нижнего члена, или рассматривается как самостоятельный член разреза — серия Большого конгломерата. По отношению к нижележащим отложениям серии Роан слои Большого конгломерата залегают резко трансгрессивно. Они распространяются далеко за пределы роанских складок и, в частности, широким фронтом перекрывают складчатые структуры Кибарид (см. рис. 98; 99, *А*).

Большой конгломерат характеризуется неоднородностью и слабой сортировкой валунно-галечникового материала. В нем присутствует исштрихованная и сплюснутая галька, линзовидные прослои ленточных глин, а также песчаников и сланцев, часто довольно значительной мощности. Совокупность признаков большого конгломерата рассматривается многими геологами как свидетельство его ледникового — собственно ледникового, ледниково-речного, ледниково-озерного — происхождения. В связи с этим он часто называется т и л л и т о м.

Вышележащая основная часть серии Кунделунгу (серия собственно Кунделунгу) начинается слоем конгломерата (Малый конгломерат), над которым следует глинисто-карбонатная толща до 2000—3000 м мощности, по-видимому, морского происхождения. Эти слои (нижний Кунделунгу) перекрываются мощной (до 3000—4000 м) свитой преимущественно терригенных пород верхнего Кунделунгу. Ее нижняя часть слагается полевошпатовыми песчаниками и глинисто-известковыми сланцами, возможно, еще морского происхождения. Но выше по разрезу свиты, в основной ее части, развиты типично континентальные красноцветные песчаники и сланцы.

В строении складчатой структуры Катангид обычно принимают участие лишь слои нижнего Кунделунгу. Отложения верхнего Кунделунгу развиты в основном в прилегающих районах, где они не испытали складчатости и залегают спокойно.

Складчатые структуры Катангид отличаются значительным своеобразием. Большей частью деформация имела брахиформный характер с образованием отдельных тесно сжатых антиклинальных или синклинальных складок, разделенных участками относительно спокойного залегания слоев. Особенно интересны в данном отношении синкли-

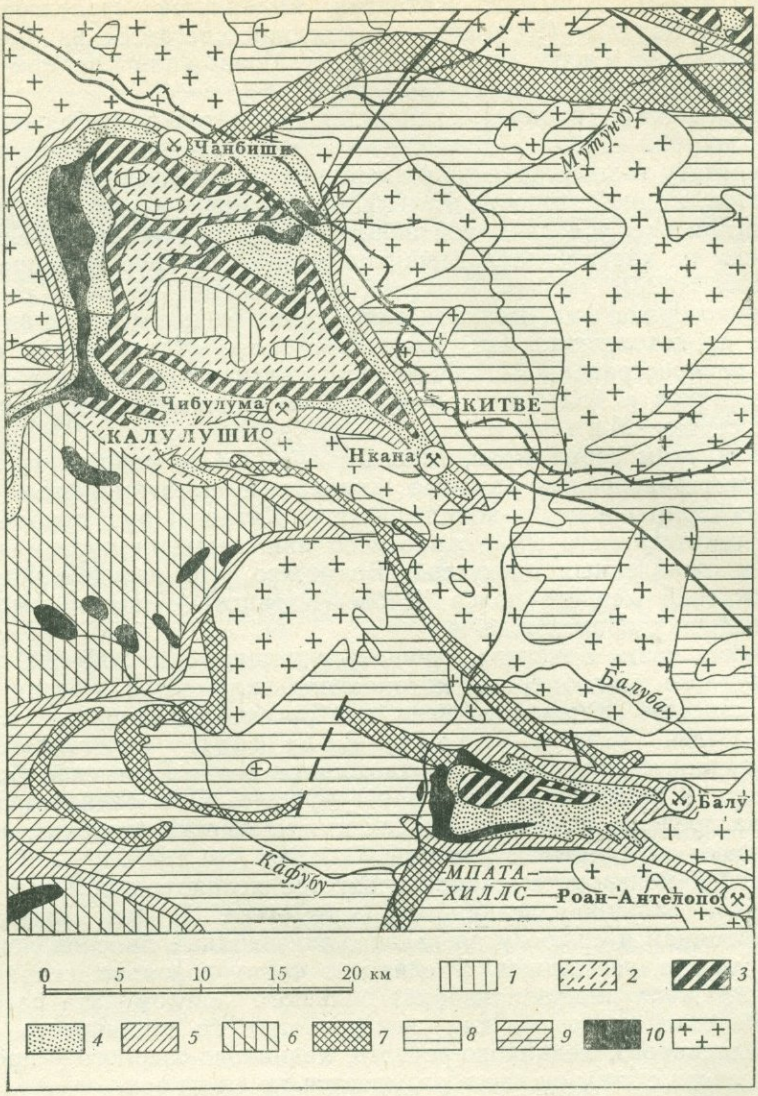


Рис. 100. Структуры Катангид в районе Медного пояса Замбии. По Мендельсону, 1963:

1—2 — серия Кунделунгу: *1* — песчаники, *2* — известняки, доломиты, сланцы, тиллиты; *3—5* — серия Роан (рудная): *3* — углистые сланцы Мвашия; *4* — доломиты, аргиллиты, *5*—кварциты, конгломераты, аркозы; *6* — Катангий нерасчлененный; *7* — кварциты, кристаллические сланцы, конгломераты комплекса Мува; *8* — кристаллические сланцы и гнейсы Луфубу; *9* — комплекс основания; *10* — габбро; *11* — граниты

нальные структуры юго-восточной части Луфилийской дуги, характеризующиеся неправильной, иногда угловатой формой с отходящими от расширенной части синклинали узкими вытянутыми, сильно сжатыми «отростками» (рис. 100). Образование подобной структуры связано, по-видимому, с наличием в ее основании жесткого фундамента, разбитого на отдельные блоки, между которыми сминались слои чехла катангских пород.

Покровные (не складчатые) аналоги Катангия

С северо-западной и в еще большей степени с юго-восточной стороны складчатой системы Кибарид широко распространены спокойно залегающие не метаморфизованные толщи слоев, которые легко сопоставляются с различными горизонтами Катангия. Эти образования выполняют обширные плоские депрессии — впадины, в центральных частях которых они достигают 2000—3000 м мощности. В разных районах они выделяются под различными названиями — серий Бушимае, Плато, Букоба и многими другими (см. рис. 98).

Некоторые из этих серий (серия Бушимае, в частности) по общей последовательности и литологическому характеру слоев отвечают серии Роан, с которой они и сопоставляются. Но в основном отложения, о которых идет речь, сходны по составу, строению и времени формирования с серией Кунделунгу. Наибольшее распространение имеют среди них континентальные красноцветные образования, соответствующие слоям верхнего Кунделунгу.

Мощные терригенные толщи серии Кунделунгу накапливались в условиях интенсивных дифференциальных движений — поднятий одних участков, подвергавшихся денудации, и погружения других. Основной областью, с которой в это время сносился обломочный материал, было, по-видимому, горно-складчатое сооружение Кибарид, испытавшее в эпоху накопления слоев Кунделунгу значительное воздымание. Наибольшей интенсивности осадконакопление достигло в эту эпоху в той области, где слои Кунделунгу (и Катангия в целом) подверглись впоследствии складчатости, т. е. в области, занятой в настоящее время складчатой системой Катангид. Другие депрессии, прогибавшиеся менее интенсивно, последующей складчатости не испытали и в них аналоги слоев Кунделунгу сохранили первичное залегание, осложненное лишь разрывами и локальными изгибами слоев.

Эпоха образования серии Кунделунгу отделена от эпохи складчатости Кибарид (1200—1300 млн. лет) значительным — порядка нескольких сотен миллионов лет — промежутком времени. В эту промежуточную эпоху происходило местами (во впадине Бушимае и некоторых других) накопление терригенных толщ, материал которых поступал с горно-складчатого сооружения Кибарид. Но в целом данная эпоха характеризовалась, по-видимому, слабой контрастностью вертикальных движений. Это способствовало накоплению морских карбонатных отложений верхнего Роана и после некоторого перерыва (отвечающего эпохе образования Большого конгломерата) — карбонатно-глинистых слоев нижнего Кунделунгу.

Эпохи основной складчатости (кибарской) и основного воздымания соответствующего горно-складчатого сооружения в Кибаро-Катангской области разделены, таким образом, значительным промежутком времени. Складчатость Катангид, завершающая верхнедокембрийский цикл развития Кибаро-Катангской области, играет в этом цикле роль последней, постумной волны уже затухающих в целом движений.

Складчатые системы Бурунди-Карагве-Анколе и Дамарид

Складчатый комплекс системы Бурунди-Карагве-Анколе близок по составу и строению к складчатому комплексу Кибарид. У северного окончания Дамара-Кибарского складчатого пояса складки Карагве-Анколе дугообразно изгибаются к западу, принимают северо-западное простирание и погружаются под покров полого лежащих более молодых образований докембрия (докембрия VI) и верхнего палеозоя во-

сточного борта амфиклизы Конго. На юго-западе складки Кибарид протягиваются на территорию Анголы, где, возможно, они выполаживаются и затухают. Однако вопрос о юго-западном продолжении (?) или затухания (?) кибарских складок остается неясным, так как они быстро скрываются в этом направлении под песками пустыни Калахари. Лишь после значительного перерыва докембрийские складчатые комплексы Дамара-Кибарского пояса снова выступают на дневную поверхность — уже в его крайней с юго-запада, приатлантической части — в виде складчатой системы Дамарид.

Дамариды представляют собой обширную (до 400—500 км в ширину) складчатую область, сложенную мощными толщами терригенных (кварциты, слюдяные и глинистые сланцы) и карбонатных пород, прорванных крупными массивами гранитоидов. Породы складчатого комплекса Дамарид в значительной их части сильно метаморфизованы, в связи с чем они сопоставлялись раньше (до получения радиометрических данных) с древнейшими образованиями фундамента Восточно-Африканской платформы.

Радиометрический возраст додамарских гранитов района Франсфонтейна (на северо-западе складчатой области), на которых дамарские породы залегают несогласно, с размывом, определяется в 1700—1800 млн. лет. Интрузии же гранитов, прорывающие дамарские породы, имеют радиометрический возраст 500—600 млн. лет. Таким образом, интервал времени, в течение которого могли накапливаться мощные толщи осадочных пород дамарской «системы», отвечает общему времени формирования пород Кибарид и Катангид. Возможно, что складчатая область Дамарид включает разновозрастные элементы (различные складчатые системы) как позднедокембрийского (катангского), так и более древнего (кибарского?) возраста.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЗАПАДНЫХ КОНГОЛИД И СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ АМФИКЛИЗЫ КОНГО

Толщи слоев верхнего докембрия, сходные в целом с верхнедокембрийскими образованиями Кибаро-Катангской области, развиты в западной, приатлантической части северного блока Восточно-Африканской платформы во внутриплатформенной складчатой области Западных Конголид. В районе нижнего Конго верхняя часть складчатого комплекса Западных Конголид непрерывно протягивается в периферическую зону амфиклизы Конго, слагая здесь основание чехла платформы. Сходные толщи верхней части верхнего докембрия распространены также на ряде других участков северной периферии амфиклизы Конго, образуя в совокупности почти непрерывное полукольцо выходов, окаймляющее центральную часть амфиклизы, выполненную верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями (рис. 101).

В составе верхнего докембрия Западных Конголид выделяются два крупных комплекса слоев: нижний—Сансиква-Бамбаи верхний—Западного Конго. Последний из них близок по составу и строению к комплексу Кунделунгу Кибаро-Катангской области.

Комплекс Сансиква-Бамба развит во внутреннем (западном) поясе Западных Консолид, сменяясь далее к западу зоной развития более древних (?) метаморфизованных пород комплекса Майюмбе. Последние, в свою очередь, ограничиваются с запада (по разломам (?) гранитогнейсами и кристаллическими сланцами комплекса фундамента платформы. Прерывистая полоса развития этих образований отделяет складчатую систему Западных Конголид от побережья Атлантического океана (рис. 102). Западные Конголиды имеют, таким образом, четко выраженное асимметричное строение. В их западном борту развиты

наиболее древние интенсивно смятые и метаморфизованные члены складчатого комплекса, которые к востоку сменяются все более молодыми слабее дислоцированными и, наконец, вовсе не дислоцированными свитами.

Комплексы Сансиква-Бамба и Майюмбе отвечают стратиграфически нижней серии (Роан) комплекса Катанга. Возможно, что образования, выделяющиеся в комплекс Майюмбе, являются лишь метаморфизованными аналогами нижних слоев комплекса Сансиква-Бамба.

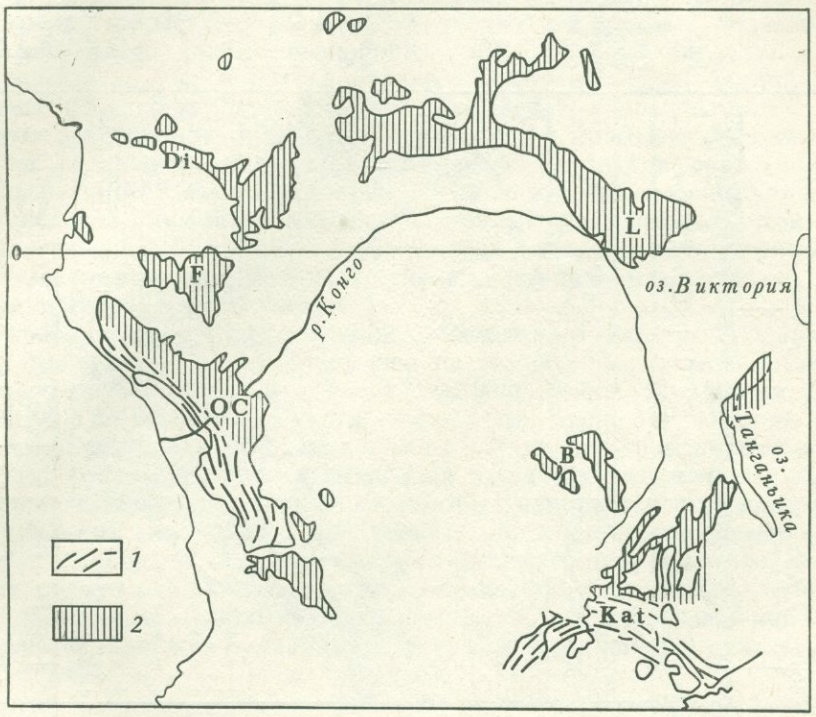


Рис. 101. Верхний докембрий периферии амфиклизы Конго. По Метро, 1973:

1 — складчатые комплексы (Kat — Катангиды; ОС — Западные Конголиды); *2* — покровные комплексы (F — Франсвиллий; Di — Нижняя Джа, L — Линди)

Комплекс Сансиква-Бамба слагается толщами кварцитов и кварцито-песчаников, чередующихся с пачками глинистых сланцев и филлитов. Местами присутствуют прослои и линзы конгломератов. Общая мощность слоев комплекса не превышает 1000—1500 м.

Комплекс Западного Конго начинается мощной толщей (500—1000 м) валунных конгломератов, которые одними исследователями принимаются за ледниковые образования («Нижний тиллит нижнего Конго»), другими — за образования, связанные с деятельностью подводных мутьевых потоков. С толщей этих конгломератов ассоциируются местами значительные (до 500 м мощности) покровы основных вулканических пород. Выше по разрезу следует сложно построенная толща терригенных и карбонатных пород, в которой снизу вверх выделяются: серия Верхнего Чилоанго, сланцево-известняковая серия и сланцево-песчаниковая серия.

Серия Верхнего Чилоанго, залегающая на «Нижнем тиллите», сложена кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами и в верхней части известняками, общей мощностью 500—1000 м. Вышележащая

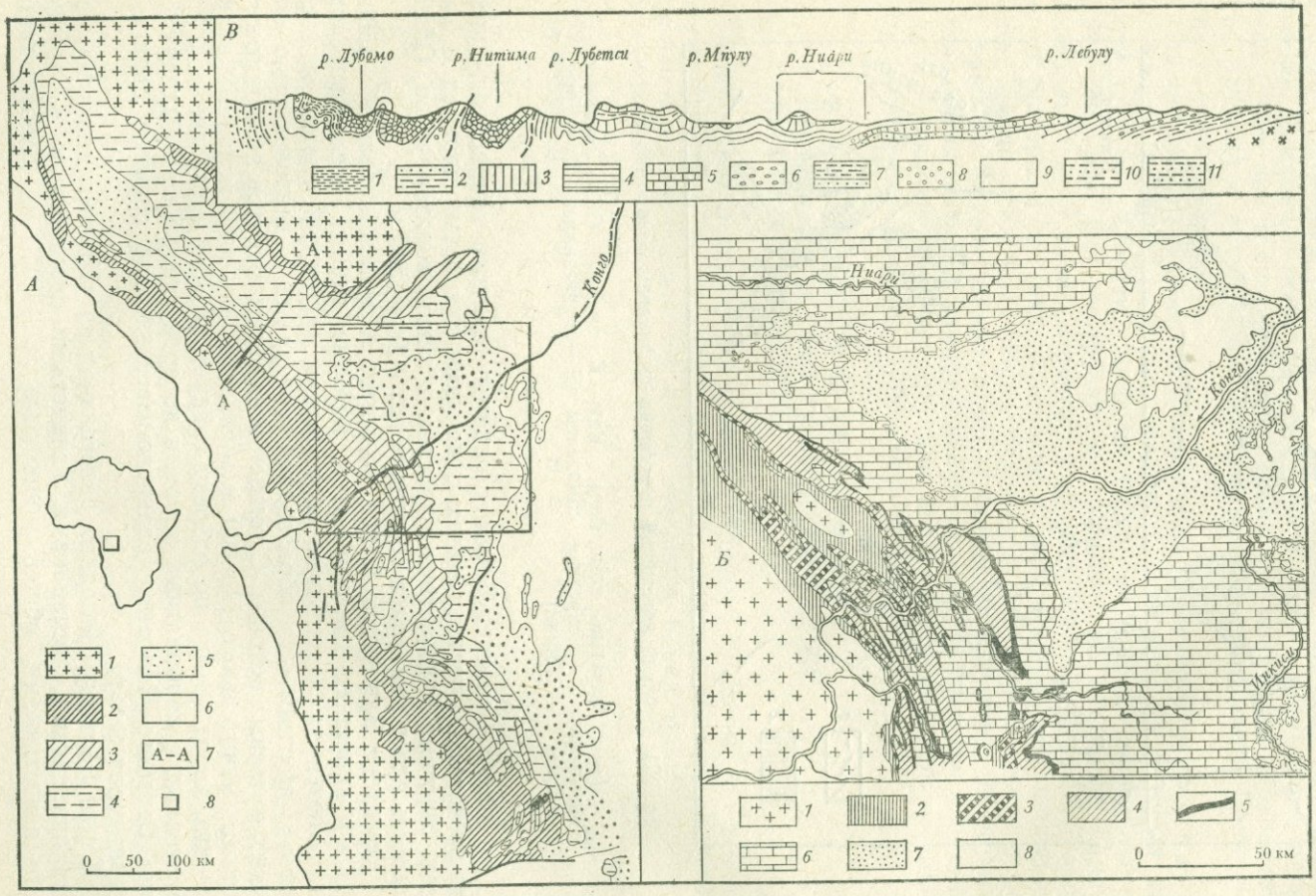


Рис. 102. Западные Конголиды.

А — обзорная геологическая карта Западных Конголид. По Махеусу, 1968: *1* — древний цоколь; *2* — серия Сансиква; *3* — серия Верхний Чилоанго; *4* — сланцево-известняковая серия; *5* — сланцево-песчаниковая серия; *6* — фанерозой; *7* — линия профиля *В*; *8* — район карты *Б*.

Б — центральный сектор Западных Конголид. По Каэну и Леперсону, 1967; 1 — Майюмбий; *2* — Сансиква; *3*—*5* — комплекс Западного Конго: *3* — Нижний тиллит и ассоциирующиеся с ним лавы, *4* — Верхний Чилоанго, *5* — Верхний тиллит; *6* — сланцево известняковая серия; *7* — сланцево-песчаниковая серия; *8* — фанерозой.

В — геологический профиль по линии *А* — *А*. По Хоутону, 1966: *1* — сланцево-песчаниковая серия; *2*—*5* — сланцево-известняковая серия; *6*—*8* — комплекс Западного Конго (*6* — верхний, *8* — Нижний тиллит); *9*—*10* — Сансиква; *11* — Майюмбе

сланцево-известняковая серия начинается вторым горизонтом валунного конгломерата («Верхний тиллит нижнего Конго») значительно меньшей, чем «Нижний тиллит», мощности (0,5—150 м), за которым следует толща известняков, доломитов со строматолитами, мергелей и окремненных глин, до 1000—1200 м общей мощности. Породы этих серий (Верхнего Чилоанго и сланцево-известняковой) в основном представляют, вероятно, морские образования.

Верхняя — сланцево-песчаниковая — серия комплекса Западного Конго слагается чередующимися слоями кварцитов, песчаников и глинистых сланцев, до 2000—2500 м общей мощности. Нижняя часть этих слоев представляет еще, вероятно, морские образования, а верхняя, часто характеризующаяся красноцветной окраской пород, сформировалась уже в континентальных условиях. Слои данной серии залегают нередко с размывом на более древних образованиях и заключают в основании базальный конгломерат. Размывы местного значения и горизонты конгломерата встречаются и внутри серии в подошве некоторых из составляющих ее свит. Отложения сланцево-песчаниковой серии развиты в основном вне складчатой области Западных Конголид. Они залегают почти горизонтально, слагая поверхность обширных песчаниковых плато, которые ограничивают с запада относительно пониженную равнину среднего Конго.

Образования, соответствующие, возможно, комплексу Сансикква-Бамба Западных Конголид, но уже не складчатые, а лишь разбитые сбросами, распространены в почти смыкающейся с Западными Конголидами Франсвильской впадине (см. рис. 101), где они выделяются под названием франсвильской серии. Франсвильская серия достигает 1000—1200 м мощности. Она включает отложения двух циклов осадконакопления, каждый из которых начинается конгломератами и песчаниками, иногда меденосными, и заканчивается глинисто-карбонатными породами. Среди последних существенную роль играют углистые пиритсодержащие сланцы (ампелиты) с линзами угля и марганецсодержащих пород. Во всей толще пород франсвильской серии встречаются прослои вулканических туфов, а в нижней части серии и вулканиты.

Более высокое стратиграфическое положение занимает толща валунных конгломератов («Тиллиты Джа») и глинистых сланцев, развитая на отдельных участках несколько севернее, в юго-восточной части Камеруна, в бассейне р. Джа. Эти образования сопоставляются с «Нижним тиллитом нижнего Конго» и отвечают, следовательно, основанию комплекса Западного Конго.

На более восточных участках северной периферии амфиклизы Конго распространены, по-видимому, лишь аналоги верхней части верхнего докембрия Западных Конголид, соответствующие стратиграфически комплексу Западного Конго. С наибольшей полнотой они развиты в обширной заливообразной впадине в северо-восточном углу амфиклизы, дренируемой правыми притоками р. Конго, реками Линди и Итури. Эти отложения выделяются в комплекс Линди, который подразделяется на нижнюю — известняковую и верхнюю — песчаниковую свиты. Известняковая свита начинается 40—50-метровой пачкой базальных песчаников и конгломератов, сменяющихся вверх по разрезу толщей известняков и доломитов со строматолитами мощностью до 500—600 м. Верхняя — песчаниковая — свита слагается мощной (до 1000 м) толщей чередования песчаников, кварцитов, конгломератов, песчанистых и глинистых сланцев, преимущественно красноцветной окраски. Местами в основании этой толщи встречается слой валунного конгломерата (тиллита ?) до 50 м мощности.

Известняковая свита комплекса Линди может быть сопоставлена со сланцево-известняковой серией комплекса Западного Конго, а красно-

цветная песчаниковая свита — с вышележащей красноцветной же сланцево-песчаниковой серией разреза Западных Конголид. Аналоги слоев «Нижнего тиллита нижнего Конго» и «Верхнего тиллита нижнего Конго» в разрезе комплекса Линди отсутствуют. Горизонт тиллита (?) в основании песчаниковой свиты представляет, очевидно, местное образование.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ САХАРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЗАПАДНО-АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сахарский складчатый пояс

В пределах Западно-Африканской платформы образования докембрия, отвечающие по возрасту протоплатформенным комплексам чехла Восточно-Африканской платформы, входят еще в состав фундамента. Формирование фундамента здесь завершилось в основном в эпоху эбурнейской складчатости, около 2000 млн. лет назад. Лишь после длительного перерыва (около 1000 млн. лет), падающего на докембрий IV—V, на этом эбурнейском фундаменте начали формироваться комплексы чехла платформы. Их допалеозойская часть относится в основном к докембрию VI (1000—600 млн. лет). Более низкие горизонты верхнего докембрия (докембрий V) в Западной Африке развиты в Сахарском складчатом поясе. Сходные образования распространены также в пределах Аравийского складчатого пояса. Этих последних образований (Аравийского пояса), пока слабо изученных, мы касаться не будем.

Фундамент Сахарского складчатого пояса слагают складчато-метаморфические комплексы (суггарий, дагомий и др.), аналогичные комплексам фундамента Западно-Африканской платформы. Радиометрические данные о возрасте этих комплексов противоречивы, так как почти повсеместно отвечающие им датировки оказываются в той или иной степени омоложенными. По-видимому, основная складчатость и метаморфизм этих комплексов относятся примерно к той же эпохе, на протяжении которой завершилось формирование фундамента Западно-Африканской платформы. В структуре Сахарского складчатого пояса древние комплексы слагают отдельные, часто весьма крупные «срединные массивы», между которыми распространены более молодые — верхнедокембрийские образования. Характер последних полнее всего раскрывается в центральной части пояса, в пределах Туарегского (Хоггарского) массива, где они выделяются под названием фарузия (рис. 103).

Обширный (примерно 1000×1000 км) Туарегский массив характеризуется четко выраженной меридиональной ориентировкой основных структур — выступов суггарийского фундамента и расположенных между ними, ограниченных разломами, зон развития фарузия. В составе фарузия Туарегского массива выделяются три серии слоев: нижняя — карбонатно-кварцитовая, со строматолитами; средняя — вулканогенная (кислых эффузивов); верхняя — вулканогенно-осадочная. Нижняя из этих серий составляет нижний фарузий, а две верхние — верхний фарузий.

Нижний фарузий развит только в западной части массива. Он слагается мощными (от нескольких сотен до 3500 м) базальными кварцитами с прослоями конгломерата, над которыми следует толща (300—1500 м) известняков и доломитов со строматолитами с прослоями кварцитов, яшм и глинистых сланцев. Венчается разрез нижнего фарузия верхней кварцитовой толщей и, наконец, покровами основных

вулканических пород (долеритов, диабазов). Слои нижнего фарузия интенсивно складчаты и очень неравномерно метаморфизованы.

Верхний фарузий распространен на всей площади Туарегского массива. Нижняя — вулканогенная — серия верхнего фарузия залегает несогласно на нижнем фарузии и слагается покровами слабоизмененных риолитов и дацитов, реже андезитов и долеритов. В ее со-

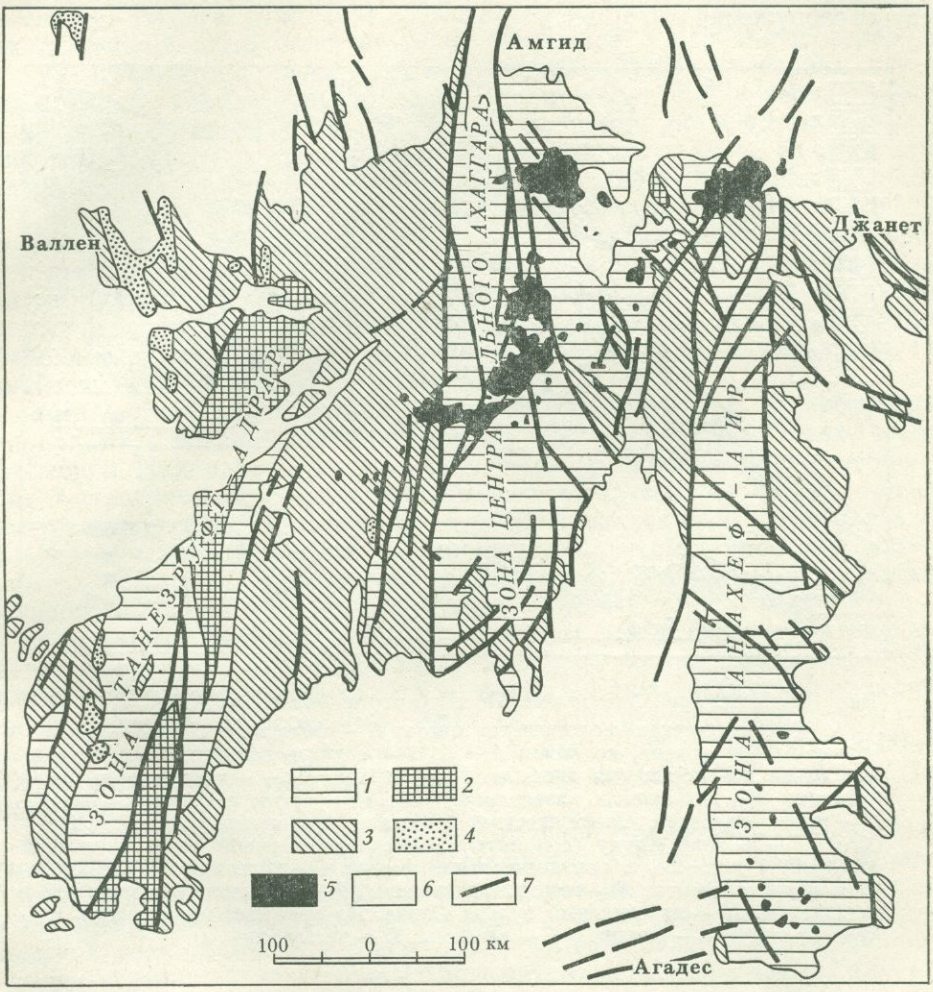


Рис. 103. Геологическая схема Таугерского массива. По Лелюбру, 1961:

1 — суггарий (нижний-средний докембрий); *2* — то же, в чарнокитовой фации; *3* — фарузий (ранний верхний докембрий); *4* — нигритий и Пурпурная серия анет (верхний докембрий); *5* — кайнозойские вулканиты; *6* — фанерозой; *7* — разломы

ставе присутствуют также толщи вулканических туфов и игнимбритов. Верхняя серия верхнего фарузия, несогласно перекрывающая нижнюю, начинается местами мощными базальными конгломератами. Основная часть серии слагается толщами терригенных пород, часто флишоидного типа — песчаников, сланцев, граувакк, — прослоенных покровами эпидотизированных кислых эффузивов (риолитов, дацитов), вулканических туфов и брекчий. Общая мощность слоев верхнего фарузия достигает 10 000—15 000 м. Слои смяты в изоклинальные складки и прорваны многочисленными гранитными интрузиями.

У западного края Туарегского массива на размытой поверхности фарузийских складок резко несогласно залегает толща (до 2000—

4000 м мощности) континентальных красноцветных песчаников, конгломератов и сланцев с покровами кислых вулканических пород. Эти породы в одних районах выделяются под названием нигрития, а в других — Пурпурной серии анет. Они слабо дислоцированы и не метаморфизованы. Данные образования выполняют отдельные депрессии (впадины), возникшие уже после деформации толщ фарузия, и представляют собой продукты разрушения фарузийских горно-складчатых сооружений.

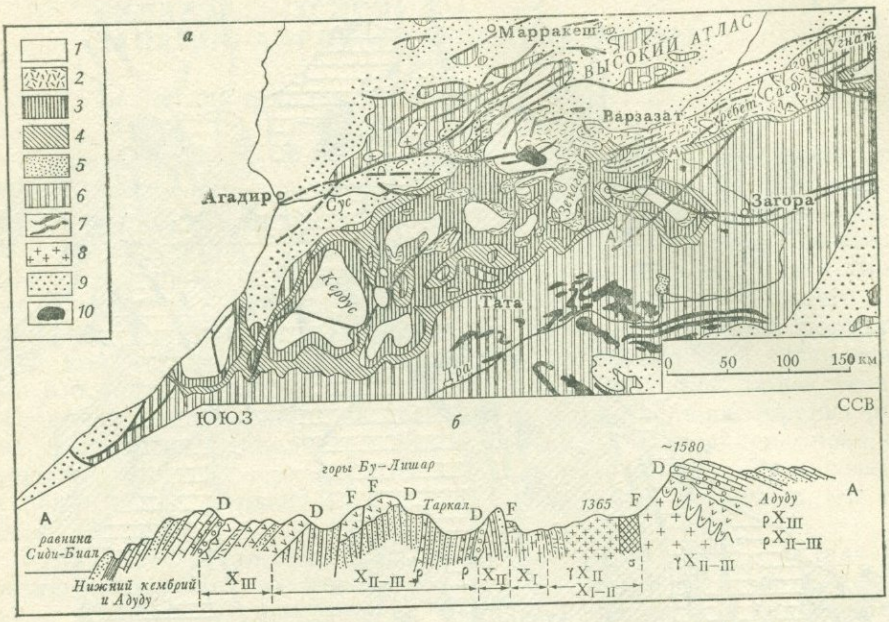


Рис. 104. Докембрий Антиатласа. По Шуберту и Фор-Мюре, 1973.

а — схематическая геологическая карта; *б* — геологический профиль «бутоньерки» Эль-Граара, по линии *А — А*. *1* — аналоги фарузия и более древних слоев докембрия (на профиле: X_I — гнейсы; X_{I-II} — интрузивные образования; X_{II} — кварциты, известняки; X_{II-III} — преимущественно флиш); *2* — серия Варзазат, преимущественно кислые вулканиты (на профиле — X_{III}); *3* — нижний Адуду (доломиты); *4* — средний-верхний Адуду и нижний кембрий; *5* — то же, в континентальной фации; *6* — палеозой; *7* — верхнепалеозойские долериты; *8* — герцинские граниты; *9* — мезокайнозойский осадочный чехол; *10* — плиоценовый вулкан Сирва. На профиле: γ — граниты, σ — серпентиниты, ρ — риолиты, F — разломы, D — несогласие

У северо-западного края массива в некоторых из этих впадин сохранились еще более молодые слои верхнего докембрия — конгломераты, тонкозернистые песчаники, ленточные глины, до 2000—3000 м общей мощности, выделяющиеся в серию Валлен — Ин-Семмен. Слои этой серии с размывом и небольшим несогласием налегают на слои нигрития и, в свою очередь, с размывом перекрываются мощным (100—500 м), широко распространенным слоем валунного конгломерата, которому приписывается ледниковое происхождение.

Как время формирования толщ фарузия и нигрития, так и время развития разделяющей их складчатости различными исследователями трактуется по-разному, в основном из-за различной оценки фактора омоложения радиометрических датировок возраста соответствующих пород. По данным последней сводки Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре («Тектоника Африки», 1973), фарузий формировался в интервале 1500—1000 млн. лет, после чего толщи фарузия были смяты в складки. Вскоре после этого (1000—900 млн. лет) сформировались толщи красно-

цветных пород нигрития, а затем и серии Валлен — Ин-Семмен. На последних, очевидно с большим перерывом, налегают уже отложения палеозоя, слагающие куэстообразные уступы — так называемые Тассили, окружающие Туарегский массив.

Суперкрустальные образования верхнего докембрия, сходные с фарузием Туарегского массива, выступают на поверхность на северо-западе Сахарского пояса в докембрийских «бутоньерках» горного массива Антиатласа (рис. 104). Несогласно на более древних комплексах докембрия здесь залегает серия кварцитов и карбонатных пород, а стратиграфически выше—мощные песчано-сланцевые толщи, часто флишоидного типа. Среди аналогов как нижнего, так и верхнего фарузия здесь развиты значительные по мощности покровы вулканических пород различного — от основного до кислого — состава. Все эти осадочные и вулканические образования слабо метаморфизованы, но интенсивно складчаты и прорваны интрузиями гранитов и других глубинных магматических пород. На их размытой поверхности резко несогласно залегает толща пород серии Варзазат — аналога нигрития Туарегского массива. Это слабо складчатые и не метаморфизованные слои красноцветных песчаников и конгломератов с мощными покровами кислых эффузивов, вулканических брекчий и туфов, общая мощность которых может достигать 3000—5000 м.

Распространение пород серии Варзазат связано с депрессиями (впадинами), возникшими после складчатости доварзазатских толщ докембрия. Наиболее крупная из этих впадин располагалась у северного края Антиатласа. Кислые вулканиты серии Варзазат выступают также к юго-востоку от Антиатласа в ядрах антиклиналей палеозойской складчатой системы Угарта, возникшей на месте промежуточного (между Туарегским массивом и Антиатласом) погруженного участка Сахарского складчатого пояса.

В пределах Антиатласа континентальная серия Варзазат перекрывается еще одним, уже морским в основном, комплексом докембрийских пород, составляющих серию Адуду. Нижние слои этой серии (нижний Адуду) сложены однообразной толщей известняков и доломитов со строматолитами, достигающей в западном Антиатласе 2000—3000 м мощности. К востоку мощность этой карбонатной толщи резко уменьшается.

Средний Адуду представлен характерной толщей, до 500—700 м мощности, вишнево-красных полуморских (на западе) и континентальных (на востоке) песчаников и сланцев (на западе также известняков) со знаками ряби, трещинами усыхания и псевдоморфозами кристаллов каменной соли. Венчается серия Адуду второй, более широко распространенной толщей известняков и доломитов со строматолитами до 300—500 м мощности (верхний Адуду). Последняя, в свою очередь, с размывом и небольшим несогласием перекрывается отложениями основания кембрийской системы с остатками археоциат и трилобитов.

Таким образом, в конце верхнего докембрия у северо-западного края Сахарского складчатого пояса образовался заливообразный прогиб, открывавшийся и углублявшийся к западу, в сторону Атлантического океана и быстро замыкавшийся на востоке. В этот прогиб, очевидно с запада, дважды за период, о котором идет речь, проникало море. Эти две эпохи трансгрессии, из которых более значительной была вторая, разделялись эпохой регрессии, отмеченной накоплением своеобразной толщи пород среднего Адуду.

Образования, которые могут соответствовать по возрасту фарузию Туарегского массива, выступают также у юго-западного края Сахарского пояса, слагая здесь цепь горных кряжей Аквапим — Того и Атакора, которая протягивается от побережья Гвинейского залива к северу, через Того к р. Нигер. Эту горную цепь слагает в основном

толща кварцитов Атакора. Кварцитам подчинены пачки слюдяных сланцев и горизонт железистых кварцитов (джеспилитов). Более высокое стратиграфическое положение занимает здесь преимущественно сланцевая, отчасти вулканогенная серия Буэм. Серия Атакора может быть сопоставлена с нижним фарузием, а серия Буэм — с верхним фарузием.

Западно-Африканская платформа

Как уже отмечалось, образования докембрия V в пределах Западно-Африканской платформы, по-видимому, отсутствуют. Но поздний верхний докембрий (докембрий VI, 1000—600 млн. лет) распространен здесь широко. Слои докембрия VI развиты в основном в пределах амфиклизы Таудени, из которой они непрерывно прослеживаются в примыкающую к ней с запада складчатую область Мавританид. Сходные по составу и возрасту толщи слоев развиты также в небольшой впадине Вольта, на юго-востоке платформы.

В пределах амфиклизы Таудени в составе верхнедокембрийских образований выделяются две серии слоев, известные в различных районах амфиклизы под разными названиями. Нижнюю из них мы будем называть серией Таудени, а верхнюю — серией Каес (рис. 105).

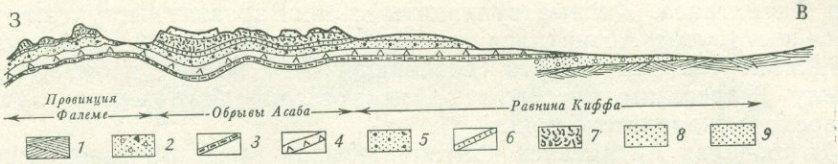


Рис. 105. Верхний докембрий западного края амфиклизы Таудени. По Бенсу, 1964:

1 — серия Таудени (песчаники Афоле); *2—8* — серия Каес: *2* — тиллит, *3* — нижний горизонт доломитов, *4* — пелиты, фтаниты, яшмы, *5* — песчаники с налетом кремового цвета, *6* — верхний горизонт доломитов, *7* — пелиты и песчаники, *8* — массивные кварцитизированные песчаники; *9* — новейшие наносы (бугристые пески и дюны)

Серия Таудени слагается толщей, в среднем 1500—2000 м мощности, преимущественно тонкозернистых глинистых, иногда глауконитовых песчаников. Песчаники переслаиваются и фациально замещаются, с одной стороны, алевролитами и глинами с прослоями известняков и доломитов со строматолитами, а с другой — более грубозернистыми, часто косослоистыми песчаниками с прослоями конгломератов. Основная масса этих пород представляет, вероятно, морские образования. Но некоторая их часть имеет, по-видимому, континентальное происхождение.

Наибольшей мощности (до 3000—4000 м) и одновременно наиболее тонкозернистым составом серия Таудени характеризуется в разрезах южного борта амфиклизы (в бассейне верхнего Нигера), где она переходит к северо-востоку (в районе коленообразного изгиба Нигера) в сходные, еще более мощные толщи позднего верхнего докембрия складчатой системы Гурмы. Последняя представляет собой боковую ветвь Сахарского складчатого пояса, заливообразно вдавшуюся в тело платформы. Вдоль западного края амфиклизы серия Таудени уменьшается в мощности, характеризуется развитием грубозернистых песчаных толщ континентального происхождения и у границы со складчатой системой Мавританид выклинивается.

Серия Каес, отложения которой с размывом налегают на серию Таудени, отличается значительным постоянством состава и строения. Она повсеместно начинается слоем несортированного конгломерата из исштрихованных галек и обломков различных пород, главным образом кристаллических. Этот конгломерат, мощность которого составляет обычно несколько метров, многие геологи считают ледниковым образованием, в связи с чем он известен в геологической литературе как «тиллит». Местами этот «тиллит» фациально замещается различными песчано-глинистыми отложениями.

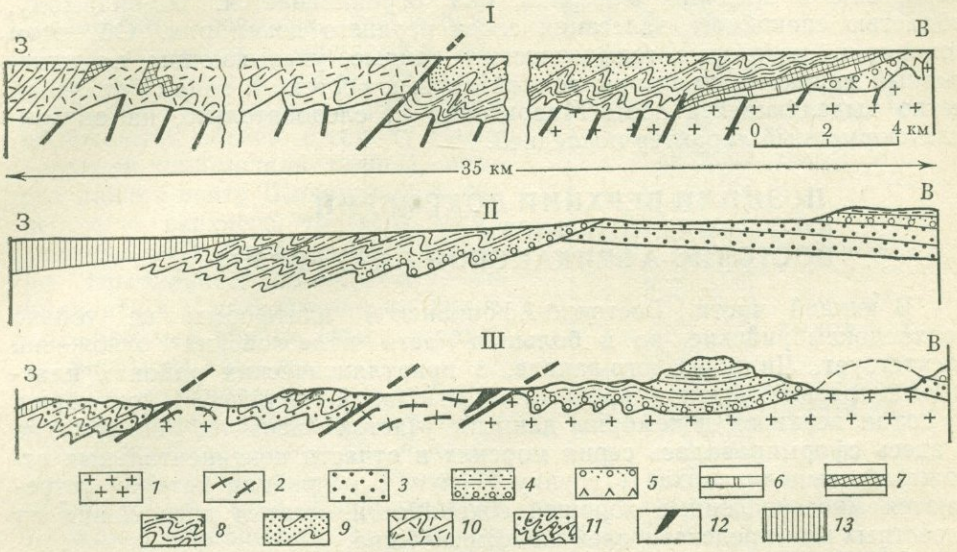


Рис. 106. Схематические геологические профили Мавританид. По Бассо (I) и Сужи (II и III):

1 — породы биримского цоколя; *2* — то же, тектонически раздробленные; *3* — серия Таудени; *4* — серия Каес (в основании тиллит); *5* — кислые эффузивы с горизонтом тиллита; *6* — доломит; *7* — яшмы и фтаниты; *8* — пелиты; *9* — красные песчаники; *10* — вулканические туфы и основные эффузивы с прослоями яшм; *11* — сланцы и кварциты серии Мбут; *12* — серпентиниты; *13* — мезокайнозой

«Тиллит» или фациально его замещающие пески и глины перекрываются весьма постоянной и характерной толщей карбонатных и кремнистых пород до 200—300 м общей мощности. Основание этой толщи сложено обычно пластом доломитизированного известняка со строматолитами, выше которого следует пачка разноокрашенных (красных, зеленых, черных, серых) яшм и фтанитов. Наконец, верхняя часть серии Каес слагается толщей песчаников, алевролитов, глин, которым у южного края амфиклизы подчинены многочисленные пластовые тела (силы) диабазов. Общая мощность слоев серии Каес меняется от 350—700 м в северном борту амфиклизы до 1000—1400 м в ее южном борту.

В западном направлении отложения серии Каес распространяются в область складчатой системы Мавританид, где они известны под названием серии Фалеме. Серия Каес (Фалеме) сохраняет здесь особенности своего состава и строения, но значительно увеличивается в мощности (до нескольких тысяч метров), главным образом за счет возрастания мощности ее верхней, терригенной части, приобретающей преимущественно сланцевый характер (рис. 106). В составе серии здесь появляются покровы кислых и основных вулканических пород. Следовательно, в эпоху накопления пород серии Каес (Фалеме)

на месте складчатой области Мавританид располагалась зона сравнительно интенсивного прогибания, смятая впоследствии в складки. Обособление этой зоны было связано с разломами, послужившими проводниками магматических расплавов.

На западе складчатые структуры Мавританид перекрываются мезокайнозойскими отложениями Сенегальской впадины, в связи с чем характер западного ограничения складчатой системы Мавританид остается неясным. Но там, где складчатая зона Мавританид достигает наибольшей ширины, складки выполаживаются и есть основания предполагать, что ширина этой складчатой системы незначительна. С запада, еще в пределах материка, она ограничивается, по-видимому, областью спокойного залегания слоев верхнего докембрия. Об этом говорят и некоторые геофизические данные, указывающие на однотипный характер структуры земной коры к востоку и западу от узкой четко выделяющейся зоны Мавританид и, следовательно, на внутриплатформенный характер последней.

ПОЗДНИЙ ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В южной части Восточно-Африканской платформы не только верхнедокембрийские, но и большая часть палеозойских отложений отсутствует. Лишь на юго-западе, в приатлантических районах платформы, развит чехол покровных образований верхнего докембрия. В конце верхнего докембрия данный участок испытал погружение и здесь сформировалась серия морских и отчасти континентальных отложений, выделяющихся в группу Нама, в основании которой встречаются многочисленные хорошей сохранности остатки древнейших из известных нам представителей животного мира.

С востока бассейн, в котором отлагались слои Нама, ограничивался, по-видимому, поднятием складчатой системы Западного Грикваленда. На западе слои Нама, слагая вершину уступа плато Намаквaленда, обрываются в сторону Атлантического океана, куда они, несомненно, раньше продолжались. На севере распространение слоев Нама было ограничено, по-видимому, поднятием складчатой области Дамарид (рис. 107).

Почти повсеместно слои Нама залегают практически горизонтально на размытой поверхности более древних пород докембрия. По северной окраине области своего распространения они налегают на породы складчатого комплекса Дамарид, а местами вовлечены в складчатость Дамарид и довольно интенсивно дислоцированы.

Наибольшей мощности (до 1500—2000 м) и полноты разреза группа Нама достигает у западного края области своего распространения. Здесь она имеет циклическое строение, слагаясь чередованием пачек обломочных пород, в основном кварцитов, составляющих нижние части циклов, и пачек темных известняков, составляющих верхние части циклов. Эти циклы очень не равнозначны. Два нижних цикла общей мощностью до 300 м с примерно равным соотношением терригенных и карбонатных пачек составляют свиту Куибис. Выше следует еще один цикл до 1200 м мощности с мощной нижней кварцитовой и еще более мощной верхней известняковой толщами, выделяющийся в свиту Шварцранд. По направлению к востоку обе эти свиты быстро сокращаются в мощности, в основном за счет утонения, а затем и полного выклинивания карбонатных членов разреза.

Слои свиты Шварцранд по резкой размытой поверхности перекрываются верхней обломочной толщей и выше — толщей слоев Фишривер. Толщи эти близки по составу. Они слагаются красноцветными

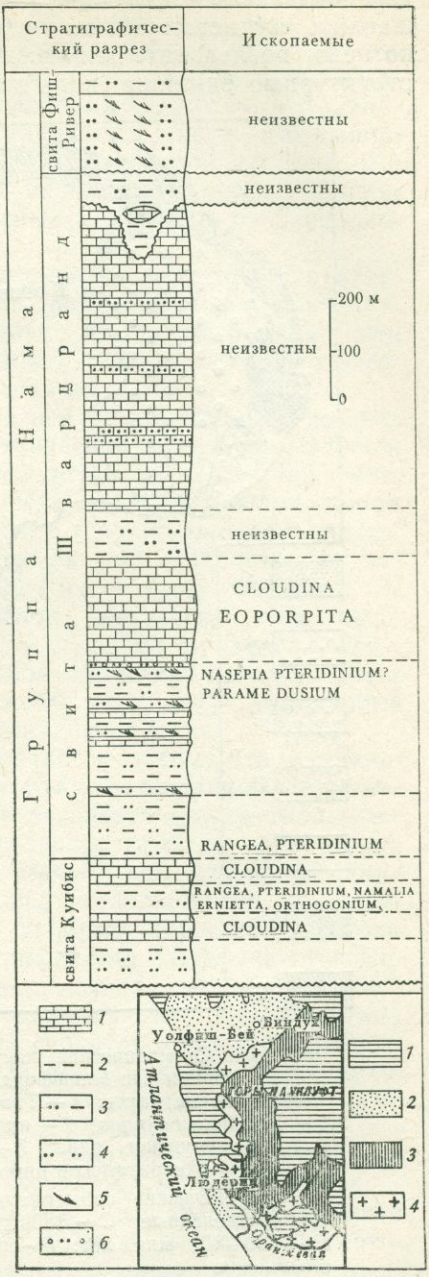


Рис. 107. Стратиграфический разрез и распространение слоев Нама. По Гермсу, 1974 (разрез) и Божко, 1974 (картосхема).

На колонке: *1* — известняки; *2* — аргиллиты; *3* — алевролиты; *4* — песчаники; *5* — косая слоистость; *6* — конгломераты. На схеме распространения: *1* — фанерозой; *2* — «система» Дамара; *3* — группа Нама; 4 — докембрий, более древний, чем слои Нама

(розовыми, красными, фиолетовыми) песчаниками, алевритами и глинами. Кварциты в них отсутствуют. Эти красноцветные образования включаются обычно в группу Нама (верхняя обломочная толща), иногда даже в свиту Шварцранд, в качестве ее верхнего, третьего члена (см. рис. 107), что вряд ли оправдано. Правильнее, по-видимому, их выделять в самостоятельную, более высокую, чем группа Нама, стратиграфическую единицу.

Как отмечалось, в отложениях группы Нама встречаются остатки и следы жизнедеятельности ископаемых многоклеточных животных эдиакарского типа. Распределение находок ископаемых по разрезу группы Нама показано на рис. 107. Почти все они сосредоточены в кварцитовых горизонтах свиты Куибис и в нижней кварцитовой толще свиты Шварцранд, т. е. в нижней части слоев Нама. В фауне слоев Нама наиболее богато представлены характерные листообразные формы, относящиеся к группе Petalonamae (*Rangea*, *Pteridium*, *Nasepia* и др.). В ней встречаются также медузоидные (*Paramedusium*) и даже представители скелетной фауны — типа археоциат (Cloudina) и несколько видов следов роющих животных.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОБЩЕЙ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ АФРИКАНСКОГО МАТЕРИКА В ДОКЕМБРИИ

Опираясь на радиометрические данные — статистическое преобладание на определенных площадях пород того или другого радиометрического возраста, в докембрийской истории Африканского материка выделяют четыре основных этапа развития, отвечающих четырем преобладающим значениям радиометрических датировок: более 2500 млн. лет, 1850±250 млн. лет, 1100±200 млн. лет, 550±100 млн. лет (рис. 108). Эти датировки здесь также (см. с. 117) рассматриваются

как показатели «орогенических событий» (эпох складчатости), завершавших соответствующие тектоно-магматические циклы, в результате которых последовательно возникали все более молодые устойчивые структурные единицы (ядра консолидации, платформы, кратоны).

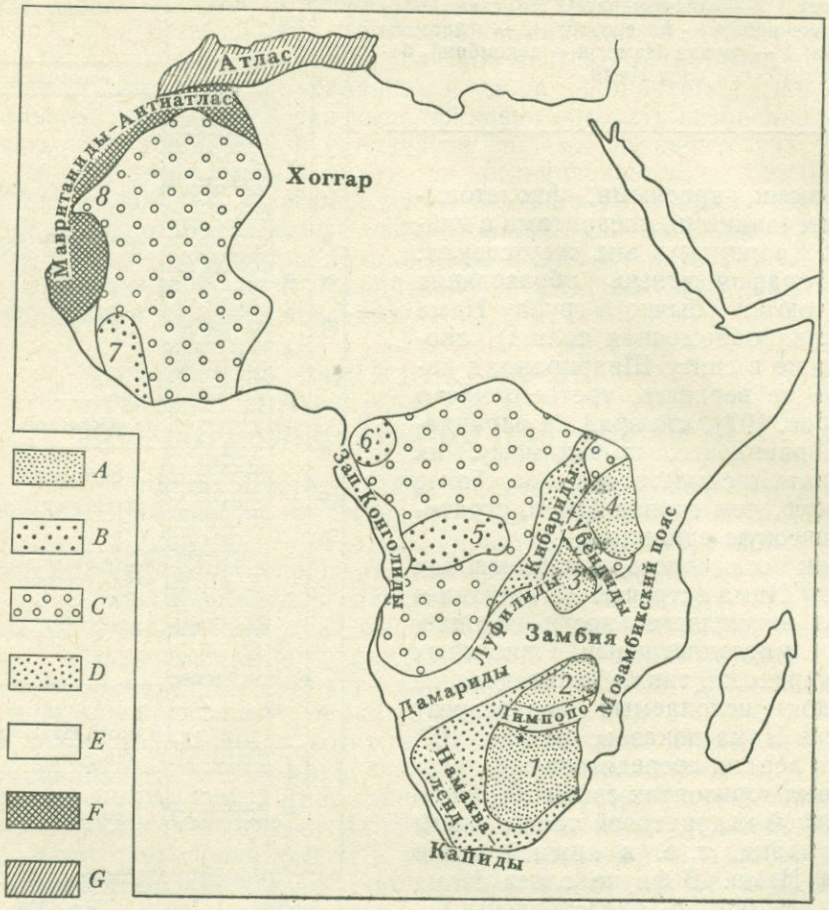


Рис. 108. Схематическая карта основных орогенических структурных единиц Африки. По Клиффорду, 1970.

Цифры на карте: *1* — Трансваальское ядро; *2* — Родезийское ядро; *3* — Замбийское ядро; *4* — ядро Додома-Ньянза; *5* — ядро Касаи; *6* — Габон-Камерунское ядро; *7* — ядро Сьерра-Леоне — Берег Слоновой Кости; *8* — Мавританское ядро.

Орогенические события: *A* — 2500 млн. лет и древнее; *B* — *A* и *C* неразделенные; *C* — 1850±250 млн. лет; *D* — 1100±200 млн. лет; *E* — 550+100 млн. лет; *F* — средний палеозой — ранний мезозой; *G* — альпийские

Из радиометрических данных следует, что на протяжении древнейшего (архейского) этапа (более 2500 млн. лет назад) сформировался ряд блоков-массивов («ядер») Восточно-Африканской платформы, а также небольшие центры консолидации в пределах Западно-Африканской платформы. В эпоху следующей — эбурнейской — складчатости (1850±250 млн. лет) сформировалась в основном Западно-Африканская платформа и северная часть (область амфиклизы Конго и ее южного обрамления) Восточно-Африканской платформы. В эту же эпоху, по радиометрическим данным, спаялись попарно «ядра» южной части Восточно-Африканской платформы. Следующая — кибарская — складчатость (1100±200 млн. лет) имела меньшее значение. Она при-

вела к консолидации северной части Дамара-Кибарского складчатого пояса и к расширению с западной стороны Восточно-Африканской платформы. Последняя же докембрийская (?) складчатость (550±100 млн. лет) получает, по радиометрическим данным, исключительное значение. По этим данным, с ней связывается консолидация Сахарского, Аравийского и в основном Дамара-Кибарского складчатых поясов, Мозамбикского метаморфического пояса и значительной, северной окраины Восточно-Африканской платформы. Наконец, складчатые системы Мавританид и Антиатласа относятся по этим данным к областям среднепалеозойско-раннемезозойской складчатости.

Представленная на рис. 108 радиометрическая картина структурной эволюции Африканского материка не вполне, однако, соответствует той картине развития, которая вытекает из рассмотренных нами в предыдущих разделах геологических данных (см. рис. 87). Это несоответствие вызвано в основном двумя причинами.

Одна из них заключается в том, что в ней не принимается во внимание возможность *омоложения* радиометрических датировок. Однако, как неоднократно отмечалось, рядом исследователей было показано, что омоложение радиометрического возраста докембрийских пород Африки — явление весьма обычное. Особенно широко оно отмечалось, по-видимому, на рубеже докембрия и палеозоя (500—600 млн. лет назад). Это «панафриканское омоложение» было связано с событием, сущность которого остается неясной (возможно, это была эпоха общего воздымания материка) (см. с. 49). Оно привело к тому, что, вопреки геологическим данным, в радиометрической картине структурной эволюции Африки молодые (550±100 млн. лет) складчатые области заняли более половины общей площади материка.

Вторая причина несоответствия заключается в том, что в радиометрической картине *«орогенические события» и отвечающие им орогенические (геосинклинальные) циклы не связываются с существованием определенных комплексов складчатых суперкрустальных отложений, т. е. складчатых образований данного орогенического цикла.* В одних случаях (Дамарид, Кибарид, Убендид и др.) установленные по радиометрическим датировкам «орогенические события» завершают формирование реально существующих, стратиграфически выявленных комплексов суперкрустальных пород. Но в ряде других — подобные комплексы отсутствуют (во всяком случае остаются не выявленными) и тогда сущность «орогенических событий» сводится лишь к некоторым структурным и метаморфическим преобразованиям пород более древних комплексов или вообще ограничивается только радиометрическими данными. Так, в частности, обстоит дело с выделением «молодого» (550±100 млн. лет) Мозамбикского пояса, в пределах которого складчатые верхнедокембрийские образования нигде пока не установлены.

При геологическом подходе к выделению орогенических событий (складчатости и сопутствующих ей проявлений магматизма и метаморфизма) и отвечающих им геосинклинальных циклов необходимым условием этого выделения является наличие соответствующего данному орогеническому циклу складчатого комплекса. Его отсутствие лишает понятие орогенического цикла его геологического содержания.

Складчатые комплексы позднего верхнего докембрия (докембрия VI) достоверно присутствуют, как мы видели, лишь в складчатых системах Катангид, Западных Конголид, Гурмы, Мавританид и в Дамара-Кибарском складчатом поясе, где они представлены верхней частью (?) складчатого комплекса Дамарид. Только эти складчатые системы и могут рассматриваться, очевидно, как орогенические (геосинклинальные) области, завершение геосинклинального развития которых связано со складчатостью («орогеническим событием»), имевшей место 550±100 млн. лет назад. Все эти складчатые системы, за ис-

ключением, возможно, Дамарид, имеют характер локальных внутриплатформенных структур, сложенных преимущественно или даже исключительно толщами осадочных слабо метаморфизованных или вовсе не метаморфизованных пород. Соответствующую складчатость следует рассматривать в связи с этим как последний слабый отголосок более ранних и более мощных проявлений складкообразовательных (орогенических) процессов.

Значительно более крупную роль в структуре Африканского материка играют складчатые комплексы раннего верхнего докембрия (докембрия V). Они являются основным материалом складчатых структур Сахарского складчатого пояса (фарузий) и, по-видимому, также Аравийского складчатого пояса. Вышележащие толщи позднего верхнего докембрия Сахарского пояса (серии Варзазат и Адуду Антиатласа, нигритий и серия Валлен — Ин-Семмен Туарегского массива) не испытали ни сильной складчатости, ни метаморфизма и имеют в целом уже не геосинклинальный характер. Это говорит о том, что геосинклинальное развитие Сахарского пояса закончилось примерно на рубеже раннего и позднего верхнего докембрия, т. е. около 1000 млн. лет назад. Вероятно, примерно в это же время закончилось и геосинклинальное развитие Аравийского складчатого пояса. В то же время, возможно, несколько раньше закончилось геосинклинальное развитие складчатых систем Кибарид и Бурунди-Карагве-Анколе. Складчатость, завершившая геосинклинальное развитие Сахарского, Аравийского и частично Дамара-Кибарского складчатых поясов, отвечает «орогеническому событию» 1100±200 млн. лет. Как видно из рис. 108, данное «событие» радиометрически проявляется очень неполно, очевидно, в результате омоложения относящихся к нему радиометрических данных.

Упоминавшиеся выше складчатые области и пояса, закончившие геосинклинальный этап развития 1000—1200 млн. лет назад, характеризуются четко выраженной линейностью как внешних очертаний, так и внутренней складчатой структуры. Это действительно *пояса*, прослеживающиеся на тысячи километров и ограничивающие широкие изометричные площади распространения более древних структур. Предскладчатая стадия их геосинклинального развития — формирование в их пределах глубоких прогибов и заполнение последних мощными толщами суперкрустальных пород — приходится в основном на докембрий V (1500—1000 млн. лет). Но начало этой стадии развития может относиться в отдельных районах к еще более раннему времени — к середине или даже к началу докембрия IV—V (2000—1500 млн. лет).

На промежуточных, по отношению к геосинклинальным поясам, площадях, отвечающих современным Африканским платформам, в тот же период времени (докембрий IV — V) накопление суперкрустальных образований было незначительным. Оно ограничивалось в основном Восточно-Африканской платформой, где формирование подобных образований лишь завершает длительный период более ранней седиментации, к которому данные образования и относятся. Преобладающая часть площади Африканских платформ представляла собой, по-видимому, в это время (докембрий IV—V) область денудации. Лишь с начала докембрия VI значительные участки этих платформ (амфиклизы Конго и Таудени, впадина Вольта) опускаются и в них начинается формирование слоев позднего верхнего докембрия.

Судя по радиометрическим данным, Западно-Африканская платформа и северный блок Восточно-Африканской платформы сформировались в основном на рубеже докембрия III и докембрия IV, в эпоху эбурнейской складчатости (около 2000 млн. лет назад). Очевидно, что этой складчатости предшествовала предскладчатая стадия развития соответствующих геосинклинальных областей, которая должна была захватить время докембрия II (?) — III. Однако что представля-

ли собой эти геосинклинальные области и как протекало их развитие, остается в значительной степени неясным.

Современные изометричные очертания основных областей эбурнейской складчатости вряд ли отвечают очертаниям и размерам тех геосинклинальных поясов (если это были области, которые можно назвать поясами), из которых эти складчатые области возникли. Скорее, по-видимому, они были и больше, и меньше последних. Меньше потому, что они включают фрагменты еще более древних — доэбурнейских — структур, которыми являются древние «ядра» (Касаи, Габон-Камерунское, Сьерра-Леоне — Берега Слоновой Кости, Мавританское) (см. рис. 108). Больше потому, что эбурнейские геосинклинальные пояса (?) не ограничивались, вероятно, рамками современных областей эбурнейской складчатости, а протягивались также в пределы смежных с ними территорий.

Помимо упомянутых основных областей эбурнейской складчатости к структурам примерно того же возраста относится ряд небольших складчатых систем — Убендид, Ирумид, Лимпопо, Западного Гриквеленда, возникших на месте относительно небольших прогибов, пересекавших, разделявших и отчасти окаймлявших древние массивы Восточно-Африканской платформы. Образование этих прогибов было связано, по всей видимости, с расколами древнего фундамента. Вдоль разломов возникали зоны погружения, заполнявшиеся толщами суперкрустальных пород, не отличавшихся заметным образом ни по составу, ни по мощности от одновозрастных образований древнейшего (протоплатформенного) чехла самих массивов.

В пределах Родезийско-Трансваальского щита имеются еще более древние складчатые зоны (зеленокаменные синклинории), складчатые комплексы которых (себаквийский, булавайский, шамвайский, свазиленд) не имеют уже каких-либо аналогов среди образований чехла. Геосинклинальные (?) прогибы, из которых возникли эти древнейшие из известных в Африке складчатые зоны, отличались небольшой шириной и большей частью неправильной в плане формой. Интересно, что по общей конфигурации и расположению зеленокаменные синклинории Родезийско-Трансваальского щита особенно его северной, Родезийской части, напоминают синклинальные структуры южной части складчатой системы Катангид (см. рис. 100). Последняя возникла, несомненно, на разбитом на отдельные блоки древнем фундаменте, который в виде «куполов» различных размеров выступает между изгибающимися вокруг них синклинальными зонами.

Таким образом, как эбурнейские, так и более древние геосинклинальные зоны Центральной и Южной Африки возникли в результате дробления и погружения отдельных узких блоков консолидированных участков земной коры. Блоки, вовлеченные в геосинклинальное погружение, оказались разделенными более крупными сравнительно устойчивыми блоками с преобладающей тенденцией к поднятию. Это и создало характерную для Южной Африки мозаичность структуры. Здесь не обнаруживается состояния общей «геосинклинальности» земной коры. На самом раннем из распознаваемых этапов геологического развития в данном регионе проявляются в какой-то мере уже консолидированные участки земной коры. Дальнейшее развитие идет путем многостадийного, постепенно ослабевающего дробления этих участков и последующего «геосинклинального залечивания» подвергнувшихся раздроблению зон. В составе древнейших структур Африканского материка следует рассматривать, как мы видели, и омоложенный Мозамбикский метаморфический пояс, сформировавшийся в основном в нижнем докембрии на месте широкого геосинклинального прогиба или системы геосинклинальных прогибов.

Глава IX

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ДОКЕМБРИЙСКАЯ ИСТОРИЯ АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Докембрийские образования Австралийской платформы во многих отношениях представляют большой интерес. В результате интенсивных исследований последнего времени здесь установлена стратиграфическая последовательность многих суперкрустальных комплексов докембрия, ряд эпох формирования которых заполняет, по-видимому, значительную часть докембрийского времени, возможно даже все докембрийское время без каких-либо пропусков. Эпохи формирования суперкрустальных комплексов завершались здесь обычно внедрением гранитных интрузий, определение радиометрического возраста которых наряду с определением радиометрического возраста пород вулканогенных серий дает хронологическую канву событий докембрия.

За исключением некоторых древнейших (?) образований, докембрийские суперкрустальные комплексы Австралийской платформы не претерпели сильного регионального метаморфизма и не только верхний докембрий, но и многие толщи среднего докембрия здесь почти или совсем не метаморфизованы. Это значительно облегчает выяснение первичного характера пород австралийского докембрия и условий их формирования, а также условий их залегания и стратиграфических взаимоотношений. Положительную роль в познании данных образований сыграла также, по-видимому, их сравнительно хорошая обнаженность, связанная с возвышенным расчлененным рельефом и пустынным климатом большинства тех участков Австралийской платформы, где докембрийские образования выступают на поверхность.

Все это способствовало тому, что в Австралии сложилась к настоящему времени определенная хронологическая схема деления докембрия (см. табл. 6). По этой схеме в составе австралийского докембрия выделяются четыре крупные хронологические единицы («системы»): архей (древнее 2300 млн. лет), налладжайний (1800—2300 млн. лет), карпентарий (1400—1800 млн. лет) и аделаидий (600—1400 млн. лет). Три последние «системы» составляют, по представлению австралийских геологов, соответственно нижний, средний и верхний протерозой.

Это деление было установлено, как обычно, на основе определенных *региональных* данных — на проявлении естественных рубежей в геологическом развитии отдельных конкретных регионов. Но в дальнейшем благодаря радиометрическим датировкам соответствующих рубежей (2300, 1800, 1400, 600 млн. лет) оно получило общее хроноло-

гическое значение, независимое от тех исходных данных, на основе которых оно было установлено.

В докембрийской истории Австралийской платформы четко обособляется ранний, нижнедокембрийский этап развития, отвечающий архею австралийской схемы. Но выделение в соответствии с той же схемой более молодых — «протерозойских» — комплексов докембрия

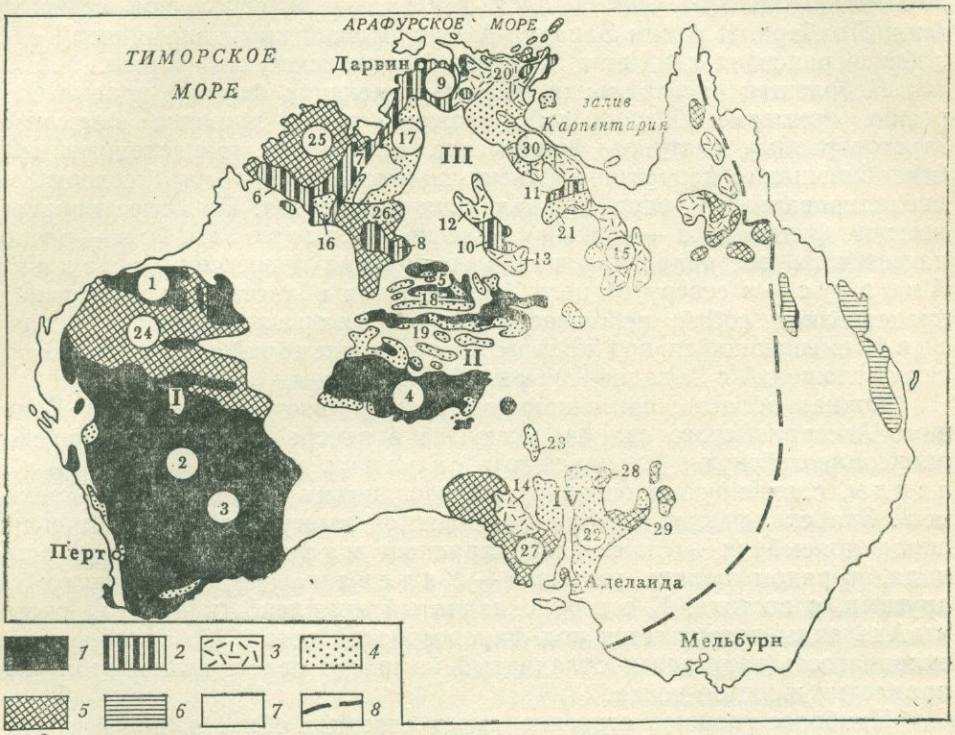


Рис. 109. Докембрий Австралии. По Борукаеву, 1970:

1 — архей (нижний докембрий); *2* — налладжайний; *3* — карпентарий; *4* — аделаидий; *5* — протерозой (средний-верхний докембрий) нерасчлененный; *6* — верхний докембрий (?) — палеозой; *7* — фанерозой; *8* — восточная граница Австралийской платформы. I — Западно-Австралийский щит; II — Центральноавстралийский щит; III — область северной периферии платформы; IV — область Южной Австралии.

Выходы на поверхность (цифры в кружках): 1—5 — архея (1 — Пилбара, 2 — Йилгарн, 3 — Калгурли, 4 — Мас-Грейв, 5 — Эранта); 6—11 — налладжайния (6 — Кинг-Леопольд, 7 — Холс-Крик, 8 — Те-Гранитс-Танами, 9 — Пайн-Крик, 10 — Теннант-Крик, 11 — Мэрфи); 12—15 — карпентария (12 — Эшбертон, 13 — Давенпорт, 14 — Голер, 15 — Маунт-Айза); 16—23 — аделаидия (16 — Лаббок, 17 — Виктория-Ривер, 18 — Нелия, 19 — Амадеус, 20 — Арафура, 21 — Саут-Никольсон, 22 — Аделаида, 23 — Пик-Денисон); 24—29 — нерасчлененного протерозоя (24 — Налладжайн, 25 — Кимберли, 26 — Стерт, 27 — Эйр, 28 — Маунт-Пейнтер, 29 — Олари — Брокен-Хилл); 30 — карпентария и аделаидия в бассейне Мак-Артур

уже достаточно условно. Их границы, устанавливаемые на уровне региональных естественных рубежей (перерывов, несогласий и др.), не совпадают во многих случаях с хронологическими (радиометрическими) границами «систем» общей схемы.

В пределах Австралийской платформы выделяются четыре области развития докембрия: западная, центральная, южная и северная (рис. 109).

Наиболее обширной (примерно 1500×1000 км) и непрерывной является западная область. Она представляет собой выступ фундамента Австралийской платформы — Западно-Австралийский щит,

сложенный древнейшими (архейскими) образованиями австралийского докембрия. В северной части этого щита располагается обширная впадина Налладжайн, выполненная мощной толщей пород одноименной «системы», которые очень слабо дислоцированы и относятся к древнейшим образованиям чехла Австралийской платформы. Впадиной Налладжайн Западно-Австралийский щит разделяется на два блока: большой южный блок Йилгарн и небольшой северный блок Пилбара. В целом Западно-Австралийский щит напоминает Родезийско-Трансваальский щит Восточно-Африканской платформы.

Небольшая центральная область, имеющая форму правильного ромба (примерно 600×600 км), сложена рядом широтно вытянутых горстообразных выступов фундамента платформы, разделенных грабенообразными депрессиями, выполненными слабо или совсем не дислоцированными толщами аделаидия и палеозоя. Наиболее крупный выступ фундамента — горный массив Масгрейв-Ман — располагается на юге области, а наиболее крупная депрессия — впадина Амадеус — к северу от него. Центральная область, как и западная, представляет собой небольшой щит — Центральноавстралийский, смыкающийся под покровом верхнедокембрийских и палеозойских отложений с Западно-Австралийским щитом.

Южная область, примыкающая к северо-восточному берегу Большого Австралийского залива, включает в центре верхнедокембрийско-раннепалеозойскую (салаирскую) складчатую систему Аделаиды, сложенную в основном образованиями одноименной «системы». Эта складчатая система окаймляется выступами более древних пород докембрия — относительно крупным массивом Голер, с запада, и рядом мелких массивов — Уиллиама (Брокен-Хилл) и другими, с востока. К северу складчатый комплекс складчатой системы Аделаиды погружается под фанерозойский чехол. Но одновременно складчатость затухает и складчатый комплекс переходит в этом направлении в состав чехла.

Наиболее сложное строение имеет северная область, почти вплотную примыкающая к центральной. В ее пределах на поверхность выступают образования среднего и верхнего докембрия. Более древние толщи докембрия (в основном налладжайний), развитые в отдельных узких зонах, интенсивно складчаты и метаморфизованы, В промежуточных блоках (Кимберли, Стэрт, Арнем) предполагается развитие на глубине консолидированного фундамента, который, однако, за исключением небольших выходов в северо-западной части блока Арнем, нигде в пределах этих блоков на поверхность не выступает. Более молодые слои докембрия — карпентарий и аделаидий — залегают здесь большей частью спокойно и входят в состав чехла платформы. Лишь на крайнем юго-востоке области, в складчатом поясе Маунт-Айза, слои карпентария интенсивно складчаты и метаморфизованы.

За исключением меридионального пояса Маунт-Айза, вся остальная часть северной области может рассматриваться как раннесреднедокембрийская — налладжайнская (докарпентарская) складчатая область. Блоково-складчатый характер ее структуры напоминает структуру северной части Южно-Африканской патформы с ее древними ядрами и окаймляющими их средне-верхнедокембрийскими складчатыми зонами.

Более молодым — позднесреднедокембрийским (карпентарским, доаделаидским) — элементом структуры Австралийской платформы является пояс Маунт-Айза. Собственно район (блок) Маунт-Айза, по-видимому,— лишь небольшой фрагмент значительно более протяженного складчатого пояса. На юге к нему относится, возможно,

часть докембрийской области Южной Австралии, ограниченная с запада складчатой системой Аделаиды.

Таким образом, в структуре Австралийской платформы выделяется древнее архейское ядро платформы и обрамляющий это ядро периферический пояс более молодых складчатых областей. Ядро платформы включает Западно-Австралийский и Центрально-Австралийский щиты и промежуточную между ними часть платформы, перекрытую чехлом фанерозойских отложений. Периферический пояс платформы слагается из четырех основных элементов: 1) области северной периферии платформы, представляющей область раннесреднедокембрийской складчатости; 2) области (пояса) позднесреднедокембрийской складчатости Маунт-Айза, к которой может быть отнесена и восточная часть докембрийского поля Южной Австралии; 3) верхнедокембрийско-раннепалеозойской складчатой системы Аделаиды; 4) области раннесреднедокембрийской (?) складчастости блока Голер Южной Австралии, выделяющейся глубоким метаморфизмом пород складчатого комплекса.

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ (АРХЕЙ) АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Нижний докембрий (архей австралийской схемы) повсеместно слагает фундамент древнего ядра Австралийской платформы, вне которого он распространен весьма ограниченно.

Преобладающую роль среди нижнедокембрийских образований ядра платформы, как и других подобных областей, играют граниты, гнейсограниты, мигматиты и глубоко метаморфизованные суперкрустальные породы — различные гнейсы и кристаллические сланцы. Существенное значение среди метаморфических образований имеют, в частности, различные чарнокитовые породы. Подобными образованиями целиком сложены все массивы Центральноавстралийского щита (Масгрейв-Ман и др.), а также западная часть и южная окраина блока Йилгарн Западно-Австралийского щита.

Существенно иной характер имеют нижнедокембрийские образования большей восточной части блока Йилгарн и блока Пилбара. В данной части Западно-Австралийского щита, в пределах широкого (до 400 км), вытянутого в северо-западном направлении пояса, сосредоточены многочисленные, ориентированные в том же северо-западном направлении зеленокаменные синклинории. Эти синклинории, как и сходные с ними зеленокаменные синклинории Родезийско-Трансваальского щита Восточно-Африканской платформы, заключают многочисленные месторождения золота, благодаря которым их и здесь называют золотыми поясами (рис. 110). Область (пояс) распространения зеленокаменных синклинориев Западно-Австралийского щита мы будем называть в дальнейшем К а л г у р л и н с к о й (или поясом Калгури) по г. Калгури — центру одноименного золоторудного района.

С юго-запада п о я с К а л г у р л и ограничивается упоминавшейся областью развития гранитов и метаморфических пород, которая вдоль южного побережья материка протягивается на восток, ограничивая (?) Калгурлинский пояс с юга и юго-востока. Возможно, что он обрезан здесь крупным поперечным разломом. На востоке докембрийские породы пояса перекрываются чехлом покровных образований. Но в этом направлении Калгурлинский пояс далеко не распространялся, так как нижнедокембрийский массив Масгрейв-Ман в Центральной Австралии целиком сложен, как отмечалось, комплексом гранитогнейсов и чарнокитов. На севере пояс Калгурли обрезается поперечной по отношению к нему впадиной Налладжайн. Но далее к северу он про-

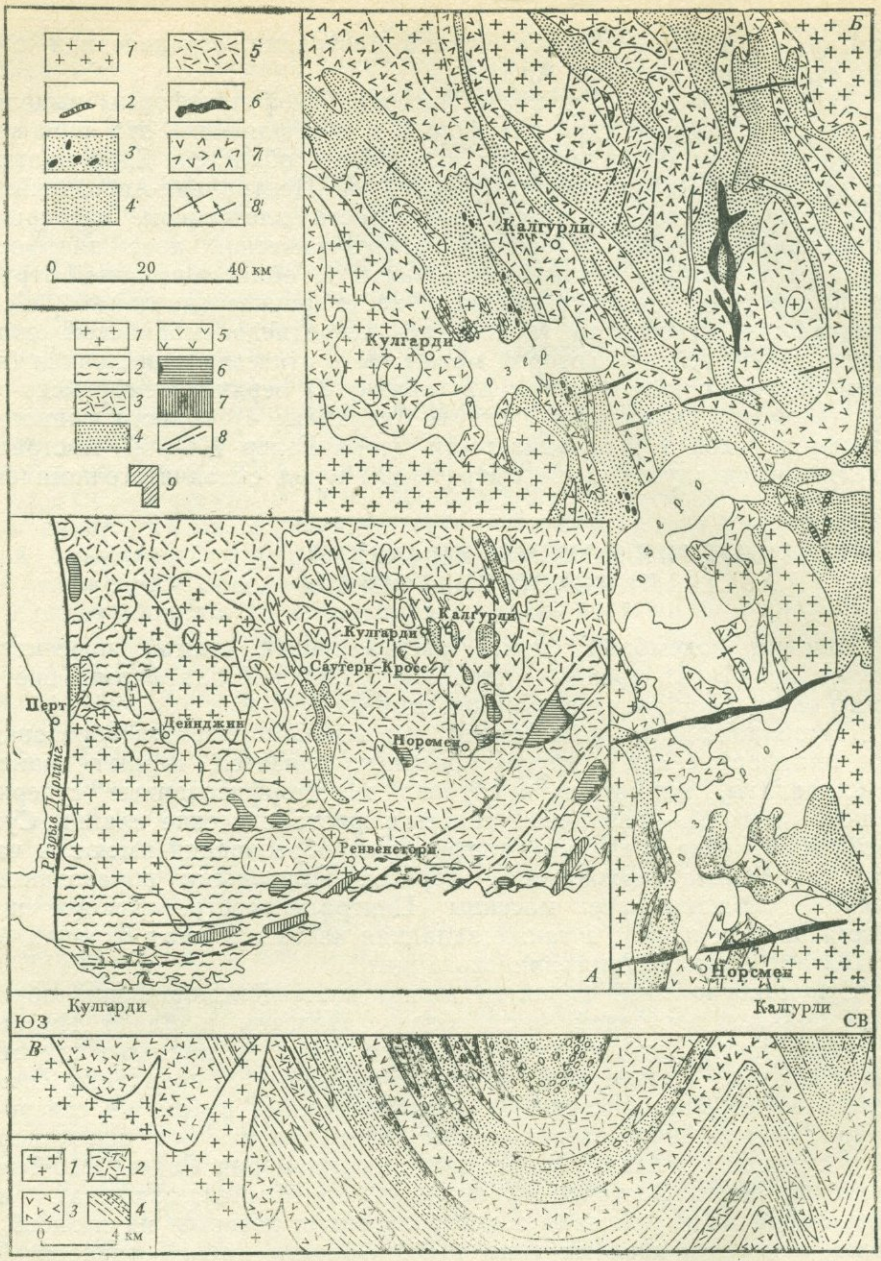


Рис. 110. Докембрий блока Иилгарн Западно-Австралийского щита.

А — Геологическая схема юго-западной Австралии. По Колотухиной, 1974: *1* — граниты, *2* — гнейсы; *3* — гнейсы и граниты нерасчлененные; *4* — преимущественно осадочные толщи («белокаменная серия»); *5* — преимущественно вулканогенные толщи («зеленокаменная серия»); *6* — чарнокиты; *7* — верхний докембрий; *8* — разломы; *9* — площадь карты района Калгурли — Норсмен (*Б*).

Б — Обзорная геологическая карта района Калгурли — Норсмен. По Гликсону, 1971: *1* — граниты; *2* — джеспилиты; *3* — конгломераты; *4* — прочие осадочные породы; *5* — кислые вулканиты (порфиры); *6* — секущие основные интрузии; *7* — основные вулканиты; *8* — оси антиклинальных и синклинальных складок.

В — Геологический профиль местности между городами Кулгарди и Калгурли. По Гликсону, 1971: *1* — граниты; *2* — основные зеленокаменноизмененные вулканиты; *3* — измененные кислые вулканиты; *4* — метаосадочные породы

должается, по-видимому, в блоке Пилбара, на крайнем севере Западно-Австралийского щита.

Зеленокаменные синклинории Калгурлинского пояса слагаются мощным комплексом перемежающихся пачек вулканогенных и осадочных пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Среди вулканогенных образований этого комплекса преобладают породы основного состава, заключающие многочисленные базитовые и ультрабазитовые интрузии. Раньше считалось, что вулканогенные породы слагают нижнюю часть разреза, а осадочные — верхнюю. Соответственно в стратиграфическом разрезе комплекса выделялись нижняя — зеленокаменная серия и верхняя — белокаменная серия. Работами последних лет выяснено, что во многих районах Каргурлинского пояса вулканические и осадочные толщи переслаиваются и, следовательно, в этих районах их разделение на зеленокаменную и белокаменную серии оказывается невозможным.

Таким образом, если в отдельных районах рассматриваемый вулканогенно-осадочный комплекс и распадается на нижнюю вулканогенную и верхнюю осадочную толщи, то это разделение — лишь частный случай, не имеющий общего значения. Интересно вспомнить, что аналогичные соотношения вулканогенных и осадочных (тимискамингского типа) толщ наблюдаются в комплексе Абитиби одноименного зеленокаменного пояса провинции оз. Верхнего Канадского щита. При общем преобладании в составе рассматриваемого вулканогенно-осадочного комплекса основных вулканитов значительное развитие в нем получают также вулканиты кислого состава. Местами устанавливается закономерная многократная циклическая смена основных вулканитов кислыми, затем снова основными и т. д. Основные вулканиты сменяются вверх по разрезу кислыми вулканитами постепенно, а основные вулканиты начала следующего цикла залегают на кислых вулканитах с резкой границей, свидетельствующей о перерыве в проявлении вулканической деятельности.

В одном из районов к северо-востоку от г. Калгурли установлена, например, такая последовательность излияний:

Цикл	Ассоциация	Мощность, футы
3	V. Основные вулканиты	15 000
	IV. Кислые вулканиты и обломочные породы	20 000
2	III. Основные вулканиты	14 000
	II. Кислые вулканиты и обломочные породы	25 000
1	I. Основные вулканиты	17 000

Общая мощность слоев этого разреза составляет около 30 000 м (91 000 футов). В конкретных разрезах она, вероятно, значительно меньше, так как вулканические толщи быстро утоняются и даже выклиниваются и увеличение мощности одной из них компенсируется обычно сокращением мощности других (см. рис. 110, *В*). Первично-осадочные образования рассматриваемого комплекса представлены обычными для зеленокаменных синклинориев толщами филлитов, глинистых сланцев, граувакк, кварцитов, джеспилитов, часто также конгломератов.

Интересной особенностью зеленокаменных синклинориев пояса Калгурли является присутствие многочисленных расслоенных пластовых интрузий (силлов) основного до ультраосновного состава и такого же состава протяженных мощных даек (?) или дайкообразных тел, напоминающих в миниатюре лополиты Садбери, Маскокс (Канадский щит) и Великую дайку Зимбабве (рис. 111). Основание таких рас-

слоенных силлов и даек слагается обычно ультраосновными породами (дунитами, перидотитами, пироксенитами), которые вверх сменяются стратифицированными толщами основных пород (норитов, габбро-норитов и др.). Во многих случаях с этими интрузивными образованиями связаны месторождения никелевых руд. Следует отметить, наконец, относительно простую складчатую структуру рассматриваемых вулканогенно-осадочных толщ, образованную чередованием прямых умеренно сжатых антиклиналей и синклиналей (см. рис. 110,*В*).

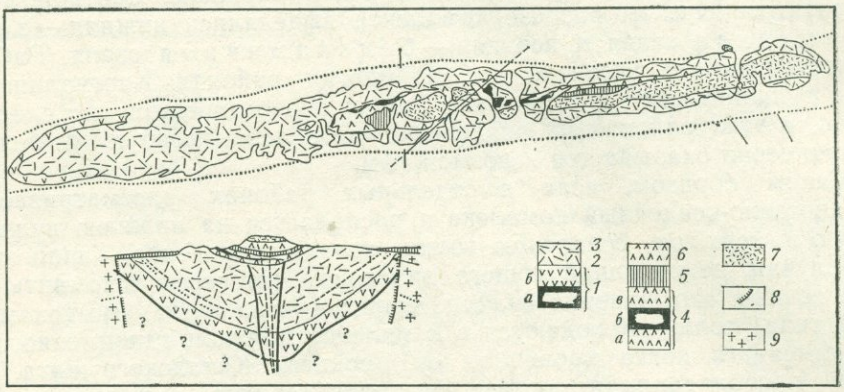


Рис. 111. Строение дайки Джимберлена (юго-западная Австралия, район Норсмена). По Кэмпеллу и др., 1970.

1—3 — нижняя расслоенная серия: *1* — вверху пироксенит, внизу перидотит и пикрит (возможно, интрузивный); *2—3* — норит-габбро (нижний и верхний); *4—7* — верхняя расслоенная серия: *4* — пироксенит, перидотит и пикрит (частично интрузивный), пироксенит; *5* — норит-габбро; *6* — пироксенит; *7* — норитовый долерит; *8* — зона закалки; *9* — древний гранит

По многим особенностям зеленокаменные синклинории пояса Калгурли напоминают «орогенный пояс» Абитиби Канадского щита, выделяясь только сравнительно широким развитием в составе их суперкрустального выполнения кислых вулканитов. Близки, по-видимому, эти образования и по возрасту. Хотя по принятой в Австралии схеме верхний рубеж архея проводится на уровне 2300 млн. лет, радиометрические датировки пород пояса Калгурли указывают на их более древний возраст, превышающий 2500—2600 млн. лет. Зеленокаменные синклинории пояса Калгурли во многом сходны также с аналогичными синклинориями Родезийско-Трансваальского щита.

Проблема основания зеленокаменных синклинориев пояса Калгурли еще далека от разрешения. Несомненно, однако, что и в области Западно-Австралийского щита значительная часть гранитогнейсового комплекса, резко отличающегося по степени метаморфизма от пород зеленокаменных синклинориев, является по отношению к последним более древним образованием. Следовательно, есть основания считать, что этот древний гранитогнейсовый комплекс участвовал в какой-то мере в составе того основания, на котором заложились зеленокаменные прогибы Калгурлинского пояса.

СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИЙ ДРЕВНЕГО ЯДРА ПЛАТФОРМЫ (ВПАДИНЫ НАЛЛАДЖАЙН)

В пределах древнего ядра Австралиской платформы отложения среднего докембрия пользуются ограниченным распространением. Они выполняют здесь крупную впадину Налладжайн, разделяющую блоки Пилбара и Йилгарн Западно-Австралийского щита (рис. 112).

Эта впадина выполнена в основном толщами налладжайния. Отчасти вдоль южного края впадины распространены также отложения аделаидия.

Почти изометричная, лишь несколько вытянутая в западно-северо-западном направлении впадина Налладжайн достигает 500 км длины при ширине до 300—400 км. Ее северная часть дренируется р. Форгескью, а в ее средней части протягивается хр. Хамерсли с наиболее высокой вершиной — горой Брус (1226 м). Зона хр. Хамерсли отвечает

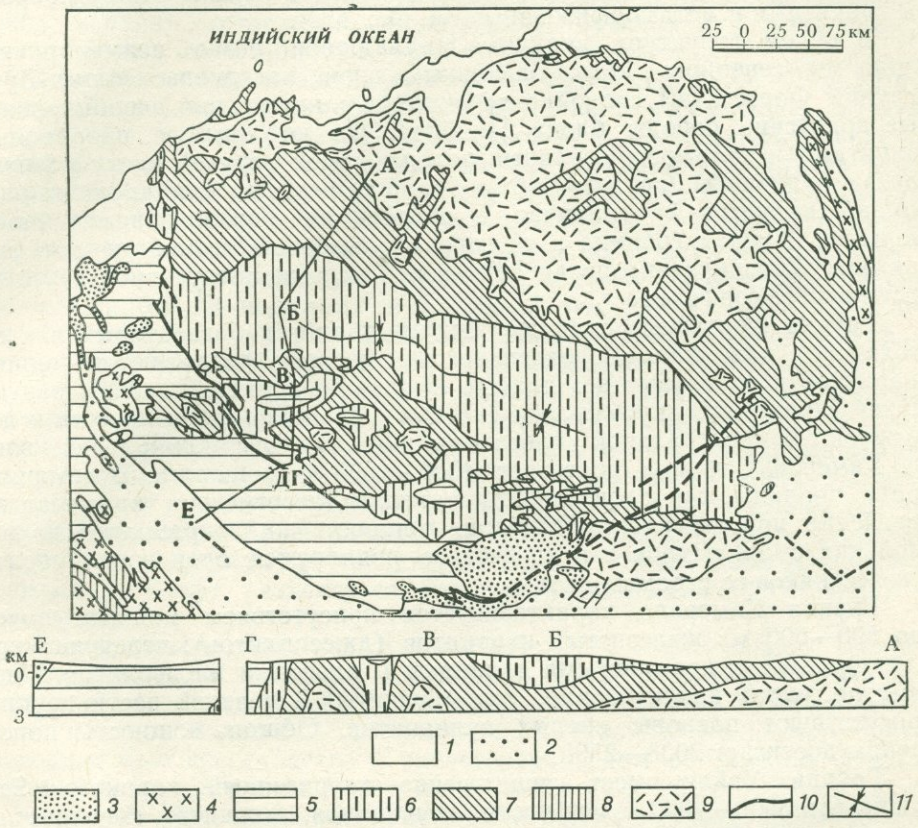


Рис. 112. Геологическая схема впадины Налладжайн. По Борукаеву, 1974:

1 — фанерозой; *2—4* — средний (?) — верхний докембрий: *2* — группа Банджемолл, *3* — группа Бреснахан, *4* — гранитоиды; *5—8* — средний докембрий (надгруппа Маунт-Брус): *5* — группа Уайлу, *6* — группа Хамерсли, *7* — группа Фортескью, *8* — метаморфизованные аналоги группы Уайлу; *9* — архей; *10* — основные разрывы; *11* — ось синклинали

продольному антиклинальному поднятию, крутое южное крыло которого осложнено крупным разрывом. По этому разрыву впадина Налладжайн разделяется на две части: бóльшую северо-восточную и меньшую юго-западную.

Основная часть осадочных и вулканогенных пород, выполняющих впадину Налладжайн, выделяется стратиграфически в надгруппу Маунт-брус, в составе которой различают три группы слоев (снизу вверх): Фортескью, Хамерсли и Уайлу. Группа Фортескью развита на севере впадины и в сводовой части антиклинального поднятия хр. Хамерсли; группа Хамерсли распространена в зоне хр. Хамерсли; группа Уайлу выполняет южную часть впадины, расположенную к югу от упоминавшегося выше крупного разрыва. Надгруппа Маунт-брус

является стратоэталоном «системы» налладжайн общей схемы деления австралийского докембрия.

Структура северной части впадины Налладжайн, выполненной отложениями групп Фортескью и Хамерсли, проста. Слои залегают очень спокойно, образуя несколько простых пологих складок. Отложения этой части впадины не метаморфизованы. Структура южной части впадины, выполненной отложениями группы Уайлу и еще более молодыми образованиями (аделаидия ?), более сложная, особенно у южного края впадины. В южном борту впадины слои группы Уайлу прорваны гранитами и метаморфизованы (см. рис. 112).

В целом структура впадины Налладжайн резко асимметрична. Вдоль ее северного края базальные слои надгруппы Маунт-Брус (группы Фортескью) спокойно перекрывают интенсивно дислоцированные архейские породы блока Пилбара. На юге смятые, прорванные гранитами и метаморфизованные породы самой верхней части разреза той же надгруппы (группы Уайлу), по-видимому, по зоне крупных разломов (надвигов ?) граничат с архейскими образованиями блока Йилгарн. Южная граница в отличие от северной весьма неясна, так как она замаскирована позднейшими процессами интрузивной деятельности и метаморфизма.

Группа Фортескью слагается двумя толщами базальтовых лав со столбчатой или шаровой отдельностью, которые разделяются толщей кварцитов и аркозовых песчаников. Венчается группа толщей чередующихся глинистых и кремнистых сланцев, кварцитов, джеспилитов и доломитов. В центральной части впадины (в антиклинальной зоне хр. Хамерсли) группа достигает 4000—4500 м мощности. В северном борту впадины, где слои группы с резким несогласием налегают на архейские породы блока Пилбара, мощность их сокращается до нескольких сотен метров и в их составе появляются слои конгломерата и известняков со строматолитами.

Группа Хамерсли характеризуется присутствием мощных пачек (до 500—600 м) железистых кварцитов (джеспилитов), чередующихся с глинистыми и кремнистыми сланцами и пластами алевролитов и доломитов, часто заключающих строматолиты. В верхней части группы присутствуют покровы кислых вулканитов. Общая мощность пород группы достигает 2000—2500 м.

Группа Уайлу имеет существенно терригенный характер. Это толща (до 3000—4000 м мощности) песчаников, кварцитов, конгломератов, заключающая покровы базальтов и мощную пачку доломитов со строматолитами. В песчаниках встречаются обломки джеспилитов, что указывает на размыв пород группы Хамерсли, в то время уже, очевидно, приподнятых.

У юго-восточного края впадины Налладжайн слои Уайлу с размывом перекрываются сходными по составу слоями группы Бреснахан, трансгрессивно налегающими как на более древние слои надгруппы Маунт-Брус, так и на архейские образования фундамента впадины. Слои группы Бреснахан, достигающие 1200 м мощности, не включаются в надгруппу Маунт-Брус. Их относят или к аделаидию, или к карпентарию. Следует отметить, однако, что они тесно связаны со слоями Уайлу и их резкое обособление от этих слоев вряд ли оправдано.

Осевая синклинальная зона южной части впадины Налладжайн выполнена отложениями группы Банджемолл, которая на основе радиометрических данных (возраст около 1000 млн. лет) относится к аделаидию. Это толща (до 600 м мощности) песчаников, кварцитов, аргиллитов с прослоями доломита, заключающая на востоке прослои железистых и марганцовистых аргиллитов («марганцевые слои»), а в основании — горизонт брекчии. Вдоль юго-восточного края впадины

данные отложения с размывом, трансгрессивно залегают на архее и на различных горизонтах надгруппы Маунт-Брус. Но в юго-западной части впадины эти отложения дислоцированы в том же структурном плане, что и слои группы Уайлу.

Как по составу, так и по характеру структурных взаимоотношений мощная серия слоев, выполняющая впадину Налладжайн, распадается на два крупных комплекса слоев, отвечающих двум этапам развития данной впадины. Более древний из этих комплексов включает отложения групп Фортескью и Хамерсли, выполняющих северную часть впадины; верхний — отложения групп Уайлу, Бреснахан и Банджемолл, выполняющих более молодую, южную часть впадины.

Комплекс слоев нижней (основной) части надгруппы Маунт-Брус (групп Фортескью и Хамерсли) обнаруживает несомненное сходство с древнейшими покровными образованиями Восточно-Африканской платформы и именно с верхней частью последних, выделяющейся в трансваальский комплекс. Следует отметить отсутствие в составе надгруппы Маунт-Брус аналогов золотоносных и ураноносных конгломератов (рифов) комплекса витватерсранд, возникших за счет размыва коренных месторождений «золотых поясов» Родезийско-Трансваальского щита. По-видимому, в Западной Австралии, как и в Южной Африке, размыв и переотложение материала «золотых поясов» к началу времени формирования слоев трансваальского комплекса и надгруппы Маунт-Брус практически прекратились. Это, с одной стороны, указывает на примерную одновременность образования данных толщ слоев, а с другой — на существование значительного перерыва между эпохой складчатости, завершившей формирование зеленокаменных синклинориев Западной Австралии, и началом формирования «системы» налладжайн. Архей и налладжайний не будут тогда, очевидно, непрерывно следовать друг за другом (как это необходимо для шкалы времени), а будут разделяться перерывом, возможно достаточно значительным.

Те же нижние слои надгруппы Маунт-Брус обнаруживают определенное сходство с афебием Канадского щита, а именно — с верхней частью афебия (надсерией Каниаписко), заключающей толщи джеспилитов и строматолитовых известняков. С гуроном Канадского щита, имеющим большое сходство с витватерсрандским комплексом Южной Африки, слои надгруппы Маунт-Брус имеют мало общего. Здесь также обращает на себя внимание присутствие в слоях гурона золотоносных и ураноносных конгломератов и отсутствие в тех же слоях железорудных толщ. Интересно, наконец, что строматолиты, из доломитов группы Фортескью принадлежат к тому же редкому виду *Gruneria biwabika*, который встречается в железорудной толще группы анимики, т. е. в верхней части надсерии Каниаписко Канадского щита.

В какой мере сходство рассматриваемых отложений — надгруппы Маунт-Брус Западной Австралии, трансваальского комплекса Южной Африки и верхнего афебия Канадского щита — говорит об их примерной одновозрастности, остается неясным. Возможно, что оно определяется лишь сходством условий образования всех этих комплексов слоев. Комплекс слоев, выполняющий южную часть впадины Налладжайн, может сравниваться при этом с отложениями комплекса Ватерберг и их аналогами Родезийско-Трансваальского щита.

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах северной периферической области Австралийской платформы достоверный нижний докембрий почти нигде на поверхность не выступает. К архею здесь относят небольшие выходы метаморфических

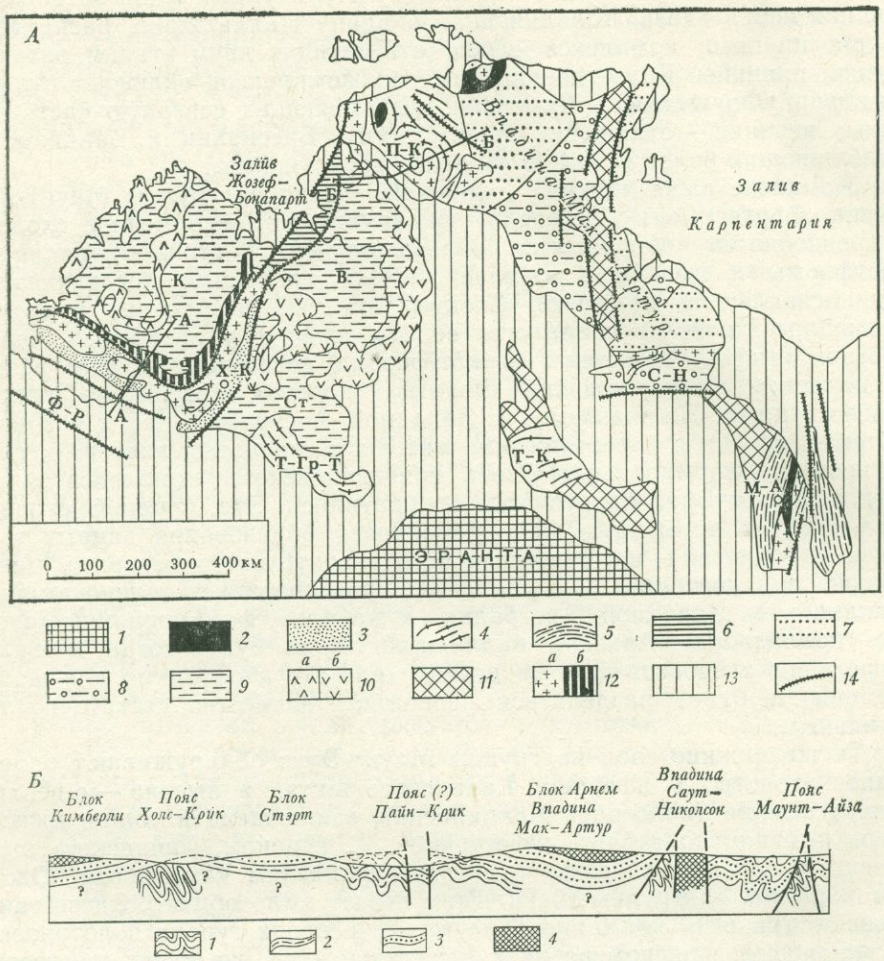


Рис. 113. Схема распространения (*А*) и взаимоотношений (*Б*) различных комплексов среднедокембрийских образований северной Австралии. По различным источникам.

А — Схема распространения: *1—2* — нижнедокембрийские образования: *1* — Центральноавстралийского щита (блок Эранта); *2* — северной Австралии; *3—5* — складчатые комплексы среднего докембрия: *3* — налладжайний (?) поясов Кинг-Леопольд и Холс-Крик, *4* — налладжайний «поясов» Пайн-Крик, Те-Гранитс-Танами, Теннант-Крик; *5* — карпентарий пояса Маунт-Айза; *6—10* — покровные комплексы среднего-верхнего докембрия: *6* — налладжайния (?), *7* — карпентария, *8* — аделаидия, *9* — нерасчлененных карпентария и аделаидия, *10* — покровы основных эффузивов (*а* — карпентария, *б* — основания кембрия); *11* — слабоскладчатые покровные комплексы карпентария; *12* — среднедокембрийские интрузии: *а* — кислого состава (граниты), *б* — основного и среднего состава; *13* — покровные комплексы фанерозоя; *14* — главнейшие разрывы. К— Кимберли, В — Виктория, Ст — Стерт, С-Н — Саут-Никольсон, К-Л — Кинг-Леопольд, Х-К — Холс-Крик, П-К — Пайн-Крик, Т-Гр-Т — Те-Гранитс-Танами, Т-К — Теннант-Крик, М-А — Маунт-Айза, Ф-Р — прогиб Фиц-Рой. А — А, Б — Б — линии профилей на рис. 114.

Б — Схема взаимоотношений: *1* — складчатые комплексы пояса Холс-Крик, блока Мерфи и осевого антиклинория пояса Маунт-Айза; *2* — комплекс Эджиконди, включая на западе полого залегающие песчаники Чиллинг; *3* — карпентарий; *4* — аделаидий. Интрузивные образования на схеме не показаны

пород и связанных с ними гранитов на севере п-ва Арнемленд. Предположительно архейскими считают также гнейсы и кристаллические сланцы, выступающие в осевой части пояса Маунт-Айза (рис. 113).

Все остальные, весьма обширные выходы докембрия северной Австралии принадлежат среднему, отчасти также верхнему докембрию. В отдельных узких поясах — Кинг-Леопольд, Холс-Крик, Те-Гранитс-Танами, Теннант-Крик, Пайн-Крик, Маунт-Айза — слои среднего докембрия интенсивно складчаты и метаморфизованы. В пределах же разделяющих эти складчатые пояса блоков слои среднего докембрия, преимущественно карпентария, залегают спокойно и имеют характер покровных образований. Отложения, которые относятся в северной Австралии к аделаидию (600—1400 млн. лет), не складчаты и повсеместно входят здесь в состав чехла платформы.

В настоящее время в рассматриваемой области выделяют все три основные подразделения австралийского среднего-верхнего докембрия: налладжайний, карпентарий и аделаидий. Однако, как мы увидим в дальнейшем, отнесение тех или других регионально-стратиграфических комплексов к тому или другому из этих хронологических (радиометрических) подразделений часто оказывается условным, а в ряде случаев — и явно противоречивым.

Налладжайний

В пределах северной периферии Австралийской платформы к налладжайнию относят как складчатые образования ряда пересекающих данную область складчатых поясов (Кинг-Леопольд, Холс-Крик, Пайн-Крик и др.), так и некоторые нескладчатые или слабоскладчатые комплексы покровного типа. Последние входят в состав чехла относительно устойчивых древних блоков (Кимберли, Стэрт, Арнем), разделяющихся упомянутыми выше поясами.

К наиболее древней части среднего докембрия — к нижней части налладжайния или, возможно, даже частично (?) уже к архею — относится складчатый комплекс поясов Холс-Крик и Кинг-Леопольд, окаймляющих с юго-запада и северо-востока блок Кимберли. Стратиграфически складчатый комплекс этих поясов выделяется в группу Холс-Крик.

Группа Холс-Крик образована мощной серией осадочных и вулканогенных пород, в составе которых выделяются четыре свиты слоев. Три нижние из них развиты только в поясе Холс-Крик и лишь одна верхняя свита распространена также в поясе Кинг-Леопольд. Нижняя свита группы Холс-Крик слагается сильноизмененными вулканитами преимущественно основного состава. Породы этой свиты выступают на поверхность лишь в одном месте, в ядре куполовидной антиклинали. Основание ее неизвестно. Выше выделяется свита (до 200 м мощности) средне-грубозернистых косослоистых кварцевых и полевошпатовых песчаников. Как и предыдущая, эта свита распространена весьма ограниченно. Более широко развита следующая, третья свита сложного вулканогенно-осадочного состава, достигающая 1500—3000 м мощности. Главнейшим ее компонентом являются основные, отчасти также кислые (риолиты) вулканиты, которые переслаиваются с граувакками, сланцами, доломитами, джеспилитами и другими осадочными породами. Наконец, наиболее широко распространенная верхняя — граувакко-сланцевая — свита группы Холс-Крик слагается толщей (до 3600 м мощности) граувакк, алевролитов и глинистых сланцев с незначительными прослоями кислых вулканических туфов, доломитов, кварцитов. Для данной толщи характерно также присутствие многочисленных пластовых интрузий основных пород. В одном из прослоев доломитов этой свиты были встречены структуры, напоминающие строматолиты.

Все свиты группы Холс-Крик залегают согласно, интенсивно дислоцированы и регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Местами, особенно в северной части пояса Холс-Крик, метаморфизм усиливается. Возраст метаморфизма пород группы Холс-Крик определяется радиометрически в 1960 млн. лет. Возраст гранитных интрузий, пересекающих те же породы, — в 2100 млн. лет. В районе имеются, наконец, пегматитовые жилы, возраст которых определен в 2700 млн. лет. На этом основании некоторые геологи допускают возможность архейского (более древнего чем 2300 млн. лет) возраста пород группы Холс-Крик. Последняя сопоставляется при этом с вулканогенно-осадочными толщами, слагающими зеленокаменные синклинории пояса Калгурли.

На размытую поверхность слоев группы Холс-Крик несогласно налегает толща кислых вулканитов Уайтуотер, залегающих уже спокойно

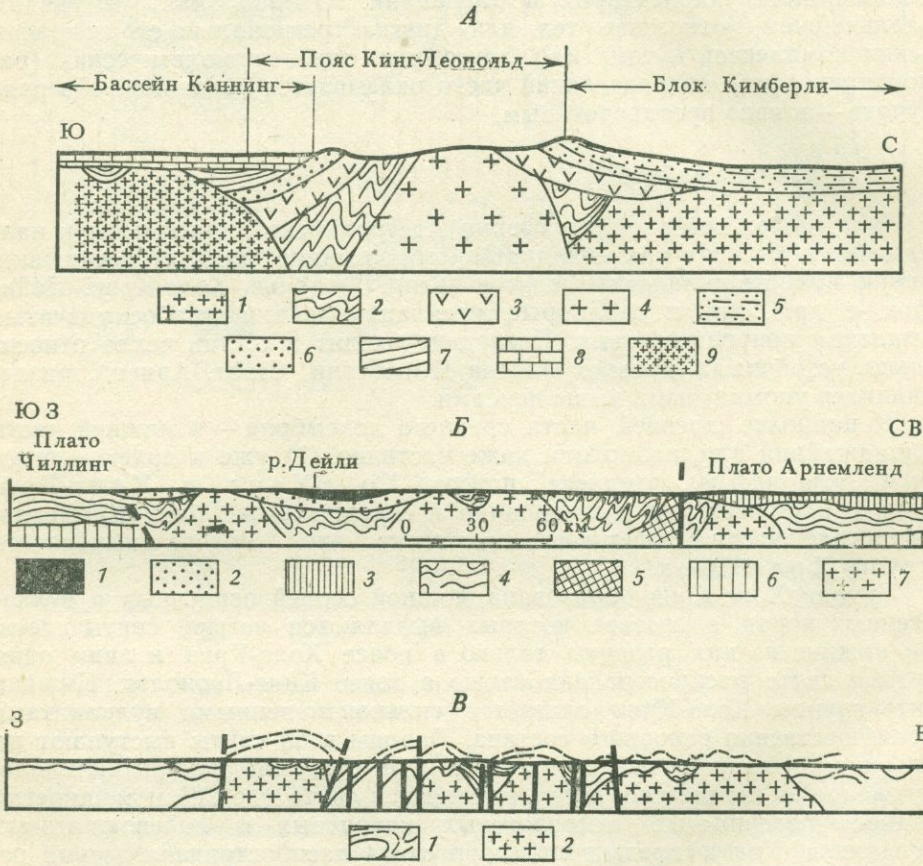


Рис. 114. Складчатые пояса северной Австралии:

А — Схематический профиль пояса Кинг-Леопольд. По Геллатли, 1971. *1* — архейское ядро континента; *2* — архейские (?) геосинклинальные образования (группа Холс-Крик); *3* — нижнепротерозойские вулканиты (свита Уайтуотер); *4* — нижнепротерозойские граниты; *5* — карпентарий; *6* — аделаидий; *7* — ордовик; *8* — верхний палеозой и мезозой; *9* — граниты неустановленного возраста.

Б — Профиль складчатой области Пайн-Крик. По Уолпоулу и др., 1968, схематизировано. *1* — ордовик и мел; *2* — аделаидий; *3* — карпентарий; *4* — налладжайний; *5* — архей (?) (зеленокаменные вулканиты); *6* — архейский фундамент; *7* — граниты.

В — Схема структуры пояса Маунт-Айза. По Хиллу, 1960. *1* — складчатый комплекс; *2* — граниты, интрудирующие складчатый комплекс

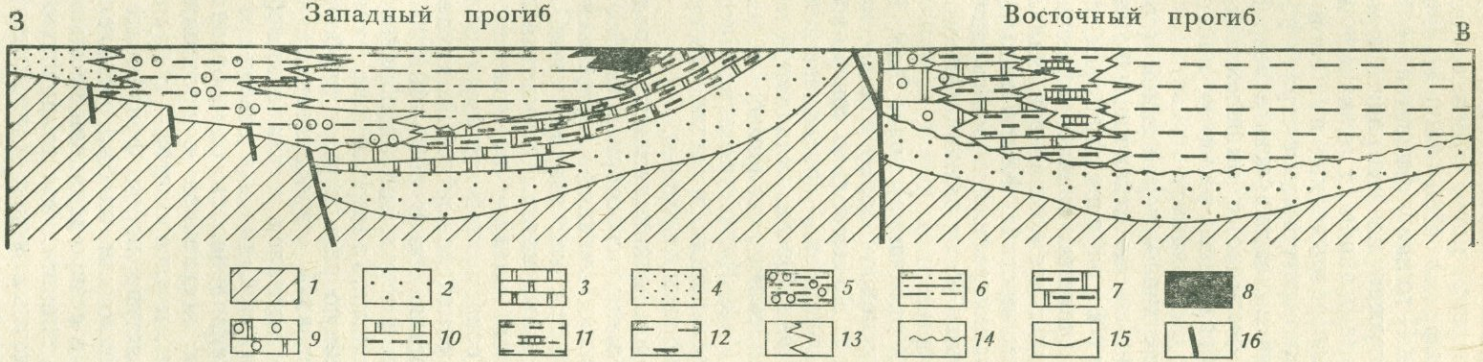


Рис. 115. Схема строения комплекса Эджиконди складчатой области Пайн-Крик. По Уолпоулу и др., 1968.

Общая длина профиля (схемы) около 250—300 км; суммарная мощность отложений 8000—10 000 м: *1* — древний фундамент; *2—3* — отложения первого этапа формирования прогибов (впадин?) Пайн-Крик: *2* — кварцевые и аркозовые песчаники, конгломераты, алевролиты, *3* — доломиты; *4—8* — отложения второго (основного) этапа формирования западного прогиба (впадины): *4* — кварцевые косослоистые песчаники Чиллинг, *5* — кварцевые и аркозовые песчаники, граувакки, алевролиты, конгломераты, *6* — алевролиты, отчасти граувакки, *7* — известковые и доломитовые алевролиты, окремнелые доломиты, кремни, *8* — основные вулканические породы; *9—12* — отложения второго этапа формирования восточного прогиба (впадины): *9* — рифогенные водорослевые доломиты, *10* — известковые алевролиты, в отдельных прослоях и линзах окремненные, *11* — кремнистые алевролиты с линзами кремней, *12* — бурые, розовые, красные алевролиты и граувакки; *13—15* — границы между различными толщами комплекса Эджиконди: *13* — фациальные; *14—15* — стратиграфические: *14* — с размывом, *15* — без размыва, *16* — разрывы

и принадлежащих к основанию покровного комплекса блока Кимберли. Возраст этих вулканитов определяется в 1940 млн. лет. Еще выше залегает толща песчаников, сланцев и карбонатных пород с покровами и силлами основных вулканических пород (базальтов, долеритов), возраст которых датируется цифрами 1700—1800 млн. лет (рис. 114, А). Эта верхняя — осадочная — толща относится к карпентарию. Нижележащие вулканиты Уайтуотер по их радиометрическому возрасту принадлежат еще к налладжайнию, т. е. к той же «системе», к которой относятся несогласно перекрываемые ими слои группы Холс-Крик. Но историко-геологически (регионально-стратиграфически) эти верхние, наиболее молодые слои налладжайнского возраста (вулканиты Уайтуотер) связаны уже, очевидно, с вышележащим покровным комплексом (карпентарием), образуя его нижнюю, наиболее древнюю часть.

Определенное сходство с верхней — терригенной (грауваккo-сланцевой) свитой группы Холс-Крик имеют складчатые комплексы поясов Те-Гранитс-Танами и Теннант-Крик. Прогибы, в которых накапливались толщи граувакк, глинистых сланцев и песчаников, послужившие материалом этих складчатых комплексов, являлись, по-видимому, восточным продолжением прогиба Кинг-Леопольд. Возможно, что система этих прогибов ограничивала блоково-складчатую область северной Австралии с юга, отделяя ее от расположенного южнее древнего ядра Австралийской платформы.

Северное продолжение (или окончание) пояса Холс-Крик остается неясным, так как оно перекрыто чехлом более молодых покровных образований докембрия и палеозоя. Но несколько северо-восточнее, в северо-западной части п-ова Арнемленд, располагается небольшая складчатая область («пояс») Пайн-Крик, складчатый комплекс которой также относится австралийскими геологами к налладжайнию. Складчатый комплекс «пояса» Пайн-Крик стратиграфически объединяется в надгруппу (комплекс) Эджиконди, в составе которой выделяется ряд более дробных стратиграфических единиц.

Прогиб Пайн-Крик, в котором накапливались породы комплекса эджиконди, отличался значительным своеобразием. Это была почти изометричная впадина с довольно сложной внутренней структурой. Одним из основных элементов последней являлся узкий гребневидный выступ пород фундамента впадины, который протягивался в северо-западном направлении и разделял впадину на два «прогиба»: западный и восточный (рис. 115). В современной структуре положение этого конседиментационного гребня отмечено системой крупных разломов.

Комплекс Эджиконди, достигающий 8000—10 000 м мощности, слагается в основном различными терригенными образованиями: кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, глинистыми сланцами; подчиненную роль играют карбонатные породы и совершенно ничтожно развиты вулканогенные образования.

Комплекс Эджиконди формировался в два этапа (см. рис. 115). На первом этапе как в юго-западной, так и в северо-восточной частях прогиба-впадины Пайн-Крик накапливалась однообразная по составу толща аркозовых и кварцевых песчаников с прослоями и линзами конгломератов, с одной стороны, и алевролитов — с другой. Упоминавшегося выше гребневидного выступа пород фундамента в это время, по-видимому, еще не существовало или он был очень слабо выражен. Во вторую фазу данного этапа в северо-западной части прогиба-впадины Пайн-Крик сформировалась значительная толща доломитов. Характерно, что образование карбонатных пород (доломитов) приурочивалось не к центральной части впадины-прогиба, а к ее северо-западной периферии. Первый этап (цикл) осадконакопления завершился поднятием, в результате которого на значительной части площади впади-

ны-прогиба Пайн-Крик осадконакопление прекращается и начинается размыв ранее образовавшихся отложений.

С началом второго, основного этапа формирования комплекса Эджиконди область погружения расширяется и одновременно в осевой ее части возникает узкий горстообразный выступ пород фундамента, который разделяет прогиб-впадину Пайн-Крик на две части. В дальнейшем этот выступ оказывает существенное влияние на распределение различных типов осадков.

На втором этапе образуется мощный сложно построенный фациально изменчивый комплекс осадков, преимущественно терригенного (алевролитового) состава. Лишь вдоль осевого гребня, с его северо-восточной стороны, формируется толща массивных рифогенных (строматолитовых) доломитов, фациально сменяющихся к востоку глинисто-карбонатными и глинисто-кремнистыми осадками.

За накоплением слоев комплекса Эджиконди последовала складчатость и внедрение значительных масс гранитоидов, радиометрический возраст которых определяется в 1600—1700 млн. лет. Складчатость слоев комплекса Эджиконди относительно простая, часто брахиформная и только в отдельных зонах достигает большой напряженности. За исключением зон контактов с гранитоидами, породы комплекса не метаморфизованы. Как в восточном, так и в западном направлении складчатость в слоях комплекса Эджиконди затухает (см. рис. 114, *Б*), общая мощность пород комплекса сокращается и он приобретает характер покровных образований.

На западе подобные, уже покровные образования верхней части комплекса Эджиконди представлены толщей (до 1000 м общей мощности) кварцевых песчаников Чиллинг. Эти песчаники слагают одноименное плато, протягивающееся вдоль восточного берега залива Жозеф-Бонапарт к северному окончанию пояса Холс-Крик. По всей видимости, почти горизонтально залегающие песчаники Чиллинг не переходят в складчатые и метаморфизованные породы пояса Холс-Крик, а их перекрывают, т. е. по отношению к последним песчаники Чиллинг являются более молодыми образованиями.

Таким образом, в целом налладжайний области Пайн-Крик (комплекс Эджиконди) моложе налладжайния пояса Холс-Крик (группы Холс-Крик). Поскольку верхний предел радиометрического возраста комплекса Эджиконди составляет 1600—1700 млн. лет, верхняя его часть вполне может быть моложе 1800 млн. лет, т. е. хронологически принадлежать уже карпентарию.

В пределах «пояса» Пайн-Крик имеется несколько небольших наложенных впадин, выполненных мощной (до 5000—6000 м) серией слабо деформированных вулканогенно-осадочных пород карпентария, несогласно залегающих на смятых в складки слоях комплекса Эджиконди (см. рис. 114, *Б*). В основании этих, уже покровных, образований развита толща (группа Катерин-Ривер) вулканитов — лавовых покровов, туфов, игнимбритов — кислого, реже среднего или основного состава. Эти вулканиты (Катерин-Ривер) сходны с вулканитами Уайтуотер блока Кимберли, которые в пределах данного блока также залегают в основании слоев карпентария (см. рис. 114, *А*).

Вулканиты Уайтуотер несогласно перекрывают смятые в складки слои группы Холс-Крик. Сходные вулканиты Катерин-Ривер аналогичным образом перекрывают слои комплекса Эджиконди. Но, как мы видели, комплекс Эджиконди, во всяком случае его верхняя часть (песчаники Чиллинг), по всей видимости, моложе слоев группы Холс-Крик. Отсюда следует, что эпоха накопления слоев комплекса Эджиконди отвечает перерыву, отделяющему время формирования и складчатости слоев группы Холс-Крик от времени образования вулканитов Уайтуотер. Возможно, что нижняя часть комплекса Эджиконди отве-

чает по возрасту верхней, граувакково-сланцевой свите группы Холс-Крик. Общая схема соотношений рассматриваемых образований получила бы при этом следующий вид.

Пояс Холс-Крик	Пояса: Кинг-Леопольд, Те-Гранитс-Танами, Теннант-Крик	„Пояс" Пайн-Крик	
Карпентарий	— — — — ? — — — —	вулканиты Катерин-Ривер	карпентарий
вулканиты Уайтуотер	— — — — ? — — — — —		
перерыв		верхняя часть	комплекс Эджиконди
		нижняя часть	
группа Холс-Крик: верхняя свита	граувакково-сланцевые толщи	?	
нижняя свита	?		

Этой схеме соотношений противоречит лишь древний (1940 млн. лет) радиометрический возраст вулканитов Уайтуотер, требующий, очевидно, дальнейшего исследования и уточнения.

В пределах протяженной полосы выходов среднего-верхнего докембрия, примыкающей с востока к «поясу» Пайн-Крик и протягивающейся отсюда на юго-восток, параллельно берегу залива Карпентария к поясу Маунт-Айза, отложения налладжайния на дневную поверхность почти нигде не выступают. К налладжайнию предположительно здесь относят лишь гнейсы и кристаллические сланцы «хребта Мерфи», разделяющего впадины Мак-Артур и Саут-Никольсон. Возможно также, что к образованиям налладжайнского возраста относятся метаморфические породы, выступающие в осевой части пояса Маунт-Айза, которые рассматриваются обычно как архейские.

Карпентарий

Отложения карпентария в северной периферической области Австралийской платформы распространены весьма широко (см. рис. 113). Они выполняют обширную впадину Мак-Артур, отложения которой являются стратоэталоном «системы» карпентария. На юго-восток слои карпентария протягиваются до складчатого пояса Маунт-Айза и слагают складчатую структуру последнего. Западнее, как уже отмечалось, они выполняют ряд небольших впадин в пределах «пояса» Пайн-Крик. Широким распространением они пользуются, наконец, в обширных бассейнах блоков Стэрт и Кимберли.

В пределах впадины Мак-Артур слои карпентария залегают спокойно и лишь в осевой части впадины (ограниченный разрывами «осевой трог Баттен») они заметно дислоцированы. Породы карпентария достигают весьма значительной мощности, до 12 000—14 000 м в центральных частях впадины, причем основание слоев карпентария здесь не вскрыто.

Карпентарий впадины Мак-Артур расчленяется на три группы слоев (рис. 116). В его основании залегает толща вулканогенных образований — вулканических туфов, лавовых покровов, преимущественно кислого состава, с прослоями песчаников и конгломератов, до 1500—

2000 м видимой мощности. Выше следует мощная толща (до 6000—7000 м) кварцевых песчаников с подчиненными прослоями алевролитов, доломитов и основных вулканических пород. Наконец, верхнюю часть карпентария впадины Мак-Артур образует характерная терригенно-карбонатная толща (группа Мак-Артур), достигающая 4000—5000 м мощности. Она сложена чередующимися слоями доломита, песчаников, алевролитов, кремнистых пород и покровов основных вулканитов.

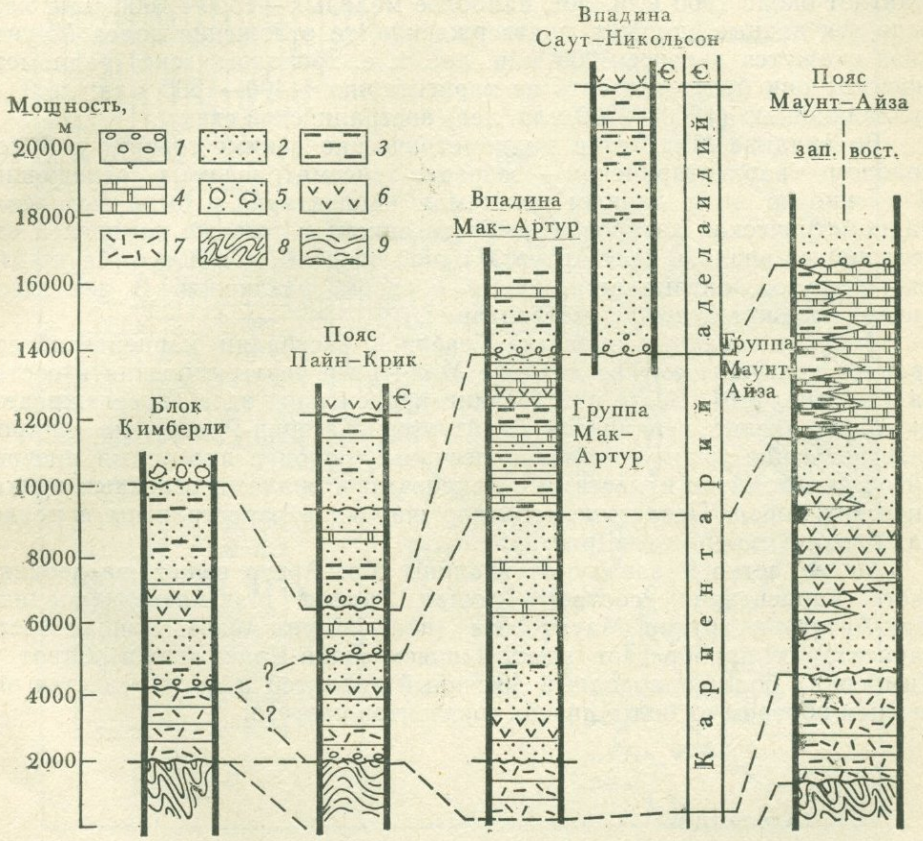


Рис. 116. Схематические стратиграфические разрезы средне-верхнедокембрийских отложений Северной Австралии:

1 — **конгломераты**; *2* — **кварциты**, песчаники; *3* — алевролиты, глинистые **сланцы**; *4* — **доломиты**; *5* — **тиллитовидные** конгломераты (диамиктиты); *6—7* — **вулканические образования**: *6* — основного и среднего состава, *7* — кислого состава; *8* — складчатые комплексы поясов Холс-Крик и Маунт-Айза; *9* — складчатый комплекс «пояса» Пайн-Крик (серия Эджиконди)

Разрез карпентария впадины Мак-Артур хорошо коррелируется с разрезом складчатого пояса Маунт-Айза, в котором выделяются те же три группы слоев: в основании — мощная толща кислых эффузивов; в средней части — существенно кварцитовая толща с линзовидными покровами основных вулканитов; вверху — характерная толща (группа Маунт-Айза) тонкослоистых углистых глинистых и кремнистых сланцев и алевролитов, часто доломитизированных. В восточном направлении существенно глинистая группа пород Маунт-Айза фациально замещается толщей тонкослоистых доломитов. Породам группы Маунт-Айза подчинены богатые стратиформные полиметаллические

(медные, серебро-свинцово-урановые) месторождения. Стратиформные (осадочные ?) полиметаллические месторождения известны также в породах группы Мак-Артур, в центральной части впадины Мак-Артур.

В поясе Маунт-Айза слои карпентария интенсивно складчаты, метаморфизованы (в фации зеленых сланцев) и прорваны многочисленными телами разновозрастных гранитоидов (см. рис. 114, *В*). По данным новейших исследований, радиометрический возраст наиболее древних гранитов, прорывающих и метаморфизующих слои группы Маунт-Айза (и все более древние толщи карпентария пояса Маунт-Айза), составляет около 1900 млн. лет, наиболее молодых — 1500—1600 млн. лет. Если эти данные получат подтверждение, то отложения пояса Маунт-Айза окажутся древнее 1900 млн. лет, т. е. хронологически (радиометрически) они будут отвечать не карпентарию (1400—1800 млн. лет), а налладжайнию (1800—2300 млн. лет) австралийской схемы.

Во впадине Мак-Артур радиометрические данные говорят о более молодом — карпентарийском — возрасте рассматриваемых отложений. И именно по этим данным «система» карпентария и была выделена. Радиометрическая датировка возраста одного и того же комплекса отложений во впадине Мак-Артур, с одной стороны, и в поясе Маунт-Айза — с другой, оказывается, таким образом, различной. В чем здесь дело — покажут будущие исследования.

В более западных областях Северной Австралии карпентарий сохраняет присущие ему во впадине Мак-Артур черты строения и состава (см. рис. 116). Везде в основании карпентария здесь прослеживается толща кислых вулканитов (Уайтуотер, Катерин-Ривер), на которой залегает серия преимущественно песчаных пород с прослоями алевролитов и доломитов и местами с покровами и силлами основных вулканических пород. Последние особенно широко распространены в пределах блока Кимберли (см. рис. 113).

Менее четко к западу от впадины Мак-Артур выражена верхняя часть карпентария, соответствующая группе Мак-Артур (впадина Мак-Артур) и группе Маунт-Айза (пояс Маунт-Айза). Данная часть карпентария приобретает здесь («пояс» Пайн-Крик, блоки Стэрт и Кимберли) более однородный песчаный характер и не отделяется заметным образом от более низких горизонтов разреза.

Аделаидий

Отложения аделаидия присутствуют во всех докембрийских впадинах и бассейнах северной Австралии, занимая осевые, наиболее прогнутые части последних. Наибольшей мощности (до 7000—8000 м) эти отложения достигают во впадине Саут-Никольсон. По составу (в основном кварцевые и аркозовые песчаники с прослоями алевролитов) они близки к средней, терригенной толще карпентария. В верхней части аделаидия отмечаются иногда незначительные прослои доломита (см. рис. 116). В некоторых районах в основании аделаидия присутствуют глыбовые конгломераты, возможно, ледникового происхождения. В пределах блока Стэрт (бассейн Виктория) разрез аделаидия венчается широко распространенными покровами основных вулканических пород, которые рассматриваются обычно как базальные слои кембрийской системы.

Достаточно определенно аделаидий отделяется от карпентария лишь во впадине Мак-Артур. Во всех других районах северной Австралии разделение докембрийского покровного комплекса на карпентарий и аделаидий весьма условно и в различных районах проводится, вероятно, на различном стратиграфическом уровне.

СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОЙ АВСТРАЛИИ

Центральную часть южноавстралийского поля развития докембрия занимает раннепалеозойская (салаирская) складчатая система Аделаиды. В ее строении основную роль играют слои верхнего докембрия «системы» Аделаида (рис. 117). Своим западным краем Аделаидская складчатая система примыкает к обширному массиву более древних образований докембрия, частично выступающих на поверхность

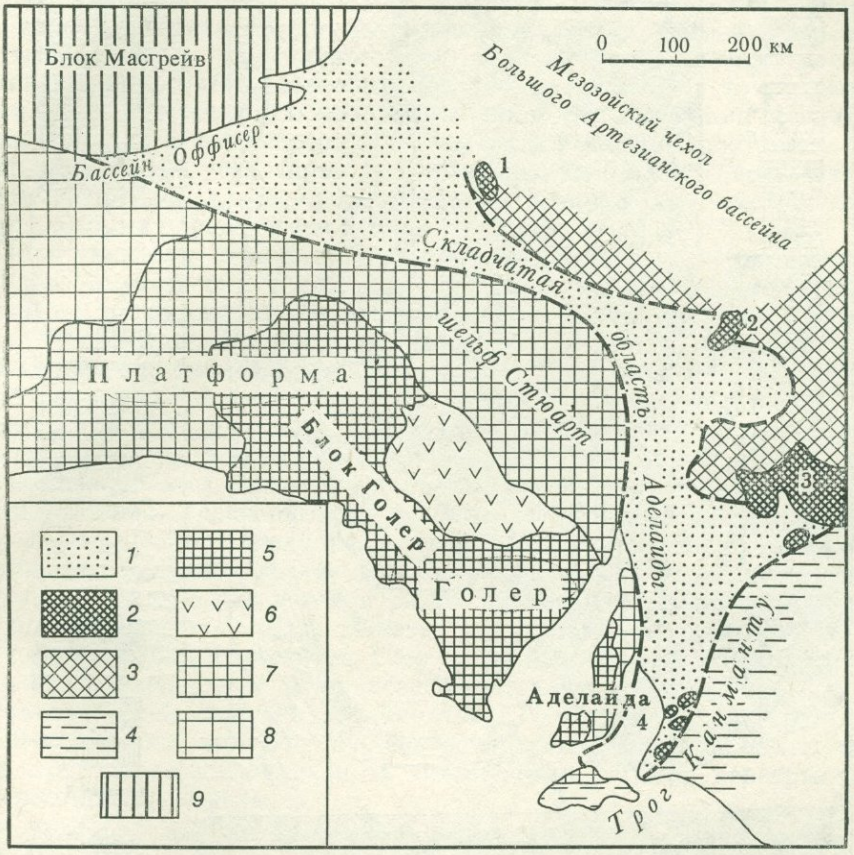


Рис. 117. Докембрий Южной Австралии. По Глесснеру и Паркину, 1969, несколько схематизировано:

1 — верхний докембрий складчатой области Аделаиды (аделаидий); *2—3* — карпентарий (?): *2* — выходы на поверхность (1 — блок Пик Денисон, 2 — блок Пайнтер, 3 — блок Уиллиама, 4 — мелкие блоки хр. Лофти); 3 — погруженные участки; 4 — трог Канманту (зона интенсивного раннепалеозойского (?) погружения); *5—8* — налладжайний и карпентарий западного обрамления складчатой области Аделаиды (платформа Голер): *5* — выходы на поверхность (блок Голер), *6* — то же, вулканиты Голер-рейндж, *7* — на глубине менее 2000 м от поверхности, *8* — на глубине более 2000 м; *9* — нижний докембрий (архей) блока Масгрейв

(блок Голер), частично перекрытых чехлом спокойно залегающих слоев аделаидия и фанерозоя. Этот массив доаделаидского докембрия выделяется австралийскими геологами как «платформа» Голер. Северо-восточный погруженный участок этой «платформы» известен под названием шельфа Стюарт. Наиболее юго-восточные выходы докембрия, принадлежащие блоку Голер, но отделяющиеся от основной части блока заливом Спенсер, находятся на п-ове Йорк.

С востока Аделаидская складчатая система также окаймляется крупным массивом более древних, чем аделаидий, пород докембрия, погребенным в основной своей части под чехлом фанерозойских отложений. Вдоль извилистого края этого (восточного) массива протягивается прерывистая цепочка блоков, выступов доаделаидского докем-

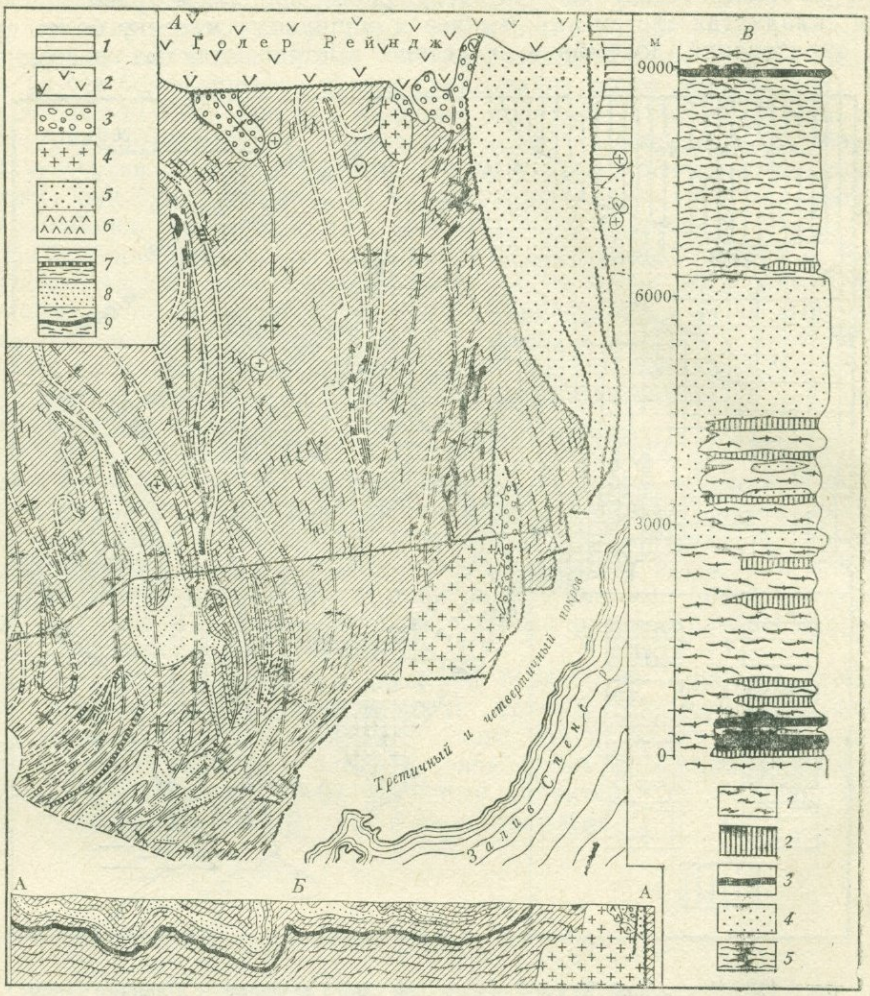


Рис. 118. Докембрий блока Голер. По Глесснеру и Паркину, 1969.

На карте (*А*) и профиле (*Б*): *1* — аделаидий; *2—6* — карпентарий: *2* — вулканиты Голер-рейндж, *3* — конгломераты Корунна, *4* — граниты, *5—6* — свита Мунаби (*5* — осадочные породы, *6* — порфиры); *7—9* — метаморфический комплекс: *7* — кристаллические сланцы, *8* — кварциты, *9* — группа Миддлбек (железорудная). На стратиграфическом разрезе (*В*): *1* — гнейсы; *2* — доломиты; *3* — железистые кварциты; *4* — кварциты; *5* — кристаллические сланцы

брия — блоки Пик-Денисон, Маунт-Пейнтер, Уиллиама (Брокен-Хилл), мелкие блоки п-ова Флерио и хр. Лофти. Наиболее крупный из них — блок Уиллиама, к которому приурочены известные серебро-свинцово-цинковые месторождения Брокен-Хилл.

Блок Голер слагается мощным (до 10 000 м) комплексом глубоко метаморфизованных, в основном осадочных терригенных пород, превращенных в гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты. Подчиненное значение в этом метаморфическом комплексе имеют прослои доломи-

тов. Близ видимого основания и кровли комплекса развиты толщи железистых кварцитов (джеспилитов), с которыми связан ряд крупных месторождений железных руд. В составе данного метаморфического комплекса (рис. 118) выделяется нижняя, гнейсовая свита, нижней части которой подчинена основная (нижняя) железорудная толща (группа Миддлбек). Средняя часть комплекса сложена в основном кварцитами, а верхняя — свитой слюдяных сланцев, амфиболитов, слюдистых и железистых (в верху свиты) кварцитов.

У восточного края блока Голер, в нескольких ограниченных разрывами блоках, развита толща более молодых метаморфизованных кислых эффузивов и грубообломочных пород — кварц-полевошпатовых песчаников, гравелитов, конгломератов, — выделяющихся в формацию Мунаби. Считается, что образованию пород этой формации предшествовала небольшая деформация пород метаморфического комплекса.

Цикл событий, связанных с формированием блока Голер, завершается внедрением значительных масс гранитоидов, радиометрический возраст которых определяется в 1600—1800 млн. лет.

По первичному характеру пород метаморфический комплекс блока Голер, включающий толщи железистых кварцитов, больше всего напоминает налладжайний (надгруппу Маунт-Брус) впадины Налладжайн, с которым он обычно и сопоставляется. Это сопоставление подтверждается и радиометрическим возрастом прорывающих метаморфический комплекс гранитов. Более молодая формация Мунаби, по радиометрическим данным, может быть отнесена как к верхней части налладжайния, так и к нижней части карпентария. Австралийские геологи помещают ее в основание карпентария. Выше резко несогласно залегает толща красноцветных грубых конгломератов свиты Коранна, которые накапливались в ограниченных разломами впадинах и заключают валуны и гальку всех более древних пород блока Голер.

Наконец, еще выше и снова резко несогласно по отношению ко всем более древним толщам, включая и конгломераты Коранна, залегает толща кислых вулканитов Голер-рейндж, слагающих хр. Голер и примыкающую к нему северо-восточную часть блока Голер. Радиометрический возраст вулканитов Голер-рейдж определяется в 15000—1560 млн. лет. Эти вулканические образования залегают спокойно и слагают основание чехла «платформы» Голер, перекрываясь слоями комплекса Аделаида.

Небольшие выходы доаделаидского докембрия, расположенные вдоль восточной границы Аделаидской складчатой системы, не дают оснований для надежных историко-геологических заключений. Докембрийские образования этих выходов интенсивно складчаты и метаморфизованы. По ряду признаков их относят к карпентарию.

Толщи докембрия, слагающие наиболее крупный из этих выходов — блок Уиллиама (Брокен-Хилл) — сходны с докембрийскими толщами пояса Маунт-Айза. Сходными оказываются и стратиформные серебро-свинцово-цинковые месторождения, подчиненные докембрийским образованиям этих двух районов. Это указывает, возможно, на принадлежность блоков Маунт-Айза и Уиллиама к одному складчатому поясу, который протягивается в меридиональном направлении поперек Австралийского материка.

Западное и восточное ограничение Аделаидской складчатой системы принадлежит, таким образом, к складчатым единицам различного возраста: к более древней — налладжайнской, на западе (блок Голер) и к более молодой — карпентарской, на востоке (блок Уиллиама и другие блоки на восточном ограничении Аделаидской складчатой системы). Сама Аделаидская складчатая система располагается в зоне их сочленения.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ (АДЕЛАИДИЙ) ЮЖНОЙ АВСТРАЛИИ И ВПАДИНЫ АМАДЕУС

Верхний докембрий Аделаидской складчатой системы является стратоэталоном «системы» Аделаида общей схемы деления австралийского докембрия. Помимо этого он привлекает к себе внимание рядом особенностей, и прежде всего широким развитием в его составе ледниковых образований. Важно также присутствие в его верхних слоях обильных остатков своеобразных, древнейших из известных нам, многоклеточных животных, сообщество которых составляет получившую широкую известность эдиакарскую фауну.

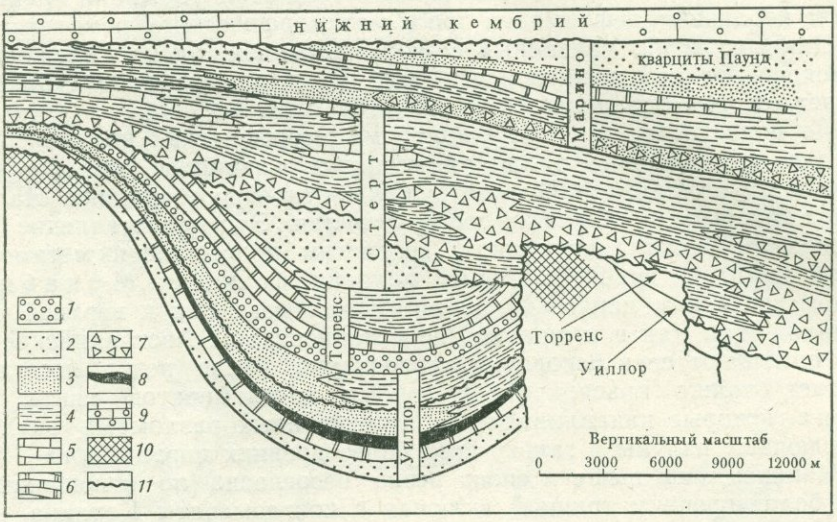


Рис. 119. Схема строения комплекса аделаида складчатой области Аделаида. По Томсону, 1969, схематизировано:

1 — конгломераты; *2* — кварциты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; аргиллиты, глинистые сланцы; *5* — известняки; 6 — доломиты; *7* — тиллиты и тиллитоподобные конгломераты; *8* — основные вулканиты (вулканиты Вултана); *9* — археоциатовые известняки нижнего кембрия; *10* — породы доаделаидского основания; *11* — наиболее значительные перерывы в осадконакоплении

Аделаидская складчатая система возникла, по-видимому, на раздробленном карпентарском фундаменте, на месте опущенных блоков которого сформировалась система грабенообразных прогибов. Эти прогибы заполнились мощными толщами слоев аделаидия, смятыми затем, в начале палеозоя, в складки.

Аделаидские прогибы-грабены выполнены толщами осадочных, в основном морских, образований, до 15 000 м общей мощности, с очень незначительным участием вулканических пород. Последние возникли за счет излияний, происходивших в начальную стадию формирования аделаидских прогибов. Характер фациальной изменчивости слоев аделаидия и колебания их мощности указывают на то, что область их накопления совпадала в общих чертах с современным контуром складчатой системы. Эта область развивалась, однако, неравномерно: одни прогибы в ее пределах максимально погружались в одну эпоху, другие — в другую. В связи с этим неравномерно и распределение в ее пределах зон накопления отдельных комплексов (серий) аделаидской «системы» (рис. 119).

На западе слои аделаидской «системы» распространяются за пределы складчатой области, переходя на край древнего массива Голер (шельф Стюарт). Здесь они залегают спокойно и отличаются небольшой мощностью.

Аделаидская «система» расчленяется на четыре серии: Уиллор, Торренс, Стерт и Марино, каждая из которых отвечает определенному этапу развития (циклу осадконакопления) аделаидских прогибов.

Серия **Уиллор** распространена в западной и северо-западной частях складчатой области. Накопление слоев данной серии отвечает начальной стадии развития аделаидских прогибов, характеризовавшейся развитием вулканической деятельности. Соответствующие вулканические породы (вулканиты Вултана, вулканиты Рупена) имеют основной и средний состав. Серия Уиллор слагается толщей базальных кварцитов (до 1300 м мощности), резко несогласно налегающих на размытую поверхность более древних метаморфических образований докембрия. Выше следует свита слоев песчаников, сланцев и карбонатных пород (известняков, доломитов, магнезитов) до 3000—4000 м общей мощности. В основании свиты местами встречаются покровы вулканических пород. Характерно присутствие темных пиритсодержащих глинистых сланцев и аргиллитов с псевдоморфозами кристаллов каменной соли. Значительной мощности серия Уиллор достигает в центральной зоне складчатой системы и в ее северо-западной ветви. К востоку она выклинивается, а вдоль ее западной окраины резко сокращается в мощности и приобретает грубообломочный характер.

Серия **Торренс** представляет собой мощную (до 7500 м в осевой зоне) толщу преимущественно терригенных пород — песчаников, кварцитов, конгломератов, алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев — с незначительными пачками доломитов со строматолитами. В эпоху накопления слоев Торренс максимальное погружение совпадает с осевой зоной и уменьшается к бортам основного прогиба (см. рис. 119).

Серия **Стерт** — наиболее характерный член аделаидской «системы». Ей подчинен основной горизонт ледниковых образований («Тиллит Стерт»), прослеживающийся далеко за пределы Аделаидской складчатой области. Слои серии Стерт залегают по отношению к более древним слоям аделаидской «системы» трансгрессивно и не обнаруживают определенной связи своего состава и мощности с осевой зоной аделаидских прогибов (см. рис. 119). Нижняя часть серии Стерт (мощностью до 2300 м) слагается тиллитами с эрратическими валунами и гальками, а также пачками тонкослоистых песчано-глинистых пород типа ленточных глин (варв). В северных районах складчатой области среди тиллитов встречаются покровы основных лав. Средняя часть серии (межледниковая), до 1000—1700 м мощности, тиллитов не заключает. Она сложена в основном тонкослоистыми (0,5—1,0 мм) глинистыми породами с линзами песчаников и конгломератов и единичными валунами. Внизу породы часто углисты и обогащены пиритом, а вверху — заключают местами линзы и прослои известняков со строматолитами.

Над межледниковой толщей залегает второй (верхний) горизонт тиллитов, не столь мощный, как нижний, и не столь широко распространенный. В западном направлении верхний горизонт тиллитов фациально замещается пестроцветными песчано-глинистыми образованиями, среди которых встречаются лишь отдельные валуны и гальки. Верхний горизонт тиллитов и его стратиграфические эквиваленты следует рассматривать, вероятно, как «базальный конгломерат» вышележащей серии Марино. В более ранней схеме расчленения аделаидия именно такая схема соотношений и принималась.

Серия **Марино** в отличие от более древних слоев аделаидской «системы» наибольшей мощности и полноты разреза достигает в северо-восточной части складчатой системы. В нижней своей части серия Марино слагается переслаиванием пачек глинистых и карбонатных пород, часто пестроцветных, с мощной пачкой кварцитов в средней части. Верхняя часть серии, развитая лишь на северо-востоке, представлена мощной (100—1000 м) толщей кварцитов Паунд, заключающих знаменитую эдиакарскую фауну (см. рис. 43). На кварциты Паунд с размывом ложатся палеонтологически охарактеризованные слои нижних горизонтов нижнего кембрия.

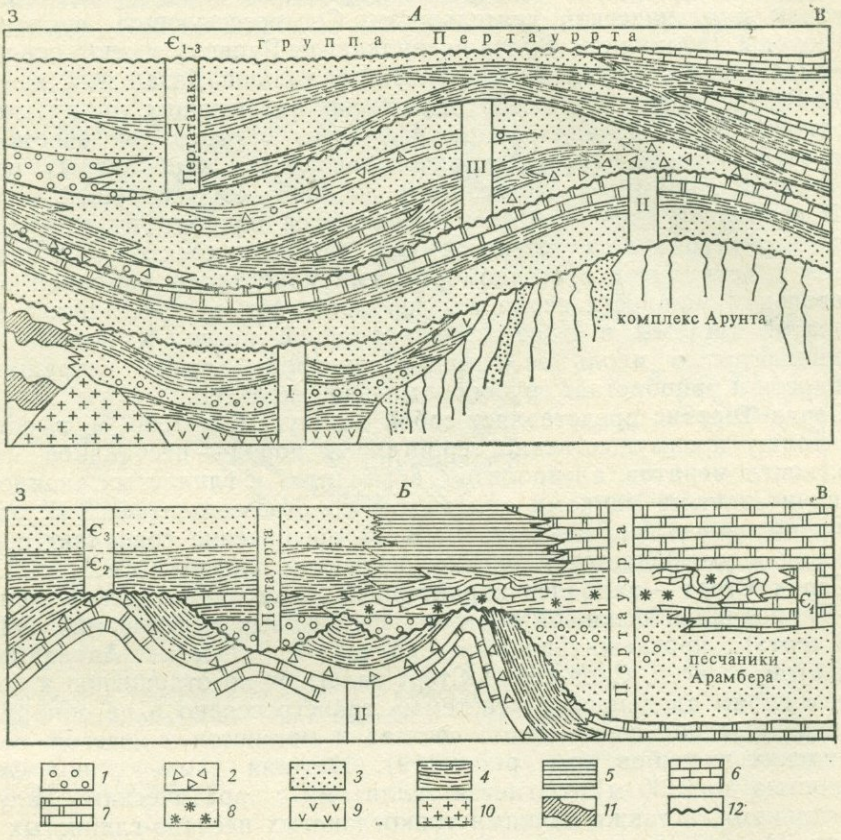


Рис. 120. Схема строения верхнего докембрия (аделаидия) впадины Амадеус (*А*) и его взаимоотношений с вышележащими слоями кембрия (*Б*). По Уэллсу и др., 1970, схематизировано:

1 — конгломераты; *2* — тиллитоподобные конгломераты; *3* — песчаники и кварциты; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты, глинистые сланцы; *6* — известняки; *7* — доломиты; *8* — каменная соль; *9* — вулканические породы; *10* — граниты; *11* — метаморфизованный верхний докембрий (?) западной окраины впадины; *12* — границы размыва с перерывом в осадконакоплении

Аделаидий складчатой системы Аделаиды имеет много общего с аделаидием впадины Амадеус, занимающей центральную часть Центральноавстралийского щита (см. рис. 109). Древнейшие слои комплекса пород, выполняющих впадину Амадеус, имеют радиометрический возраст порядка 1100—1200 млн. лет. Верхние слои этого комплекса относятся уже к низам палеозоя (к кембрию и ордовику). Время формирования его докембрийской части на большей площади впадины Амадеус отделяется от времени накопления отложений кембрия

и ордовика ясно выраженной эпохой перерыва в осадконакоплении и тектонических движений. Слои кембрия залегают здесь обычно трансгрессивно и несогласно на различных горизонтах докембрийских образований (рис. 120). Лишь местами, в восточной части впадины, этого перерыва, по-видимому, не было, и здесь отложения докембрия и кембрия связаны, возможно, постепенным переходом.

В составе верхнедокембрийских образований впадины Амадеус выделяют четыре стратиграфических комплекса, ни один из которых не получил пока собственного названия. В дальнейшем I комплекс, древнейший из них, мы будем называть вулканогенно-осадочным, II — кварцито-доломитовым, III — тиллитовым, IV — терригенным.

I комплекс — нижний, **вулканогенно-осадочный,** распространен локально в западной части впадины. Он представлен покровами основных и кислых вулканитов, переслаивающихся с толщами кварцитов, песчаников, алевролитов, до 2000—3000 м общей мощности. Эти породы слабо метаморфизованы и местами сложно складчаты. Они резко несогласно налегают на комплекс основания впадины и местами согласно, местами несогласно перекрываются более высокими слоями докембрия.

II комплекс, **кварцито-доломитовый,**— наиболее выдержанный, постоянный по составу и мощности член докембрийского разреза впадины Амадеус. В нижней части он слагается толщей кварцитов до 200—400 м мощности, а в верхней — толщей известняков и доломитов, часто строматолитовых, и известковистых аргиллитов с прослоями и линзами гипса и каменной соли, до 700—1000 м общей мощности. С присутствием в стратиграфическом разрезе впадины этой соленосной толщи связано развитие во впадине сложных форм соляной тектоники.

III комплекс, **тиллитовый**, с размывом залегает на карбонатных породах предыдущего комплекса. Это изменчивая по составу и строению толща грубообломочных пород, заключающая горизонты тиллитов, валунных (тиллитовых) песчаников и конгломератов. На востоке эти образования имеют небольшую мощность (до 200 м) и представлены в основном тиллитами и тиллитоподобными конгломератами (формация Арейонга). В западной части впадины мощность толщи может достигать 2000 м и в ее составе наряду с тиллитами и тиллитоподобными породами существенную роль играют песчаники, алевролиты, местами даже доломиты и кремнистые породы. Считается, что значительная часть пород имеет морское происхождение.

IV комплекс, верхний, **терригенный**, так же как и тиллитовый, изменчив по составу и мощности. Он слагается толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов до 2000—2500 м общей мощности. В восточной части впадины в этом комплексе преобладают глинистые породы с пачками известняков и доломитов, в основном, по-видимому, морского происхождения. По направлению к западу они фациально замещаются толщами континентальных песчаников красно-бурой и пестроцветной окраски.

Таким образом, впадина Амадеус в основном выполнена толщей обломочных, преимущественно песчаных пород, до 6000—7000 м общей мощности. Существенные изменения в характере этих пород наблюдаются с запада на восток, и особенно отчетливы они в верхних горизонтах разреза. Вулканическая деятельность проявлялась лишь в начальную фазу формирования впадины (I комплекс), а широкое накопление карбонатных осадков — лишь во вторую половину эпохи формирования слоев II комплекса.

Перед отложением слоев кембрия докембрийские образования впадины Амадеус подверглись тектонической деформации. В центральных частях впадины эта деформация была незначительной, но в бортовых зонах она оказывается достаточно интенсивной и весьма своеобразной. Здесь широко проявились процессы гравитационного скольжения крупных пакетов слоев в направлении от краев к центру впадины, приведшие местами к образованию целых систем гравитационных покровов. Интересно отметить, что эти сложные гравитационные дислокации сходны с аналогичными гравитационными структурами слоев верхнего докембрия (группа Нама) Юго-Западной Африки.

Первый и второй из описанных выше комплексов разреза впадины Амадеус сопоставляются с серией Уиллор разреза аделаидия Аделаидской складчатой системы; третий (тиллитовый) — с серией Стерт; четвертый — с серией Марино. Аналога серии Торренс в разрезе впадины Амадеус указать трудно. Возможно, что на это время (эпоху Торренс) приходится перерыв в накоплении осадков.

Радиометрически возраст нижних слоев аделаидия во впадине Амадеус определяется в настоящее время в 1100—1200 млн. лет. Радиометрический возраст слоев аделаидия в Аделаидской складчатой области не вполне ясен. Для вулканитов Вултана, стратиграфическое положение которых в основании аделаидия сомнений не вызывает, получен возраст в 850±50 млн. лет; для вулканитов Рупена —1350±50 млн. лет. Именно эта последняя датировка и принята как определяющая нижнюю границу аделаидия (1400 млн. лет). Но вулканиты Рупена залегают обособленно, на среднем докембрии блока Голер, и со слоями аделаидия нигде непосредственно не соприкасаются. Принадлежность их к основанию аделаидия устанавливается лишь по их петрографическому сходству с вулканитами Вултана.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ДОКЕМБРИИ

В докембрийской истории Австралийской платформы обособляются три основных этапа: начальный, средний и заключительный, отвечающие соответственно архею, налладжайнию и карпентарию — аделаидию австралийской схемы (табл. 8).

На начальном—архейском — этапе сформировалась основная масса пород древнего ядра Австралийской платформы. В пределах северной и южной периферических областей платформы выходы архейских образований слишком незначительны для каких-либо историко-геологических выводов. Геологическая история этих областей в нижнем докембрии, как и всей остальной, внеплатформенной части Австралии, остается в связи в этим неясной.

Архейская история древнего ядра Австралийской платформы во многом напоминает историю формирования архейских ядер Канадского и Родезийско-Трансваальского щитов. Особенности геологического развития этих древнейших (?) структурных элементов земной коры, уже в общем, глобальном плане, мы рассмотрим несколько позже, при обобщении данных по докембрийской истории Земли в целом.

Средний этап развития Австралийской платформы отвечает налладжайнию австралийской схемы. Эпоха налладжайния отличалась наибольшим разнообразием и изменчивостью условий развития—характера осадконакопления, магматизма, складчатости—как во времени, так и в пространстве.

Намечается три последовательные стадии формирования суперкрустальных толщ налладжайния. К первой из них можно отнести формирование нижних групп (Фортескью и Хамерсли) надгруппы Маунт-Брус впадины Налладжайн, метаморфического комплекса блока Голер и нижних трех свит группы Холс-Крик одноименного складчатого пояса; ко второй стадии — группу Уайлу надгруппы Маунт-Брус, верхнюю свиту группы Холс-Крик и терригенные толщи складчатых комплексов поясов Кинг-Леопольд, Те-Гранитс-Танами и Теннант-

Таблица 8

Вероятные возрастные соотношения стратиграфических комплексов докембрия различных областей Австралийской платформы

Древнее ядро платформы	Блок Голер-Складчатая область Аделаида	Северная периферическая область		
		пояс Холс-Крик — блок Кимберли	„пояс" Пайн-Крик — впадина Мак-Артур	пояс Маунт-Айза
Аделаидий впадины Амадеус	Аделаида: Марино, Стерт, Торренс, Уиллор	аделаидий ? ?	аделаидий ? ?	
? Банджемол ? Бреснахан ? ? ? ?	? Голер-рейндж Корунна	1400 карпентарий ?	1400 карпентарий: Мак-Артур . . . . . ; Маунт-Айза	1400
	? Мунаби	вулканиты Уайтуотер	вулканиты Катерин-Ривер	вулканиты Аргилла
1800 ?	? ?	1800 ?	1800 Эджиконди ? ?	1800 ?
Маунт-Брус: Уайли, Хамерсли, Фортескью	метаморфический комплекс блока Голер	Холс-Крик: верхняя свита, нижняя свита		метаморфический комплекс
? ? 2300 ? Калгурли ? Комплекс основания		2300	комплекс основания	2300

Крик; к третьей стадии — комплекс Эджиконди «пояса» Пайн-Крик.

Образования **первой стадии** в области древнего ядра платформы (впадина Налладжайн — это четко ограниченный снизу и сверху мощный, но слабометаморфизованный и слабоскладчатый покровный комплекс. В пределах **блока Голер** — это еще более мощный складчатый метаморфический комплекс, основание которого неизвестно и весьма вероятно, что его нижняя часть сформировалась много раньше начала накопления слоев надгруппы Маунт-Брус. В прогибе Холс-Крик — это существенно вулканогенный геосинклинальный складчатый комплекс, метаморфизованный в фации зеленых сланцев. Его основание также неизвестно и не исключена возможность,

как мы видели, его более древнего, чем надгруппа Маунт-Брус, возраста.

Область распространения пород типа нижних свит группы Холс-Крик и особенно метаморфитов блока Голер значительно шире, вероятно, районов их установленного поверхностного развития. Блок Голер является скорее всего лишь участком обширного метаморфического пояса, погруженного в большей своей части под водами Большого Австралийского залива и прилегающей открытой части Индийского океана. Прогиб же Холс-Крик, по-видимому, не единственный геосинклинальный прогиб раннего налладжайния (?) в области северной периферии Австралийской платформы. Возможно, в частности, что на месте подобного прогиба образовался впоследствии прогиб-впадина Пайн-Крик. Существенно вулканогенные образования ее фундамента, выступающие в зоне осевого разлома (см. рис. 115), обнаруживают определенное сходство с нижней, вулканогенной свитой группы Холс-Крик.

На **второй стадии** налладжайнского этапа вулканическая деятельность затухает. Область платформы испытывает, вероятно, общее воздымание, на фоне которого в системе вновь (?) возникших широтно ориентированных прогибов и впадин накапливаются мощные толщи обломочных пород — песчаников, алевролитов, граувакк, глинистых сланцев, местами также конгломератов. В большинстве этих средненалладжайнских (?) прогибов (Кинг-Леопольд, Те-Гранитс-Танами, Теннант-Крик) выполняющие их терригенные толщи были смяты в складки, прорваны гранитами и метаморфизованы (в фации зеленых сланцев). В южной части впадины Налладжайн аналогичная терригенная толща (группа Уайлу) не претерпела складчатости и метаморфизма. Но вдоль южного края впадины отложения данной свиты складчаты, прорваны гранитами и метаморфизованы.

К **третьей стадии** рассматриваемого этапа относится формирование комплекса Эджиконди прогиба-впадины Пайн-Крик, заложением и развитием которой завершается процесс формирования докембрийских складчатых поясов северной Австралии. В то же время с комплекса Эджиконди (песчаники Чиллинг) начинается становление покровных комплексов в пределах той же территории. Прогиб-впадина Пайн-Крик и выполняющий его комплекс Эджиконди по общему положению в геологической истории северной Австралии аналогичны впадине-прогибу Аделаиды и одноименному комплексу слоев Южной Австралии.

Начало заключительного (карпентарско — аделаидского) этапа развития Австралийской платформы характеризуется общим воздыманием древнего ядра платформы с причленившимся к нему блоком Голер и контрастирующим с этим воздыманием общим погружением северной и восточной (?) периферии платформы, начало которого почти повсеместно сопровождалось мощными проявлениями кислого вулканизма (вулканиты Уайтуотер, Катерин-Ривер, Аргилла и др.). Впоследствии вулканическая деятельность затухает и в тех же районах начинается накопление различных осадочных образований.

В области северной периферии платформы на данном этапе погружаются в основном древние блоки — Кимберли, Стерт, Арнем, — разделявшие складчатые пояса предыдущего этапа развития. На их месте возникают широкие изотермичные впадины (бассейны), заполняющиеся мощными (до 10-12 км) толщами в основном терригенных пород карпентария и аделаидия, входящими в состав покровных образований Австралийской платформы.

В области восточной периферии платформы возникает в это же время протяженный геосинклинальный пояс Маунт-Айза. Накопившие-

ся в его пределах толщи пород карпентария интенсивно складчаты, прорваны гранитами и метаморфизованы. В аделаидское время развитие южноавстралийского сегмента пояса Маунт-Айза завершилось формированием складчатой системы Аделаиды, которое явилось, последним звеном в цикле событий, связанных с формированием геосинклинального складчатого пояса Маунт-Айза в целом.

Во вторую половину рассматриваемого этапа, отвечающую аделаидию австралийской схемы, различие в режиме развития между древним ядром платформы и ее периферией несколько сглаживается. Погружение периферической области замедляется. В связи с этим мощность слоев аделаидия здесь обычно значительно меньше мощности слоев карпентария (см. рис. 116). В это же время в области ядра платформы возникает ряд впадин (Амадеус и др.), которые начинают заполняться толщами слоев аделаидия.

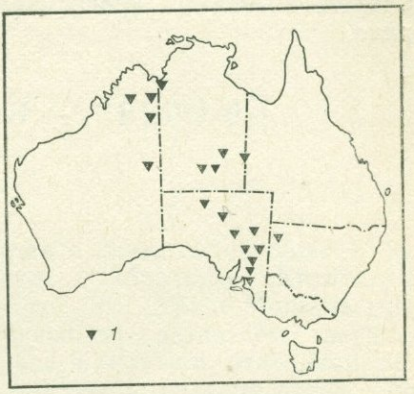


Рис. 121. Распространение аделаидских тиллитов. По Брауну и др., 1970:

1 — выходы аделаидских тиллитов

Такова в общих чертах структурная эволюция Австралийской платформы в докембрии. Ею определялась в основном и палеогеографическая эволюция Австралийского материка, восприятие которой не выходит, как правило, за рамки непосредственных структурных представлений.

Области осадконакопления — прогибы, впадины, — естественно, интерпретируются как «бассейны», морские или внутриконтинентальные, а разделяющие их положительные структуры—как «гористая» или «равнинная» суша в зависимости от обилия и характера сносившегося с нее обломочного материала.

Особый палеогеографический интерес представляют мощные толщи аделаидских тиллитов и тиллитоподобных конгломератов, широко распространенных в складчатой области Аделаиды (серии Стерт и Марино; см. рис. 119), во впадине Амадеус (тиллитовый комплекс; см рис. 120) и в разрезах блока Кимберли Северной Австралии (см. рис. 116). Ледниковый (частично ледниково-морской) генезис основной части этих образований общепризнан. Распространение аделаидских тиллитов приурочено к широкой полосе протяженностью до 2500 км, пересекающей Австралийский материк с юго-востока на северо-запад (рис. 121). Наибольшей мощности тиллиты достигают на юго-востоке. В северо-западном направлении они постепенно выклиниваются.

При анализе палеогеографической обстановки формирования аделаидских тиллитов необходимо учитывать, что в разрезе аделаидия — нижнего кембрия как в Аделаидской складчатой области, так и во впадине Амадеус, стратиграфически ниже и стратиграфически выше тиллитов присутствуют толщи соленосных отложений с мощными слоями гипса и каменной соли. По-видимому, в эпохи накопления этих соленосных толщ климат низменных областей Южной и Центральной Австралии был засушливым и жарким. В промежуточную эпоху здесь накапливались толщи ледниковых отложений.

Объяснить это несоответствие можно по-разному: признанием не ледниковой природы аделаидских «тиллитов»; допущением возможности быстрых изменений климата соответствующих областей или, наконец, принятием концепции горного оледенения, охватившего лишь

горные массивы, окружавшие обширные депрессии с иным — засушливым и жарким — климатом.

Толщи «тиллитов», которым приписывается ледниковое происхождение, присутствуют в составе верхней части верхнедокембрийских отложений не только в Австралии. Подобные образования широко распространены также в Африке, причем даже строение «тиллитовых» толщ Австралии и Африки оказывается сходным. И тут, и там в полных разрезах выделяются два горизонта «тиллитов», разделенных толщей «межледниковых» отложений. «Большой конгломерат» серии Кунделунгу находит своего аналога в нижнем (основном) «тиллите Стерт», а «Малый конгломерат» — в «тиллите» основания серии Марино.

Глава X

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ

Северо-восточная Евразия, включающая в качестве основных геологических элементов Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайскую и Таримскую платформы и разделяющую их Урало-Монгольскую складчатую область, характеризуется широким развитием верхнедокембрийских образований. Эти последние в каждом отдельном регионе обладают, естественно, многими местными особенностями, но в то же время и рядом общих черт, оправдывающих их противопоставление слоям верхнего докембрия других областей его развития.

В пределах северо-восточной Евразии образования верхнего докембрия наиболее полно развиты в некоторых окраинных, пограничных со смежными платформами, зонах Урало-Монгольской области, характеризовавшихся в верхнем докембрии устойчивой тенденцией к погружению. Особо выделяется в данном отношении широкая протяженная зона, вытянутая вдоль ее западного края. Аналогичные зоны прослеживаются на отдельных участках и вдоль северо-восточного,

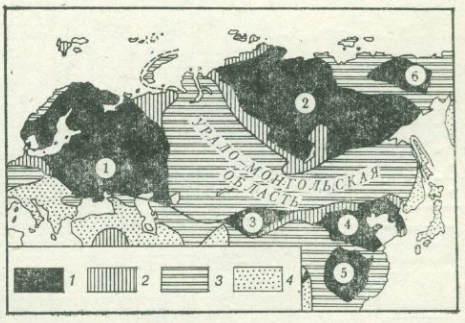


Рис. 122. Основные структурные элементы северо-восточной Евразии. По Муратову, 1974:

1 — платформы (1 — Восточно-Европейская, *2* — Сибирская, *3* — Таримская, *4* — Северо-Китайская, *5* — Южно-Китайская, *6* — Колымская); *2* — области байкало-салаирской складчатости; *3* — области палеозойской и мезозойской складчатости; *4* — области альпийской складчатости

примыкающего к Сибирской платформе, края Урало-Монгольской области, а также вдоль восточного края Сибирской платформы (рис. 122). Вне этих пограничных зон — в центральной части Урало-Монгольской области, с одной стороны, и на платформах — с другой, — разрез верхнего докембрия обычно менее полный. Здесь он представлен большей частью лишь верхними слоями верхнего докембрия.

На всех упоминавшихся выше платформах покровные образования верхнего докембрия, слагающие основание чехла платформ, резко обособлены от более древних (нижне-среднедокембрийских) складчатых и метаморфизованных комплексов фундамента данных

платформ. Покровные комплексы среднего докембрия, подобные протоплатформенным образованиям Восточно-Африканской и Австралийской платформ, здесь отсутствуют.

В пределах Урало-Монгольской складчатой области формирование в основном верхнедокембрийских комплексов начинается нередко еще в среднем докембрии. В таких случаях граница верхнего и среднего докембрия оказывается, естественно, сглаженной и улавливается лишь по радиометрическим датировкам пород.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ И ЧЕХЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Верхнедокембрийские образования складчатого обрамления и чехла Восточно-Европейской платформы рассматриваются многими исследователями как типичные образования данного возраста и используются в качестве стратоэталонов при геохронологическом рас-

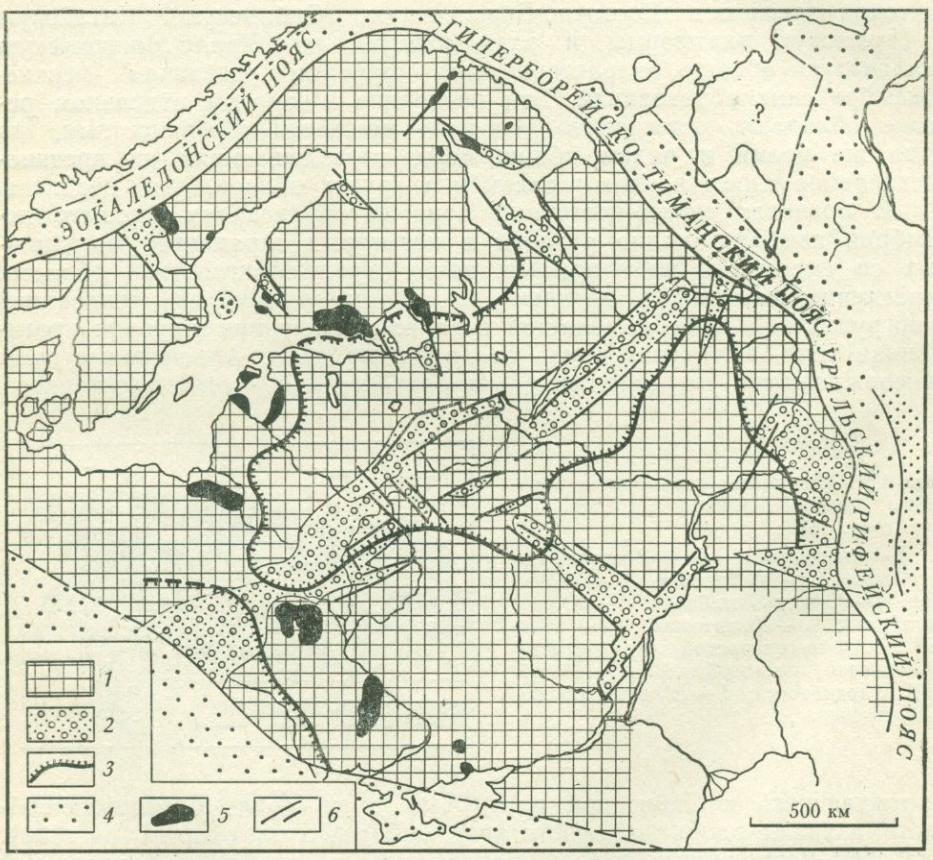


Рис. 123. Верхний докембрий Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. По Салопу, 1973, несколько схематизировано:

1 — нижний-средний докембрий фундамента платформы; *2* — верхний докембрий (рифей), выполняющий грабенообразные прогибы платформы; *3* — граница распространения вендского комплекса докембрия (зубчики обращены в сторону области его распространения); *4* — верхний докембрий обрамляющих платформу складчатых поясов; *5* — посторогенные интрузии гранитов рапакиви, анортозитов и других, связанных с ними интрузивных образований конца среднего докембрия; *6* — разрывы

членении слоев верхнего докембрия других областей. Особое значение в данном отношении имеют верхнедокембрийские (рифейские) образования Южного Урала и поздневерхнедокембрийские (вендские) образования Русской плиты (рис. 123). Радиометрически начало формирования древнейших комплексов слоев, относящихся к верхнедокембрийскому этапу развития, датируется в рассматриваемом регионе 1600 млн. лет (начало формирования рифейского комплекса Южного Урала). Не исключено, что наиболее древние из них соответствуют по времени образования иотнию Балтийского щита.

Урал

Хотя Урал — в целом складчатое сооружение, сформировавшееся в эпоху герцинской складчатости, основа его структуры сложилась много раньше — на рубеже докембрия и палеозоя. В это время, в эпоху байкало-салаирской складчатости, возникло складчатое сооружение Доуралид, которое в дальнейшем было лишь более или менее существенно переработано.

Отложения верхнего докембрия в пределах Урала распространены весьма широко (рис. 124), особенно на Южном Урале, к югу от широты Челябинска, выступая здесь на поверхность в ядрах трех крупных антиклинальных поднятий: Башкирского, Уралтауского и Урало-Тобольского (Восточно-Уральского) антиклинориев.

Наиболее полная и хорошо изученная последовательность слоев верхнего докембрия вскрывается в разрезах Башкирского антиклинория, в северной части которого видно несогласное и трансгрессивное налегание базальных слоев уральского верхнего докембрия на более древние (нижне-среднедокембрийские) метаморфические породы (рис. 125).

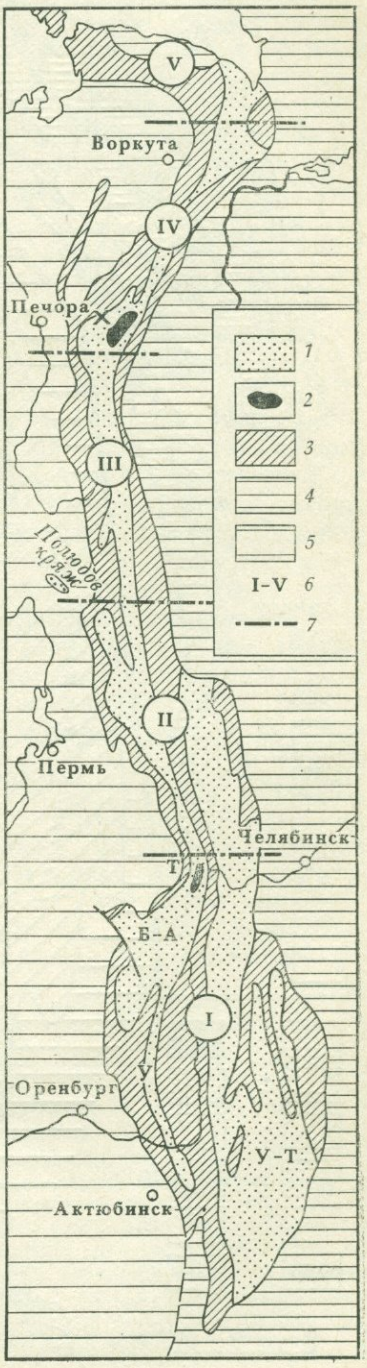
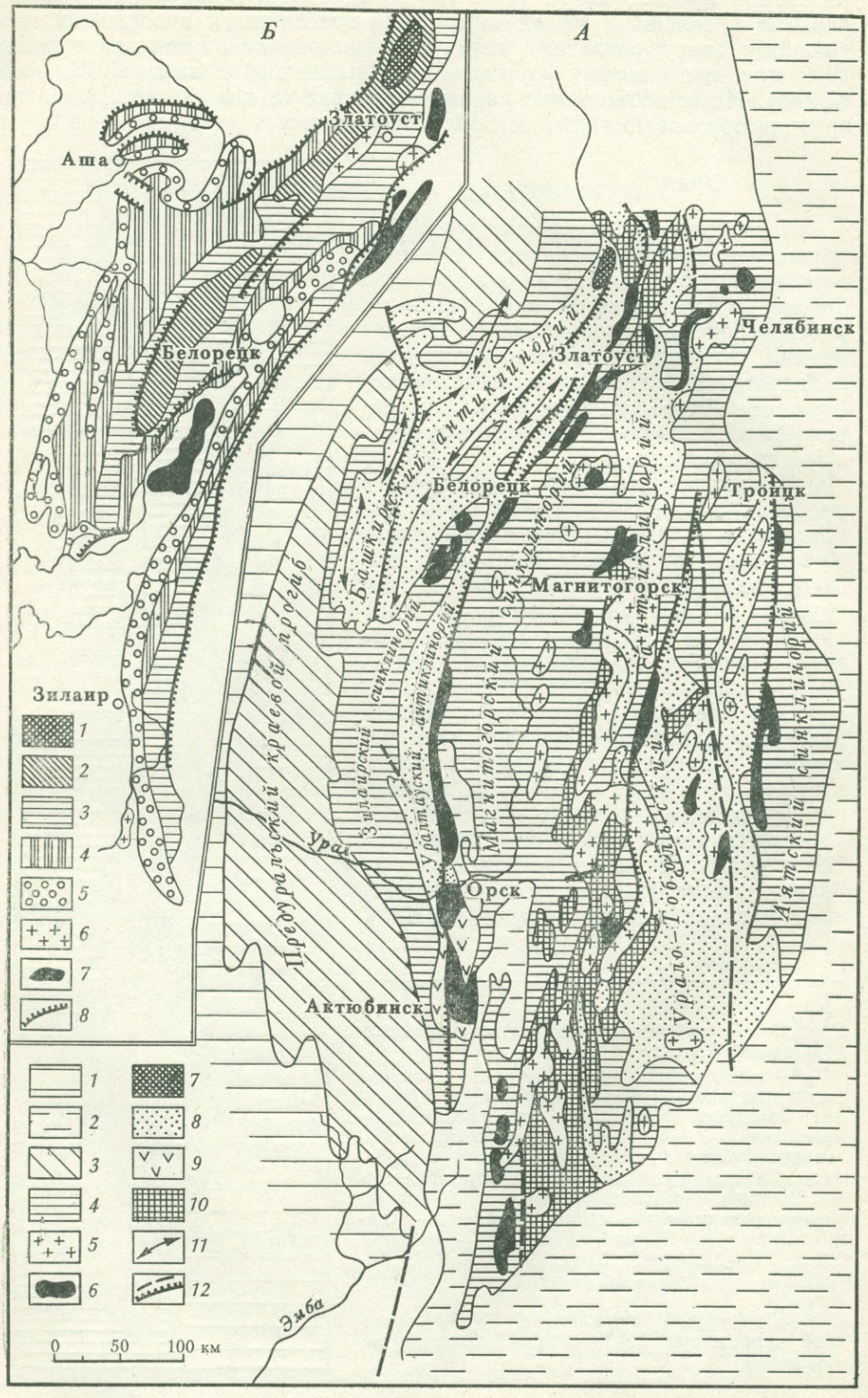


Рис. 124. Схема распространения докембрийских образований Урала:

1 — докембрийские образования; *2* — выходы нижне-среднедокембрийских образований в пределах Западного Урала (Т — тараташский, Х — хобеинский); *3* — складчатые палеозойские образования Урала; *4* — покровные образования Западно-Сибирской плиты; *5* — покровные образования Восточно-Европейской платформы; *6* — структурно-морфологические области Урала: I — Южный Урал; II — Средний Урал; III — Северный Урал; IV — Полярный Урал; V — Пай-Хой; *7* — границы структурно-морфологических областей Урала.

Б-А — Башкирский антиклинорий; У — Уралтауский антиклинорий; У-Т — Урало-Тобольский антиклинорий


Б
А
Аша
Златоуст
Белорецк
Челябинск
Златоуст
Белорецк
Троицк
Магнитогорск
Зилаир
Орск
Актюбинск
Урал
Эмба
Предуральский краевой прогиб
Башкирский антиклинорий
Зилаирский синклинорий
Уралтауский антиклинорий
Магнитогорский синклинорий
Уралтауский антиклинорий
Урало-Тобольский антиклинорий
Аятский синклинорий
1
2
3
4
5
6
7
8
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
0
50
100 км

Башкирский антиклинорий

Все толщи верхнего докембрия Башкирского антиклинория — от бурзянской серии внизу до ашинской серии вверху (рис. 126) — были объединены в 1945 г. Н. С. Шатским в рифейскую группу. Впоследствии предпринимались неоднократные попытки изменить первоначальное (по Шатскому) понимание объема рифейской группы. Не вдаваясь в обсуждение этих попыток, отметим только, что в верхнедокембрийской истории Урала проявляются два основных этапа развития, последнему из которых отвечают две верхние — криволукская и ашинская — серии разреза Башкирского антиклинория, первому же этапу — все остальные, нижележащие толщи рифейской группы, по Шатскому. Это дает основание для выделения криволукской и ашинской серий из состава рифейской группы и рассмотрения их в качестве самостоятельной («надрифейской») регионально-стратиграфической единицы (комплекса). К сожалению, стратиграфический комплекс, объединяющий криволукскую и ашинскую серии, собственного названия пока не получил.

С выделением данного комплекса рифейская группа (комплекс) будет состоять из трех серий (снизу вверх): бурзянской, юрматинской и каратауской, каждая из которых расчленяется на ряд свит (см. рис. 126). Общая мощность слоев рифейского комплекса Башкирского антиклинория составляет 12 000—15 000 м.

В северной части Башкирского антиклинория базальные слои бурзянской серии трансгрессивно и несогласно налегают на размытую поверхность гнейсов и кристаллических сланцев тараташской свиты среднего-нижнего докембрия и прорывающих ее гранитоидов.

Отдельные серии рифейского комплекса также разделены угловыми несогласиями, свидетельствующими о проявлении в промежуточные эпохи орогенических движений местного значения. В целом весь комплекс рифейских отложений залегает согласно и дислоцирован в одном общем плане. Метаморфизмом породы рифейского комплекса в пределах Башкирского антиклинория почти не затронуты. Лишь породы древнейшей, бурзянской серии обычно более или менее метаморфизованы. Рифейский комплекс слагается в основном толщами различных осадочных пород. Вулканогенные образования играют в их составе подчиненную роль. Они встречаются лишь в основании бурзянской и юрматинской серий.

Для рифейского комплекса Башкирского антиклинория характерна четко выраженная крупная (региональная) цикличность строения. Каждая из двух нижних его серий представляет собой крупный осадочный цикл (см. рис. 126, *5*), в котором выделяется нижняя — терригенная и верхняя — глинисто-карбонатная части. Верхняя — каратауская — серия является в данном отношении сложным образованием, объединяющим три осадочных цикла. Нижний из этих циклов составляют отложения зильмердакской (терригенной) и катав-

---

Рис. 125. Распространение верхнедокембрийских образований на Южном Урале.

А — геологическая схема Южного Урала. По Хераскову, 1967:

1 — слои чехла Русской плиты; *2* — слои чехла Западно-Сибирской плиты; *3* — верхний палеозой Предуральского краевого прогиба; *4* — палеозойский складчатый комплекс уралид; *5* — гранитоиды; *6* — гипербазиты; *7* — доверхнедокембрийские образования (тараташская свита); *8* — верхний докембрий; *9* — кембрийско-нижнеордовикский комплекс южного окончания Уралтауского антиклинория; *10* — метаморфические образования, палеозойские (?) и докембрийские; *11* — оси антиклиналей; *12* — разломы.

Б — верхний докембрий Башкирского и Уралтауского антиклинориев. По Гараню, 1963: *1* — тараташская свита; *2—4* — рифей: *2* — бурзянская серия, *3* — юрматинская серия, *4* — каратауская серия; *5* — ашинская и криволукская серии; *6* — граниты; *7* — гипербазиты; *8* — разрывы

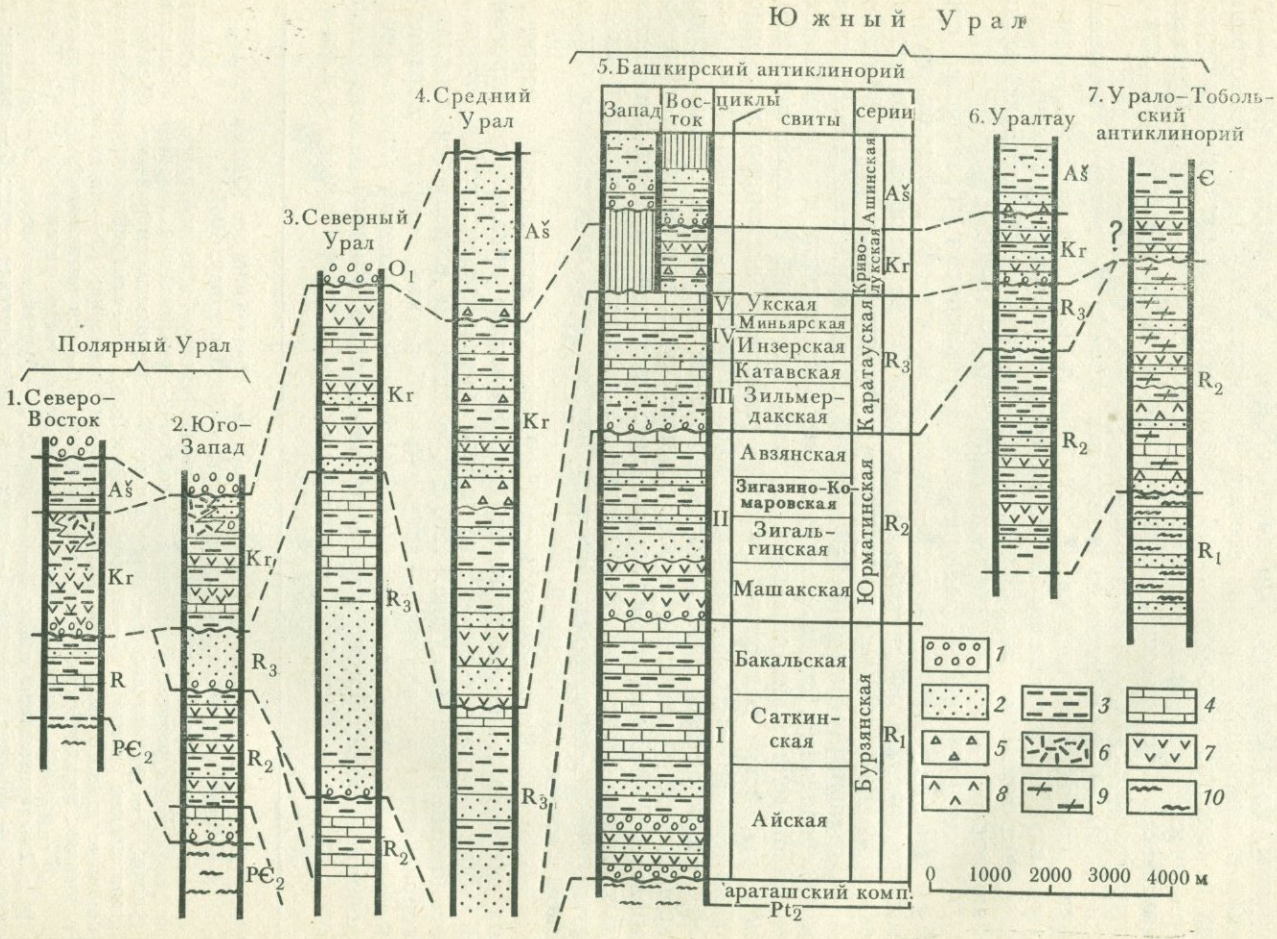


Рис. 126. Верхнедокембрийские образования Урала:

1 — по Охотникову, 1968, 1974; *2* — по Пучкову, 1975; *3* — по Аблизину и др., 1969; *4* — по Младших и Аблизину, 1967; *5* — по Гараню, 1963 и Романову, 1973; *6* — по Романову, 1973; *7* — по Мамаеву и Чермениновой, 1973.

1 — конгломераты; *2* — песчаники, кварциты; *3* — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; *4* — известняки и доломиты; *5* — диамиктиты; *6* — кислые вулканические породы; *7* — основные вулканические породы; *8* — амфиболиты; *9* — кристаллические сланцы; *10* — гнейсы

ской (карбонатной) свит; средний — отложения инзерской (терригенной) и миньярской (карбонатной) свит; верхний — отложения укской свиты, в нижней части представленной терригенными, а в верхней — карбонатными породами.

Таким образом, в целом в рифейском комплексе Башкирского антиклинория выделяется пять (I—V на рис. 126, *5*) осадочных циклов. Мощность этих циклов вверх по разрезу закономерно уменьшается так, что каждый следующий цикл оказывается примерно в 1,5—2 раза менее мощным по сравнению с предыдущим. Отчасти это связано с уменьшением продолжительности циклов, но в основном, по-видимому— с ослаблением от цикла к циклу интенсивности осадконакопления.

Начало формирования бурзянской серии и рифейского комплекса в целом оценивается в 1650±50 млн. лет. Породы этой серии прорезаются рапакививидным бердяушским гранитом с возрастом около 1400 млн. лет. Принимается соответственно, что бурзянская серия формировалась в период 1650±50 млн. лет — 1350±50 млн. лет. Породы юрматинской серии бердяушским гранитом не прорезаются, возраст же пород основания вышележащей каратауской серии оценивается в 1050±50 млн. лет. Время формирования юрматинской серии приходится, следовательно, на период 1350±50—1050±50 млн. лет. Возраст верхних горизонтов каратауской серии (укской свиты) оценивается в 680±20 млн. лет. Таким образом, период формирования трех верхних циклов рифейского комплекса охватывает интервал времени от 1050±50 до 680±20 млн. лет (см. табл. 6).

Следует отметить, что принятая в 1977 г. датировка начала рифейской эпохи (1650±50 млн. лет), как и другие «рифейские» датировки, достаточно условны. Их принятие определялось в значительной мере стремлением синхронизировать начало рифея со времени внедрения гранитов рапакиви Балтийского щита (см. с. 170), которое рассматривается при этом как событие, завершающее глобальный свекофенно-карельский этап развития. Однако недавно возраст бердяушского гранита был определен в 1550±50 млн. лет (Салоп, Мурина, 1970) и соответственно начало формирования рифейского комплекса стало датироваться 1900—2000 млн. лет, а нижняя — бурзянская — серия рифея стала рассматриваться как аналог верхней части карелия Балтийского щита. Эти данные, получившие широкое признание, решением последнего совещания по докембрию (1977) без каких-либо пояснений игнорируются.

В составе нижней, терригенной, части рифейских циклов основная роль принадлежит кварцевым песчаникам и кварцитам. В подчиненном количестве здесь развиты аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты. Более пестрый и грубый состав имеют терригенные толщи нижних циклов (бурзянского, юрматинского), а более тонковернистый и чисто кварцевый (кварциты, кварцевые песчаники) — терригенные толщи верхних циклов. Верхние, глинисто-карбонатные, толщи тех же циклов в их карбонатной части слагаются в основном доломитами, нередко строматолитовыми. Вверх по разрезу рифейского комплекса состав этих толщ (катавской, миньярской, укской) становится все более чисто карбонатным (доломитовым). Таким образом, вверх по разрезу рифейского комплекса не только закономерно меняется (уменьшается) мощность циклов, но столь же закономерно изменяется и их общий литологический характер — в сторону все большей однородности и «чистоты» состава как нижних — терригенных, так и верхних — карбонатных элементов циклов.

Как отмечалось, вулканогенные образования играют в строении рифейского комплекса Башкирского антиклинория незначительную роль. Они развиты на двух стратиграфических уровнях — в основании бурзянской и в основании юрматинской серии. В основании бурзянской

серии по периферии выступа пород тараташской свиты развиты туфогенные песчаники и покровы основных вулканических пород (спилитов) мощностью несколько десятков метров. Общая мощность вулканической толщи достигает здесь 100—400 м. В основании юрматинской серии в восточной части Башкирского антиклинория развита мощная (до 1500—2000 м) вулканогенная машакская свита, сложенная кварцито-песчаниками, углисто-глинистыми сланцами, конгломератами с мощными прослоями и линзами вулканических пород основного и кислого состава.

Незначительно развиты в пределах Башкирского антиклинория интрузивные образования рифейского времени, представленные упоминавшимся уже бердяушским гранитом типа рапакиви, интрудированным в породы бурзянской серии до начала формирования слоев юрматинской серии. В более позднее время в рифейские образования Башкирского антиклинория внедрялись лишь дайки основных пород.

Длительный (порядка 1000 млн. лет) период формирования рифейских пород завершился складчатостью, более интенсивно проявившейся на востоке и постепенно затухавшей к западу. Одновременно начинается общее поднятие области послерифейской складчатости, ее денудация и соответственно накопление продуктов размыва в краевых и внутренних депрессиях воздымающейся в целом области.

Продуктами размыва рифейских складчатых сооружений слагаются криволукская и ашинская серии верхнего комплекса верхнего докембрия Башкирского антиклинория. Нижняя, криволукская, серия, развитая лишь в восточной части Башкирского антиклинория, представлена толщей глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников и конгломератов, до 700—1000 м общей мощности. Для этой толщи характерно присутствие в ее нижней части толщ диамиктитов, которым многими исследователями приписывается ледниковое происхождение, а также присутствие в ее составе основных вулканических пород. Верхняя, ашинская, серия в пределах большей западной части Башкирского антиклинория залегает трансгрессивно непосредственно на слоях каратауской серии рифея. Сложена ашинская серия фациально изменчивой толщей обломочных пород — полимиктовых и аркозовых песчаников, конгломератов, отчасти также алевролитов и аргиллитов, до 1500—2000 м общей мощности.

Отложения криволукской и ашинской серий, залегающие выше слоев укской свиты, накапливались уже в самом конце докембрия или отчасти даже в начале кембрия.

Уралтауский и Урало-Тобольский антиклинорий Южного Урала

Уралтауский (осевой) антиклинорий Южного Урала, отделенный от Башкирского антиклинория Зилаирским синклинорием, сложен метаморфическими породами, которые согласно исследованиям последних лет считаются метаморфизованными аналогами верхнедокембрийских толщ Башкирского антиклинория.

По сравнению с разрезом Башкирского антиклинория разрез антиклинория Уралтау менее полный. В нем не вскрываются (не выступают на дневную поверхность) стратиграфические аналоги нижней (бурзянской) серии рифейского комплекса. В нем отсутствуют также аналоги верхних свит (миньярской и укской) каратауской серии, т. е. самых верхних слоев рифейского комплекса. Отсутствие этих последних вызвано, возможно, падающим на время их формирования перерывом в осадконакоплении или же, если данные отложения здесь накапливались, — их последующим размывом, который последовал

сразу же за их образованием, до начала накопления вышележащих слоев, отвечающих стратиграфически криволукской свите Башкирского антиклинория (см. рис. 126, *б*).

Нижняя часть рифейских слоев **Уралтау**, соответствующая юрматинской серии, слагается чередованием пачек и значительных по мощности толщ кварцитов и сланцев. Существенную роль играют в разрезе углистые и углисто-графитистые разности кварцитов и сланцев, подобные аналогичным породам юрматинской серии. В нижней половине данного интервала разреза присутствуют слои амфиболитов, возникших в результате метаморфизма основных вулканических пород. Часть разреза со слоями амфиболитов сопоставляется с вулканогенной машакской свитой разреза Башкирского антиклинория.

Выше с размывом залегает толща слоев, соответствующая нижним свитам каратауской серии. В ее основании, как и в разрезе Башкирского антиклинория, выделяется мощная толща кварцитов, сменяющаяся выше переслаиванием слоев и пачек кварцитов и сланцев. Карбонатные породы (мраморы) как в данной толще, так и в нижележащей (соответствующей юрматинской серии) встречаются лишь в виде отдельных линз и прослоев.

Верхняя часть слоев верхнего докембрия Уралтау сопоставляется с криволукской и ашинской сериями Башкирского антиклинория. Как отмечалось, время формирования этих слоев отделяется от предыдущего (рифейского) этапа эпохой перерыва и денудации. Данная часть разреза докембрия Уралтау слагается толщей сланцев, кварцитов, полимиктовых песчаников, конгломератов. В ее нижней части, сопоставляющейся с криволукской серией, присутствуют прослои амфиболитов (измененных основных вулканических пород). В основании верхней части, сопоставляющейся с ашинской серией, отмечается присутствие валунных конгломератов.

В восточной — **Урало-Тобольской** — антиклинорной зоне Южного Урала (см. рис. 126, 7) отложения верхнего докембрия еще более сильно метаморфизованы, чем в зоне Уралтау, и представлены различными гнейсами и кристаллическими сланцами. Стратиграфическое расчленение этих метаморфических образований, установление их принадлежности к верхнему докембрию и их сопоставление с различными сериями и свитами верхнего докембрия более западных зон Южного Урала встречают большие трудности и являются пока провизорными.

По данным Н. Ф. Мамаева и И. В. Чернениновой (1973), в составе верхнего докембрия Урало-Тобольского антиклинория выделяются три серии слоев: гнейсовая (древнейшая), амфиболитовая (средняя) и сланцево-кварцитовая (верхняя) (см. рис. 126, 7). Каждая из этих серий подразделяется на ряд свит, частично следующих друг за другом в разрезе, частично же замещающих друг друга в различных районах. Нижняя (гнейсовая) серия сопоставляется с бурзянской серией Башкирского антиклинория, а две верхние (амфиболитовая и сланцево-кварцитовая) с юрматинской серией. Аналогов каратауской серии здесь не устанавливается. Но аналоги ашинской серии, возможно, присутствуют.

Метаморфиты нижней (гнейсовой) серии, достигающей 2000—3000 м мощности, в преобладающей своей части являются метаморфизованными осадочными терригенными породами (песчаниками, глинами, алевролитами). Присутствующие в составе серии амфиболиты и амфиболовые гнейсы частично, вероятно, образовались по мергелистым осадкам, частично — за счет основных вулканитов.

Средняя (амфиболитовая) серия характеризуется присутствием многочисленных горизонтов амфиболитов, возникших за счет основных вулканических пород. Амфиболиты чередуются с пачками и толщами

кварцитовых сланцев и гнейсов. Данная серия сопоставляется с машакской свитой разреза Башкирского антиклинория и с отвечающей ей вулканогенной свитой разреза Уралтау.

Верхняя (сланцево-кварцитовая) серия слагается толщей, до 2000—3000 м общей мощности, темных полосчатых кварцитовых и графитистых сланцев, филлитовых кварцитов с незначительными прослоями измененных кислых вулканических пород. Данная серия хорошо сопоставляется с верхней частью юрматинской серии Башкирского антиклинория и ее аналогами в разрезе Уралтау.

Со значительным перерывом на размытой поверхности описанных выше толщ верхнего докембрия в нескольких местах Урало-Тобольского антиклинория несогласно залегает толща частого (флишоидного) переслаивания песчаников, глинистых и песчанистых сланцев, до 1000 м общей мощности. Стратиграфически выше этой флишоидной толщи также с размывом и несогласием залегают слои ордовикской системы палеозоя. Флишоидная толща сопоставляется с отложениями ашинской серии более западных районов Урала. Подобная корреляция, однако, проблематична и не исключено, что данная толща является более молодым образованием — верхнекембрийским или даже раннеордовикским.

В единственном пока пункте Урало-Тобольского антиклинория, в районе г. Троицка, установлено присутствие отложений нижнего кембрия, залегающих, по-видимому, с размывом на кристаллических сланцах докембрия (см. рис. 126, 7). Нижний кембрий представлен здесь толщей (до 1500 м общей мощности) песчаников, отчасти гравелистых (базальных ?), и филлитовидных глинистых сланцев с линзами археоциатовых известняков и покровами основных вулканических пород (порфиритов, диабазов). Подобные же образования нижнего кембрия известны в Орско-Актюбинском районе, на южном погружении Уралтауского антиклинория.

Сопоставление разрезов верхнего докембрия Башкирского, Уралтауского и Урало-Тобольского антиклинориев показывает, что в широтном направлении, при движении вкрест простирания основных структур Урала, существенных изменений в первичном характере верхнедокембрийских образований не происходит. Возрастает лишь метаморфизм пород.

В восточном направлени, уже в зоне Уралтау, роль в разрезе карбонатных пород резко уменьшается. Это происходит, по-видимому, как за счет первичных фациальных изменений в слоях юрматинской серии, так и за счет последующего размыва карбонатных горизонтов каратауской серии. Одновременно в разрезах восточных зон (Уралтауской и Урало-Тобольской) состав верхнедокембрийских толщ становится более равномерно кварцито-сланцевым. Характерная для зоны Башкирского антиклинория цикличность строения разреза выражена здесь значительно менее четко.

Вторым отличием разрезов восточных зон является более широкое развитие в них вулканогенных образований основного состава. Однако это различие, которое многими усиленно подчеркивается, в действительности не столь велико. Во всех трех зонах вулканогенные образования приурочиваются к двум стратиграфическим уровням: нижней части юрматинской серии (к машакской свите и ее стратиграфическим аналогам), с одной стороны, и к криволукской серии и ее аналогам — с другой. Вне этих стратиграфических интервалов ни в одной из зон Южного Урала вулканогенные образования заметного развития не получают.

О соотношении и различии мощности слоев верхнего докембрия в различных зонах Южного Урала судить трудно, так как нижняя часть разреза (аналоги бурзянской серии) в восточных зонах полностью

нигде не вскрыта, а верхняя (каратауская серия) в значительной своей части уничтожена, по-видимому, позднейшим размывом. Сопоставимая же средняя часть разреза (юрматинская серия) имеет примерно одинаковую мощность во всех трех зонах. Верхняя (надрифейская) часть разреза верхнего докембрия Южного Урала с наибольшей полнотой представлена в центральной, Уралтауской, зоне, гавным образом за счет развития нижней (криволукской) серии соответствующего комплекса слоев.

Средний, Северный и Полярный Урал

К северу от Челябинска, в пределах Среднего, Северного и Полярного Урала (см. рис. 124), образования верхнего докембрия выступают на дневную поверхность в осевой зоне хребта. Состав и строение разреза верхнедокембрийских образований здесь более изменчивы, сами эти образования более метаморфизованы и в целом изучены еще недостаточно для уверенного сопоставления и общего заключения о их строении и истории формирования.

Наиболее мощный и, возможно, стратиграфически наиболее полный разрез верхнего докембрия установлен на Среднем Урале (см. рис. 126, *4*). По отношению к образованиям верхнего докембрия Средний Урал оказывается областью наибольшего погружения. В его пределах на дневную поверхность выступают лишь верхние слои рифейского комплекса и отложения, сопоставляющиеся с криволукской и ашинской сериями Южного Урала, которые составляют здесь основную долю видимой части разреза.

При движении к северу, в область Северного и, далее, Полярного Урала, устанавливается общее воздымание образований верхнего докембрия. В результате на Полярном Урале в ядрах антиклинальных поднятий на поверхность выступают дорифейские гнейсы и кристаллические сланцы, на которые с размывом и несогласием налегают базальные слои рифейского комплекса. Параллельно с этим воздыманием идет сокращение мощности и полноты разреза верхнедокембрийских образований, в основном за счет первичного уменьшения мощности слоев отдельных серий и за счет межсерийных размывов и лишь отчасти — за счет более позднего, предордовикского (?) размыва. Создается впечатление, что в пределах Полярного Урала мы вступаем в область северо-восточного борта верхнедокембрийского геосинклинального прогиба. Осевая зона этого геосинклинального прогиба отклоняется в области Северного Урала к северо-западу, принимая Тиманское направление.

Наиболее постоянным членом разреза верхнего докембрия Среднего, Северного и Полярного Урала является толща слоев, отвечающая стратиграфически криволукской серии Южного Урала. Максимальной мощности (до 6000 м) эти слои достигают на Среднем Урале. Далее к северу мощность их сокращается до 1500—2000 м. В разрезах Среднего Урала (см. рис. 126, *4*) общий характер отложений, о которых идеть речь, близок к таковому криволукской серии Южного Урала. Для них характерно присутствие в их верхней части нескольких горизонтов динамиктитов. Более широко, чем на Южном Урале, особенно в нижней части данных отложений, развиты вулканические породы, преимущественно основного состава. Севернее, в области Северного и Полярного Урала, диамиктиты в составе данных отложений не отмечаются. Возможно, это связано с размывом их верхней, заключающей прослои диамиктитов, части. На севере, в разрезах Полярного Урала, рассматриваемая толща слоев принимает существенно вулканогенный характер. В ней наряду с основными заметное развитие получают вулканические породы кислого состава (липариты и др.).

В разрезе Среднего Урала над толщей слоев, сопоставляющихся с криволукской серией Южного Урала, развита еще одна, чисто осадочная свита слоев, соответствующая ашинской серии Южного Урала. Севернее эта свита большей частью уничтожена предордовикским размывом, но на крайнем севере Урала (см. рис. 126, *1*) появляется, по-видимому, вновь в виде толщи характерных углистых сланцев и кварцитов.

Из отложений рифейского комплекса в пределах рассматриваемой части Урала (в основном Среднего и Северного) наиболее полно развита ее верхняя — каратауская — серия. В разрезах Северного Урала она достигает мощности (4000—5000 м), в два раза превышающей ее мощность в разрезах Башкирского антиклинория. Увеличение мощности происходит в основном за счет раздувания нижней, песчано-кварцитовой части серии, отвечающей зильмердакской свите разреза Южного Урала. В области Полярного Урала (см. рис. 126, *1*, *2*) рассматриваемые отложения срезаются трансгрессивно залегающими слоями криволукской (?) серии.

Более низкие члены рифейского комплекса в пределах Среднего и Северного Урала почти неизвестны, в пределах же Полярного Урала, особенно на севере последнего, развиты очень неполно. Сопоставление этих образований с мощными толщами слоев бурзянской и юрматинской серий Южного Урала проблематично. Возможно, что в юго-западной части Полярного Урала от предкаратауского размыва сохранилась лишь нижняя часть юрматинской серии (среднего рифея), отвечающая вулканогенной свите Башкирского антиклинория. Севернее и она, по-видимому, срезается (см. рис. 126, *1*), и в разрезе рифея сохраняются лишь аналоги бурзянской (?) серии, представленные здесь маломощной толщей кварцитов и мраморов.

Приуралье, Тиман и Мурманское побережье Кольского полуострова

К западу от Урала, уже в пределах восточной окраины Восточно-Европейской платформы, верхнедокембрийские образования под покровом фанерозойских отложений выполняют широкую неправильных очертаний Предуральскую впадину. Последняя протягивалась от широты южной оконечности Урала на юге до широты Полюдова кряжа на севере и ограничивалась с запада обширным выступом фундамента платформы, в пределах которого верхнедокембрийские образования не накапливались (рис. 127, картосхема).

Благодаря многочисленным буровым скважинам строение верхнедокембрийских образований Предуральской впадины выяснено к настоящему времени достаточно полно. Это строение сложно и изменчиво. В целом мы его рассматривать не будем, а коснемся лишь тех изменений, которые претерпевают докембрийские образования при удалении от Уральского геосинклинального прогиба на запад, в сторону платформы. Характер этих изменений на широте Южного Урала иллюстрируется рядом разрезов (Башкирский антиклинорий — Шкапово — Серафимовка), представленных на рис. 127.

Данный ряд разрезов показывает, что в области платформы, даже в ее глубоко погруженных участках (Шкапово), характер верхнедокембрийских образований, по сравнению с их стратиграфическими аналогами в зоне Башкирского антиклинория, существенно меняется. Мощность всех горизонтов разреза, особенно верхних, сокращается; разрез становится более прерывистым, относительно большую роль играют в нем песчаные толщи, приобретающие часто красноцветный облик. Характерно отсутствие в рассматриваемых разрезах Пред-

уральской впадины (Шкапово, Серафимовка) аналогов криволукской серии и резко сокращенный объем слоев верхней, каратауской, серии рифейского комплекса. Это связано, вероятно, как с условием осадконакопления (начавшимся в это время воздыманием области впадины), так и с проявлением последующего предашинского размыва. Значительно полнее в осевой части впадины (Шкапово) представлены отложения средней, юрматинской, серии рифейского комплекса, составляющей, по-видимому, основную часть верхнедокембрийских образований Предуральской впадины. Относительно постоянным членом разреза тех же образований являются здесь также слои, отвечающие ашинской серии Южного Урала.

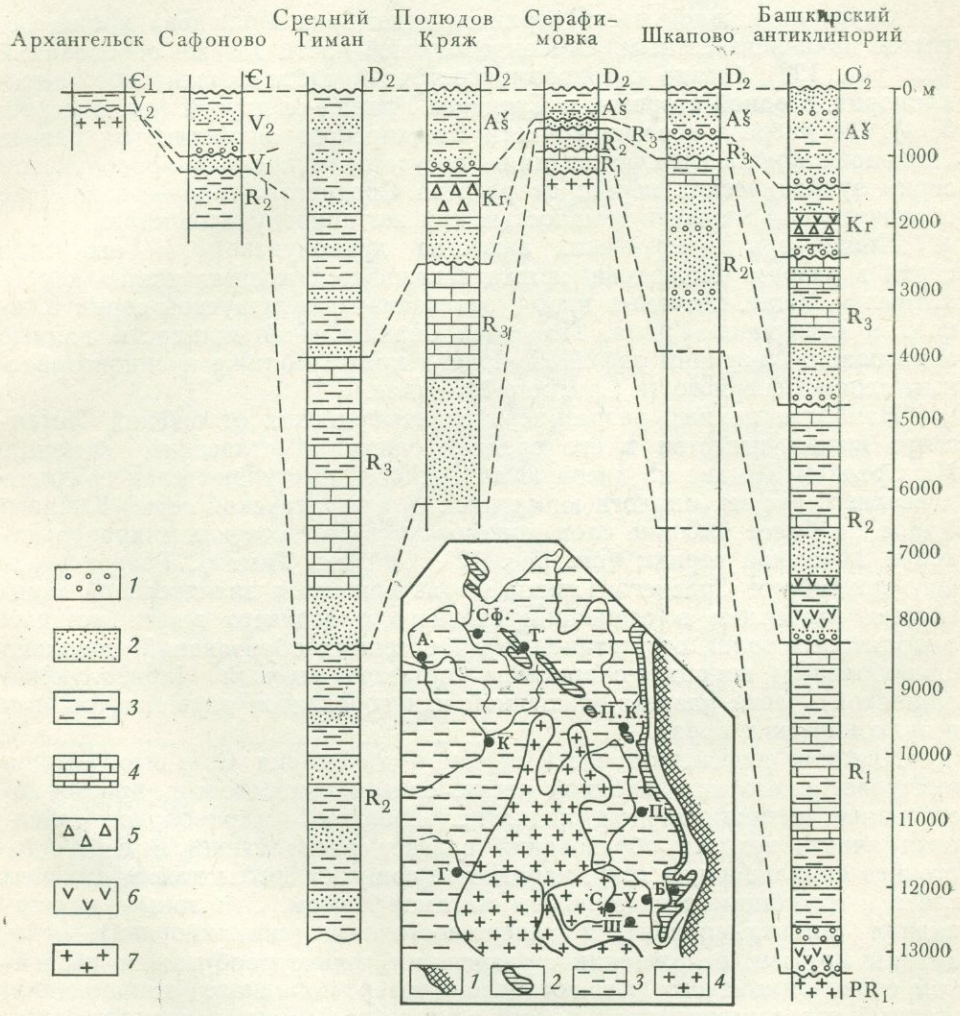


Рис. 127. Верхнедокембрийские отложения Западноуральско-Тиманской области и прилегающих — восточной и северо-восточной окраин Восточно-Европейской платформы:

1 — галька, конгломераты; *2* — песчаники, кварциты; *3* — глины, алевролиты, аргиллиты, глинистые и другие сланцы; *4* — известняки, доломиты, мергели; *5* — диамиктиты; *6* — вулканические породы; *7* — кристаллические породы основания. На картосхеме: *1* — Восточный Урал; *2* — выходы на поверхность верхнего докембрия Западного Урала и Тимана; *3* — верхний докембрий под чехлом более молодых отложений; *4* — область отсутствия верхнедокембрийских отложений. А — Архангельск; Б — Башкирский антиклинорий; Г — Горький; К — Котлас; П — Пермь; П. К. — Полюдов кряж; С — Серафимовка; Сф — Сафоново; Т — Тиман; У — Уфа; Ш — Шкапово

На границе Среднего и Северного Урала в северо-западном направлении отходит гряда антиклинальных поднятий, сложенных верхним докембрием и составляющих в целом Тиманский кряж. Первым (на юго-востоке), непосредственно смыкающимся с Уралом поднятием Тиманской гряды является Полюдов кряж (см. рис. 127). Вдоль Тимана проходит край верхнедокембрийского геосинклинального прогиба Урала, который в области Северного Урала отклоняется от меридионального, уральского, и принимает северо-западное, тиманское, направление. Положению его осевой части отвечает, по-видимому, примыкающая к Тиману с северо-востока полоса Печорского края шириной 250—300 км. Как отмечалось, Полярный Урал находится, по всей видимости, уже в зоне северо-восточного борта этого геосинклинального прогиба.

Строение нижней части верхнего докембрия **Полюдова кряжа** остается пока неизвестным. Строение верхней части тех же образований (см. рис. 127) близко к таковому восточной части Башкирского антиклинория, с одной стороны, и Среднего Урала — с другой (см. рис. 126; *5*, *4*). От разреза восточной части Башкирского антиклинория разрез Полюдова кряжа отличается лишь отсутствием в слоях криволукской серии вулканических пород; от разреза Среднего Урала — также еще и значительно меньшей мощностью той же криволукской серии.

Ниже стратиграфических аналогов криволукской и ашинской серий в разрезе Полюдова кряжа вскрывается мощная толща карбонатных и, ниже, песчаных пород, отвечающих каратауской серии Южного и Северного Урала. По своей значительной мощности данные образования (верхний рифей Полюдова кряжа) ближе к одновозрастным слоям Северного (и Среднего ?) Урала.

Наиболее полный разрез верхнедокембрийских отложений **Тиманского кряжа** известен в его средней части (Четласский камень). На Среднем Тимане на дневную поверхность выступают слои среднего и верхнего рифея (аналоги юрматинской и каратауской серий Южного Урала) и более высокие слои докембрия, соответствующие криволукской и ашинской сериям (см. рис. 127, Средний Тиман). Разрез верхнего докембрия Среднего Тимана характеризуется значительной мощностью, развитием в основании среднего и верхнего рифея мощных кварцитовых толщ, отсутствием вулканогенных образований, довольно однообразным кварцито-сланцевым составом верхней (криволукско-ашинской) части разреза, лишенной как горизонтов диамиктитов, так и вулканических пород.

Нижняя, рифейская, часть верхнего докембрия Среднего Тимана выступает в его юго-западной части, слагая относительно просто построенное антиклинальное поднятие. Верхняя (криволукско-ашинская) часть тех же образований слагает расположенную северо-восточнее синклинорную зону, характеризующуюся интенсивным смятием слоев и их общим региональным метаморфизмом. Эти зоны — юго-западная (антиклинорная) и северо-восточная (синклинорная) — разделены крутым, осложненным разрывами, флексурообразным перегибом слоев Тиманского (юго-восточно — северо-западного) направления, который прослеживается на протяжении всего Тимана и продолжается, по-видимому, далее на северо-запад, вдоль северо-восточного берега Кольского полуострова.

В пределах Тимана к юго-западу от упомянутого флексурообразного перегиба состав и строение верхнедокембрийских образований быстро и резко меняются. Уже на небольшом расстоянии к юго-западу от антиклинальных поднятий Тимана буровые скважины показывают отсутствие слоев верхнего рифея и резкое сокращение мощности отложений надрифейских слоев верхнего докембрия, принимающих обычный для Русской плиты характер (см. рис. 127, Сафоново). Их ба-

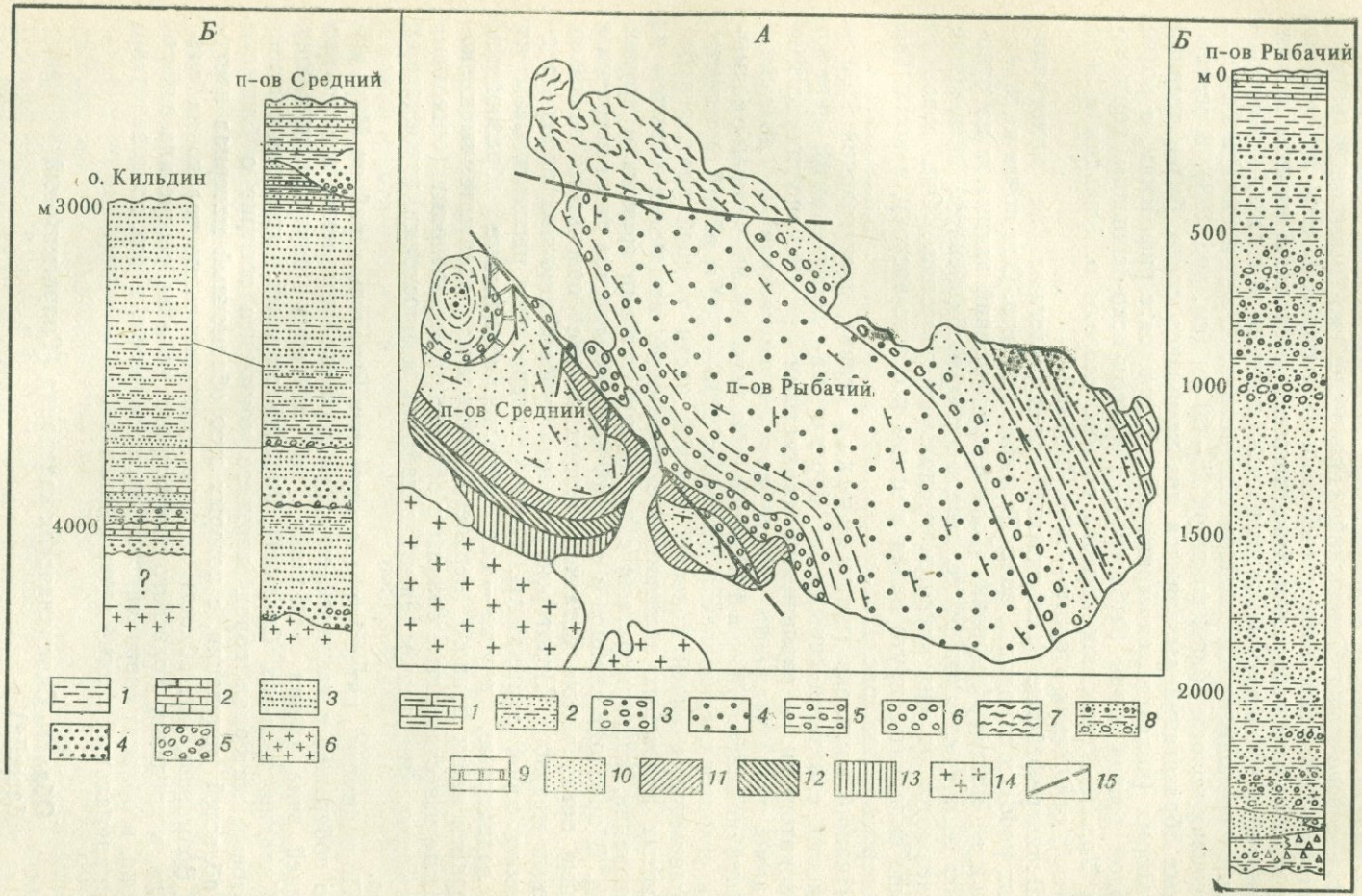


Рис. 128. Верхний докембрий о. Кильдина и п-овов Среднего и Рыбачьего. По Негруца, 1971.

А — геологическая схема п-овов Среднего и Рыбачьего: *1—13* — различные свиты верхнего докембрия (*1—8* — серия п-ова Рыбачьего, *9—13* — кильдинская серия); *14* — граниты фундамента; *15* — главные разломы.

Б — сводные стратиграфические разрезы: *1* — алевролиты, аргиллиты, сланцы; *2* — карбонатные породы; *3* — песчаники средне- и мелкозернистые; *4* — песчаники крупно- и грубозернистые; *5* — конгломераты и брекчии; *6* — граниты фундамента

зальные слои (валдайская серия) залегают здесь трансгрессивно или, в пределах впадин, на слоях среднего рифея (Сафоново), или, вне впадин, непосредственно на породах кристаллического фундамента плиты (Архангельск).

На северо-запад Тиманский (Гиперборейско-Тиманский) верхнедокембрийский геосинклинальный прогиб прослеживается до района Мурманского побережья Кольского полуострова. В данном районе верхнедокембрийские образования известны на о. Кильдин и северо-западнее последнего, на двойном полуострове Средний-Рыбачий, в пределах полосы общей шириной 25—30 км (см. рис. 123). В составе данных образований выделяются два комплекса слоев, более древний из которых (кильдинская серия) сопоставляется с рифейским, а более молодой (серия п-ова Рыбачий) — с криволукско-ашинским комплексами Урала. Отложения первого из них слагают о. Кильдин и п-ов Средний; отложения второго — п-ов Рыбачий.

Верхнерифейские (кильдинские) слои залегают на кристаллических породах окраинной зоны Балтийского щита. Они почти не складчаты и не метаморфизованы. Слои п-ова Рыбачий занимают по отношению к предыдущим более северо-восточное (внешнее) положение и отделяются от них крупным продольным разрывом. Они довольно сложно складчаты, круто падая в целом к северо-востоку, и несколько метаморфизованы (рис. 128).

Нижний комплекс (кильдинская серия), достигающий 1500 м мощности, слагается серыми и буроватыми песчаниками, нередко глауконитовыми, и различными глинистыми и песчано-глинистыми породами, заключающими тонкие прослои известняка и доломита. Верхний комплекс (п-ова Рыбачий) залегает на нижнем с размывом и угловым несогласием и достигает 3000—4000 м общей мощности. Он слагается в своей большей нижней части толщей средне-грубозернистых аркозовых песчаников с прослоями глинистых сланцев и, в основании, конгломератами с крупными глыбами гранита и других пород. В прослоях сланцев в средней части комплекса были встречены неясные органические остатки, напоминающие отпечатки зонтиков крупных медузоид. Некоторые разности грубообломочных пород представляют собой диамиктиты. Одни исследователи рассматривают их как ледниковые, другие — как обвально-оползневые образования. В верхней части данного (верхнего) комплекса развиты темные тонкослоистые известковистые сланцы с обильными выделениями (отдельными кристаллами, конкрециями) сульфидов и прослоями карбонатных пород.

По-видимому, интенсивное погружение началось в районе Мурманского побережья с накоплением слоев верхнего комплекса и лишь во внешней зоне (п-ова Рыбачий), не затронув внутреннюю зону (о. Кильдин и п-ова Средний) Грубообломочный, преимущественно аркозовый материал пород верхнего комплекса говорит о близости тех областей денудации, с которых этот обломочный материал поступал. Возможно, что области размыва находились не только на юго-западе, в пределах Кольского полуострова, но и на севере или северо-востоке, в области современного Баренцева моря, и что, следовательно, геосинклинальный прогиб здесь суживался.

Область Скандинавских каледонид (Спарагмитовый бассейн)

Менее чем в 100 км к северо-западу в направлении простирания Тиманского геосиклинального прогиба в Северной Норвегии (Финмаркен), в районе Варангер-фьорда, развиты отложения верхнего докембрия, сходные с таковыми Мурманского побережья и, вероятно,

стратиграфически им эквивалентные. Но эти отложения накапливались уже вне Тиманского прогиба, который, по-видимому, между п-овом Средний-Рыбачий и Варангер-фьордом полностью замыкался.

В районе Варангер-фьорда, так же как и в районе Мурманского побережья, развиты два комплекса верхнедокембрийских образований. Нижний из них, достигающий 1200—1500 м мощности, представлен толщей светлых кварцитовидных песчаников с прослоями темных песчанистых сланцев и в верхней части толщи доломитов. Слои лежат на

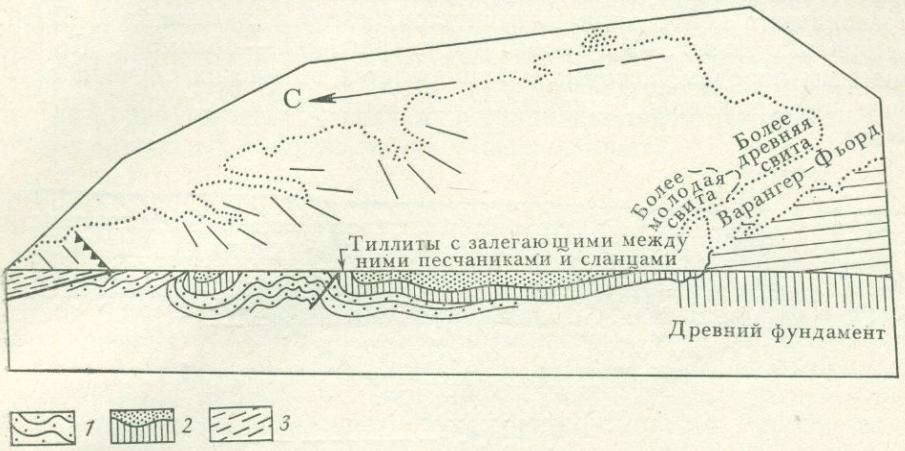


Рис. 129. Спарагмитовый комплекс Северной Норвегии. По Холтедалю, 1957:
1 — нижняя спарагмитовая свита; *2* — верхняя спарагмитовая свита; *3* — кварцевые сланцы и филлиты на висячем крыле надвига

размытой поверхности кристаллических пород Балтийского щита и смяты в пологие складки. Выше с размывом и небольшим несогласием залегает толща кварц-полевошпатовых песчаников и конгломератов до 1500—2000 м мощности. В основании толщи и в 400—500 м выше по разрезу присутствуют слои диамиктитов (по нескольку десятков метров мощности), которым приписывается обычно ледниковое происхождение (нижний и верхний «тиллит»).

Район Варангер-фьорда лежит, как отмечалось, прямо на продолжении Тиманского прогиба. Охарактеризованные выше неметаморфизованные слои верхнего докембрия занимают здесь площадь, которая протягивается в направлении, поперечном простиранию Тиманского прогиба, на 70—80 км. В пределах этой площади они сохраняют постоянство состава, строения и мощности и равномерно слабо складчаты (рис. 129).

К западу от района Варангер-фьорда, в зоне фьордов атлантического побережья Финмаркена (Тана-фьорда, Парсангер-фьорда и др.), отложения неметаморфизованного верхнего докембрия скрываются под надвинутыми на них с северо-запада пластинами метаморфизованных песчаников и доломитов верхнего докембрия, относящихся к складчатому комплексу Скандинавских каледонид.

Неметаморфизованный верхний докембрий района Варангер-фьорда, так же как и надвинутый на него метаморфизованный верхний докембрий складчатой области каледонид, принадлежит отложениям Спарагмитового бассейна (впадины или ряда впадин). На месте последнего в начале палеозоя развился каледонский геосинклинальный прогиб, в пределах которого отложения верхнего докембрия (спарагмитового комплекса) были сначала глубоко погружены, а затем, во время каледонской складчатости, сложно дислоцированы, метаморфизованы и местами снова приподняты и выведены на

поверхность. Лишь на некоторых участках у западной окраины Балтийского щита (см. рис. 67) сохранились неметаморфизованные толщи спарагмитового комплекса. Один из таких участков — район Варангерфьорда. Вторым, основным участком распространения спарагмитового комплекса, где он развит более полно и типично, является пограничная область Швеции и Норвегии к северу от г. Осло, известная под названием Спарагмитовой области, или Спарагмитового поля.

Для спарагмитового комплекса (серии, системы) характерно присутствие мощных толщ несортированных грубообломочных конгломератовидных пород типа диамиктитов, которые называют в Швеции и Норвегии *спарагмитами* (греч. sparagma — обломок). По этим типичным породам, которым приписывается во многих случаях ледниковое происхождение, спарагмитовый комплекс и получил свое название.

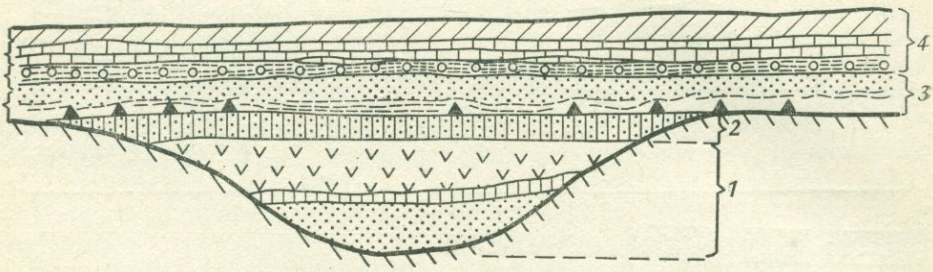


Рис. 130. Спарагмитовый комплекс Южной Норвегии. По Руттену, 1972:

1 — серый спарагмит (спарагмит, доломит, кварцит); *2* — красный спарагмит; *3* — варягий — тиллиты (черные треугольники), сланцы, кварциты; *4* — палеозой (кембрий, ордовик, силур)

Нижняя, основная часть спарагмитового комплекса Спарагмитовой области слагается из трех свит слоев (рис. 130). Нижняя и верхняя из них начинаются относительно мощными толщами диамиктитов (нижняя—серым спарагмитом, верхняя—красным спарагмитом), а средняя — толщей конгломератов. Вверх по разрезу эти грубообломочные толщи сменяются маломощными пачками пестрых глинистых сланцев и известняков. Диамиктиты (спарагмиты) нижней и верхней свит трактуются обычно как тиллиты, т. е. как ледниковые образования. Таким образом, нижняя часть спарагмитового комплекса, достигающая 1200—1500 м общей мощности, имеет циклическое строение, слагаясь из трех однотипно построенных осадочных циклов.

Верхняя часть спарагмитового комплекса залегает по отношению к нижней трансгрессивно и несогласно. В последнее время она стала выделяться в качестве самостоятельной стратиграфической единицы — *варяжской свиты* (варягия). Варяжская свита слагается толщей темных (углистых) кварцитов до 200 м общей мощности. Нижняя часть кварцитовой толщи грубозерниста, обогащена полевошпатовым материалом и приобретает местами характер диамиктита (вардальский спарагмит). Некоторые авторы рассматривают подобные образования как тиллиты, и это дает им основание говорить о наиболее позднем в докембрии — варяжском — оледенении Скандинавии.

На отложениях варягия без следов несогласия залегают песчанистые глинистые сланцы или песчаники нижнего кембрия с тонким (от нескольких сантиметров до 1 м) слоем базального конгломерата в основании. Варягий Спарагмитовой области по отношению к верхнему комплексу района Варангер-фьорда (и Мурманского побережья) является, по-видимому, более молодым образованием, стратиграфи-

ческие эквиваленты которого в разрезах северной окраины Балтийского щита отсутствуют. С верхним докембрием этой области должна сопоставляться, вероятно, более древняя, чем варягий, часть спарагмитового комплекса Южной Норвегии.

В верхнем докембрии область накопления пород спарагмитового комплекса не имела, по-видимому, характера геосинклинального прогиба, ограничивающего область Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы в целом. Это была скорее обширная внутриплатформенная впадина (или система впадин), заложение которой (или которых) лишь наметило место развития последующего, каледонского (нижнепалеозойского) геосинклинального прогиба. Можно думать, следовательно, что Восточно-Европейская платформа (Балтийский щит ?) продолжалась в верхнем докембрии дальше на запад, в область современных Норвежского и Северного морей.

Центральные области Русской плиты

В центральных областях Русской плиты резче, чем где-либо в другом месте, проявляется обособление верхней части верхнедокембрийских образований, связанных историко-геологически с отложениями кембрия, от более древних слоев верхнего докембрия, соответствующих рифейскому комплексу Урала. Докембрийская часть этого надрифейского комплекса выделяется в области Русской плиты под названием в е н д а (вендского комплекса, серии). Довендские образования верхнего докембрия центральных областей Русской плиты соответствуют, по-видимому, среднему, и возможно, в нижней своей части, нижнему рифею разреза Башкирского антиклинория. Развиты они здесь ограниченно, выполняя отдельные, большей частью сравнительно узкие грабенообразные впадины (рис. 131). В каждой такой впадине выделяются свои «свиты», трудно сопоставимые между собой. Все эти образования мы будем называть в дальнейшем просто рифейскими. Следует только помнить, что аналоги верхнего рифея в их составе, по-видимому, отсутствуют.

Отложения верхнего комплекса распространены значительно шире. Они залегают сплошным покровом, выполняя в основном широкий плоский прогиб, протягивающийся через всю платформу в юго-западно — северо-восточном направлении (см. рис. 123).

Рифейские образования центральных областей Русской плиты (рис. 131, 132) характеризуются терригенным составом. Карбонатные породы в их составе почти полностью отсутствуют. Нижние их горизонты слагаются большей частью красноцветными песчаниками, часто грубозернистыми, переходящими в отдельных прослоях в конгломераты. Мощность этих пород может достигать 1000 м и более. Нередко весь вскрытый скважинами разрез рифея сложен только этими грубообломочными породами. Верхняя часть рифейских образований представлена обычно различными по составу песчано-глинистыми толщами, частично красноцветной, частично серой окраски. В этой части разреза местами встречаются незначительные прослои карбонатных пород. Суммарная мощность рифейских образований составляет обычно 1500—2000 м, а в отдельных случаях может превышать даже 3000 м.

Нижняя грубообломочная часть рифейских отложений представляет собой континентальные образования, которые накапливались в глубоких депрессиях рельефа, возникших, по-видимому, в результате дробления отдельных участков платформы и погружения по разломам крупных ее блоков. Структура центральных областей Русской плиты (см. рис. 131, картосхема) напоминала, вероятно, в эту эпоху совре-

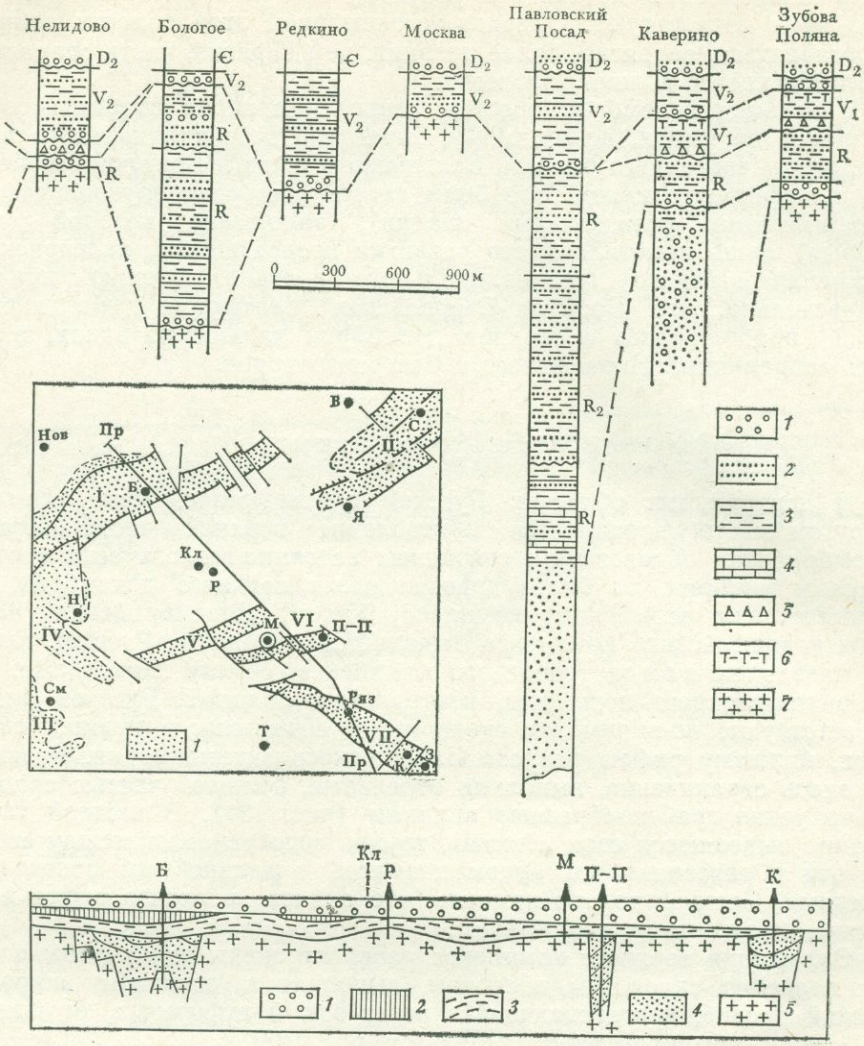


Рис. 131. Верхнедокембрийские отложения центральной части Восточно-Европейской платформы. В основном по Кирсанову, 1968—1975:

1 — галька, конгломераты; *2* — песчаники; *3* — глины, аргиллиты, алевролиты; *4* — известняки; *5* — диамиктиты; *6* — вулканогенно-осадочные породы; *7* — кристаллические породы основания. На картосхеме: *1* — районы распространения рифейских отложений. Рифейские грабенообразные прогибы: I — Валдайский, II — Солигаличский, III — Оршанский, IV — Бельский; V — Гжатский, VI — Московский, VII — Пачелмский. Б — Бологое, В — Вологда, З — Зубова Поляна, К — Каверино, Кл — Калинин, М — Москва, Н — Нелидово, Нов — Новгород, П—П — Павловский Посад, С — Солигалич, Р — Редкино, Ряз — Рязань, См — Смоленск, Т — Тула, Я — Ярославль, Пр—Пр — линия профиля. На профиле: *1* — девонские и более молодые отложения; *2* — кембрий и ордовик; *3* — вендский комплекс; *4* — рифейский комплекс; *5* — кристаллические породы основания

менную — «рифтовую» — структуру экваториальной Восточной Африки. Впоследствии, в эпоху накопления верхней части рифейских отложений, рельеф плиты сгладился, депрессии постепенно заполнились осадками, и в некоторые из них, возможно, проникало море. Вероятно, осадконакопление распространилось в это время за пределы депрессий, на пониженные участки разделявших депрессии блоков. Но в заключи-

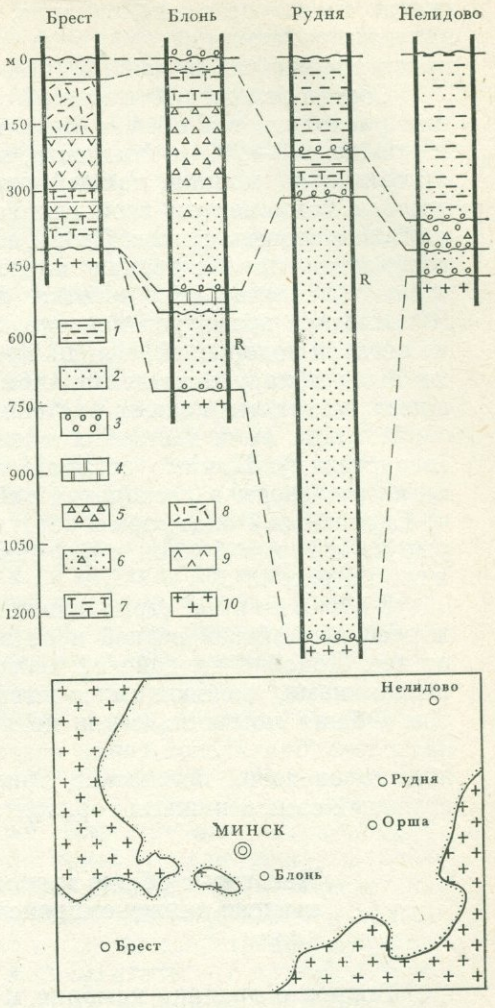


Рис. 132. Верхнедокембрийские отложения западной части Восточно-Европейской платформы. По Махначу и др., 1975:

1 — глины, аргиллиты, алевролиты; *2* — песчаники; *3* — галька, конгломераты; *4* — доломиты; *5* — диамиктиты; *6* — диамиктиты песчаные; *7* — вулканогенно-осадочные породы; *8* — кислые вулканические породы; *9* — основные вулканические породы; *10* — кристаллические породы основания

тельную фазу развития рифейских впадин активизация тектонических движений привела к новому воздыманию разделяющих впадины блоков, к денудации последних и уничтожению накопившихся в их пределах рифейских отложений. В результате к началу накопления базальных слоев венда рифейские образования сохранились от размыва лишь в самих депрессиях (впадинах), где они оказались как бы запечатанными и в этом «запечатанном» виде сохранились до наших дней.

Комплекс слоев венда—нижнего кембрия центральных областей Русской плиты слагается тремя сериями слоев—волынской (древнейшей), валдайской и балтийской, две нижние из которых составляют венд. Балтийская серия, охарактеризованная типичными ископаемыми кембрия, относится уже к кембрийской системе.

Волынская серия распространена главным образом в западной части плиты (см. рис. 132). Она слагается в основном различными континентальными (?) образованиями песчано-глинистого состава. Среди них заметную роль играют также диамиктиты, возможно, ледникового происхождения. Второй характерной особенностью волынской серии является широкое распространение в ее составе вулканогенных образований, представленных покровами лав основного, реже кислого состава и пачками вулканических туфов и различных вулканогенно-осадочных пород.

Отложения волынской серии залегают на размытой, выровненной поверхности кристаллического фундамента платформы и на толщах рифея, выполняющих рифейские впадины. Отчасти в своем распространении волынская серия обнаруживает еще некоторую связь с рифейскими впадинами. Так, достигая значительной мощности в Оршанской впадине (см. рис. 132) и Пачелмской грабенообразной впадине (см. рис. 131, Каверино, Зубова Поляна), они отсутствуют на всей промежуточной площади, где слои валдайской серии залегают на более древних образованиях. По-видимому, между эпохами накопления слоев волынской и валдайской серий произошли общее поднятие плиты и размыв ранее образовавшихся отложений, в том числе и волынских. Последовавшее за этим новое погружение определило начало нового (валдай-

ского) цикла осадконакопления. Базальные образования последнего залегают четко трансгрессивно, значительно перекрывая площадь распространения слоев предыдущего (волынского) цикла.

Состав отложений валдайской серии однообразен. В ее основании располагается обычно базальный горизонт грубозернистых песчаников до 100—200 м мощности, который сменяется вверх по разрезу относительно мощной толщей преимущественно глинистых пород. Основным компонентом этой глинистой толщи являются тонкослоистые «ляминаритовые» глины. Своим названием они обязаны присутствию на плоскостях напластования пленок органического вещества, которые рассматривались как остатки водоросли *Laminarites antiquissimus*. В последнее время установлено, однако, что ляминаритовые пленки — не остатки водорослей, а лишь продукт их разложения. Но вместе с ними были обнаружены лентовидные образования, действительно являющиеся остатками водных растений, близких к бурым водорослям. Эти образования были выделены в новую группу растений — *Vendotaenides* (вендотенид). Помимо остатков вендотенид в отложениях валдайской серии встречены в нескольких районах древнейшие в пределах Восточно-Европейской платформы остатки многоклеточных животных; некоторые из которых близки к формам эдиакарской фауны Южной Австралии (см. рис. 43).

Балтийская серия нижнего кембрия тесно связана с нижележащей валдайской серией и не всегда может быть уверенно отделена от нее. Подобно валдайской, балтийская серия начинается базальными песчаниками, сменяющимися выше по разрезу толщей глин и алевролитов. Общая мощность серии не превышает обычно 80—100 м. В верхних слоях балтийской серии встречаются остатки беззамковых брахиопод, головоногих моллюсков, трилобитов и других ископаемых, свойственных самым нижним горизонтам кембрийской системы.

Некоторые общие вопросы стратиграфии вендско-нижнекембрийских отложений Русской плиты

Вопрос о границе кембрия и докембрия в разрезе Русской плиты представляет особый интерес не только потому, что речь идет о геохронологическом рубеже первого порядка (криптозоя с фанерозоем), но и потому, что данный вопрос связан с проблемой выделения венда как особого звена геохронологической шкалы, начинающего ряд ее основных подразделений (периодов — систем). После выделения в 1841 г. пермской системы в первый раз ставится вопрос о выделении нового подразделения геохронологической шкалы подобного ранга. Пока, однако, не затрагивая этих общих вопросов, мы коснемся венда лишь с регионально-стратиграфической точки зрения.

До 1950 г., на протяжении около 100 лет, отложения, выделяющиеся ныне как валдайская и балтийская серии не разделялись и всеми исследователями рассматривались как нижнекембрийские. Волынская серия в этот период еще не была выделена. В 1950 г. Б. С. Соколов показал, что «нижний кембрий» Русской плиты отвечает двум циклам осадконакопления и предложил разделить его на два самостоятельных регионально-стратиграфических комплекса: нижний — вендский и верхний — балтийский. В 1951 г. название «вендский» было заменено на название «валдайский».

Осуществляя это разделение, Б. С. Соколов (1952) подчеркивал, что данные отложения, хотя они и относятся к двум самостоятельным циклам осадконакопления, образуют все же «единый в геологическом смысле комплекс осадочных образований». Отмечая, в частности, на

границе вендской (валдайской) и балтийской эпох проявления эпейрогенических движений, он указывал, что подобные движения «не могут служить бесспорным критерием даже для проведения границ между ярусами в пределах одной системы». Таким образом, валдайская и балтийская серии, несмотря на их определенную стратиграфическую самостоятельность, составляют один крупный регионально-стратиграфический комплекс слоев. Именно так отложения этих серий до 1950 г. и рассматривались.

Волынская серия, слои которой почти нигде на поверхность не выступают, была выделена несколько позже — в 1956 г. Регионально-стратиграфически она отделена от валдайской серии значительно резче, чем эта последняя от балтийской серии. Весьма специфичен ее состав, в котором существенную роль играют, с одной стороны, вулканогенные образования, а с другой — диамиктиты, возможно, ледникового происхождения. Регионально-стратиграфически и соответственно историко-геологически волынская серия может быть противопоставлена валдайско-балтийскому комплексу. Ее можно объединить с последним в еще более крупную регионально-стратиграфическую единицу. Но объединение в один регионально-стратиграфический комплекс (вендский) волынской и валдайской серий и противопоставление этого комплекса балтийской серии совершенно искусственно и никак не оправданно с историко-геологической (регионально-стратиграфической) точки зрения. Венд, объединяющий волынскую и валдайскую серии, не является, таким образом, естественной регионально-стратиграфической единицей. Это условная единица, выделение которой базируется не на регионально-стратиграфических, а на иных данных — общего историко-геологического и палеонтологического характера.

Отложения валдайской серии по скважинам непрерывно прослеживаются в область Приуралья, где они смыкаются со слоями, которые сопоставляются с ашинской серией Башкирского антиклинория. На Урале ниже ашинской серии следует криволукская серия, в центральных областях Русской плиты ниже валдайской серии залегает волынская серия. Образования этих двух серий (криволукской и волынской) сходны отчасти и по составу: той и другой свойственны вулканогенные образования, с одной стороны, и диамиктиты — с другой. Следовательно, есть определенные основания считать данные серии примерно одновозрастными.

Большое значение имеет корреляция вендско-нижнекембрийских отложений Русской плиты с аналогичными образованиями западной окраины Балтийского щита (Спарагмитовой области), которая может быть осуществлена лишь предположительно. Балтийская серия коррелируется обычно с нижними слоями кембрия Спарагмитовой области (см. рис. 130). В разрезе последней стратиграфически ниже без значительного перерыва следует толща кварцитов варягия, который может быть сопоставлен с балдайской серией Русской плиты. Подстилающая варягий толща спарагмита (или, возможно, лишь ее верхняя часть) может быть сопоставлена с волынской серией плиты. Общим для этих слоев (спарагмита и волынской серии) является широкое развитие ледниковых (?) образований.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ УЛУТАУ-СИНИЙСКОГО ПОЯСА

К востоку от южного окончания полосы выходов уральского верхнего докембрия, кулисообразно ее подставляя, начинается пояс развития верхнедокембрийских образований, протягивающийся в целом в

юго-восточном направлении. Данный — Улутау-Синийский, как мы будем его называть,—пояс начинается на западе областью развития докембрия по западной окраине Центральноказахстанского щита (горы Улутау). Отсюда через Северный Тянь-Шань он прослеживается к северной окраине Таримской платформы. Далее к востоку, по-видимому, через горную систему Наньшаня, он простирается в область Китайских (Синийских) платформ (рис. 133).

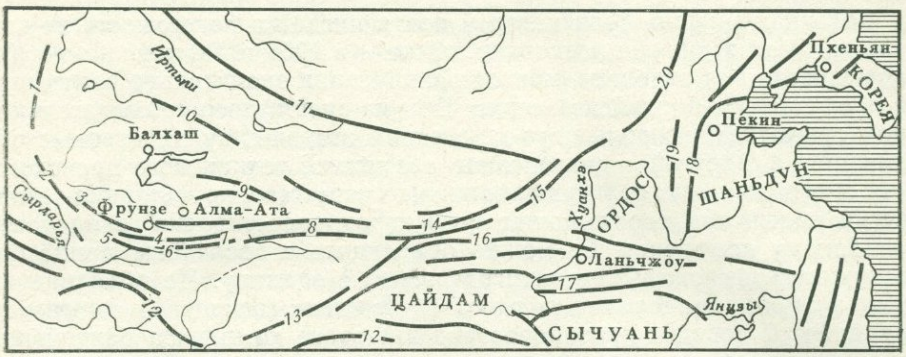


Рис. 133. Схема расположения хребтов Средней Азии. По Беспалову, 1963:

1 — Улутау; *2* — Сырдарьинский Каратау; *3* — Киргизский хребет; *4* — Терскей-Алатау; *5* — Таласский Алатау; *6* — Джетымтау; *7* — Сарыджас; *8* — Китайский Восточный Тянь-Шань; *9* — Джунгарский Алатау; *10* — Чингиз; *11* — Алтай; *12* — Кунь-Лунь; *13* — Алтын-Таг; *14* — Бейшань; *15* — Алашань; *16* — Циляньшань — Наньшань; *17* — Циньлин; *18* — Тайханшань; *19* — Утайшань; *20* — Большой Хинган

В большей, западной части Улутау-Синийского пояса отложения верхнего докембрия вместе с налегающими на них слоями нижнего палеозоя смяты в складки в эпоху каледонской складчатости. Лишь на востоке, в пределах Китайских платформ, эти образования, слагающие здесь основание чехла платформ, залегают большей частью спокойно. Но в северной части Северо-Китайской платформы, в пределах небольшой горной области Яньшаня, являющейся местом типичного полного развития «синийской системы», слои этой последней также смяты в складки, местами прорваны гранитами и метаморфизованы.

С большой полнотой и детальностью верхнекембрийские образования Улутау-Синийского пояса изучены у его западного окончания, по западному краю Центральноказахстанского щита, где установлен очень полный и мощный разрез докембрийских образований. В этом разрезе выделяются три крупных комплекса слоев, отвечающие трем основным этапам геологического развития соответствующего региона. Древнейший из этих комплексов отвечает по возрасту нижнему докембрию (архею); средний — среднему докембрию и нижней части верхнего докембрия; верхний — большей верхней части верхнего докембрия. Условно второй из них мы будем называть среднедокембрийским, а третий — верхнедокембрийским.

Архейский комплекс Улутау выделяется в бектурганскую серию (рис. 134), слагающуюся гнейсами и кристаллическими сланцами, образованными в основном за счет осадочных терригенных пород. Эти метаморфические образования интенсивно складчаты и прорваны гранитами. Как и сходные с ними метаморфические толщи Кокчетавского массива (зерендинская серия), они подобны складчатым комплексам Беломорского, Мозамбикского и других метаморфических складчатых поясов. Уже до начала формирования среднедокембрийского комплекса толщи архея Улутау были не только смяты в складки, прор-

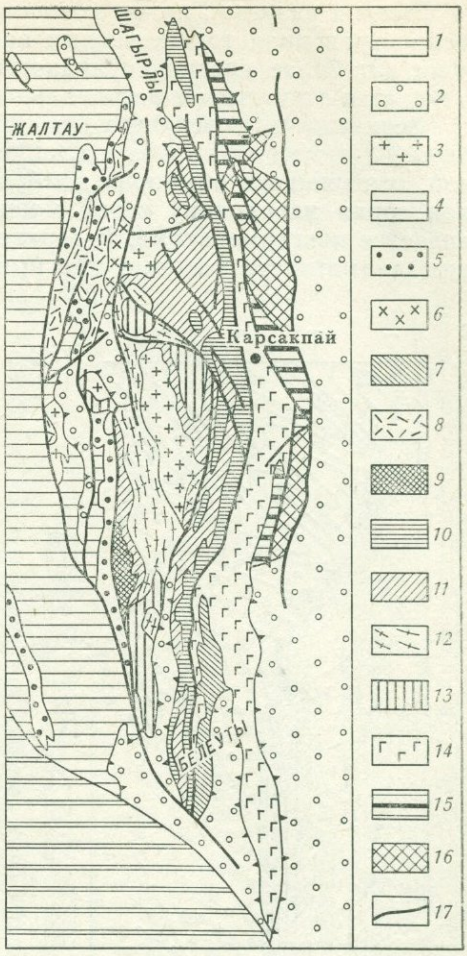


Рис. 134. Схематическая геологическая карта южной части гор Улутау. По Зайцеву, 1971:

1 — кайнозой; *2* — средний и верхний палеозой; *3* — палеозойские гранитоиды; *4* — нижний палеозой; *5* — улутауская серия; *6* — актасский комплекс гранитоидов; *7* — белеутинская серия; *8* — коксуйская серия; *9* — кокчетавская серия; *10* — боздакская серия; *11* — майтюбинская серия; *12* — жаункарский комплекс гранитоидов и гранитогнейсов; *13* — жийдинская серия; *14* — карсакпайская серия; *15* — аралбайская серия; *16* — бектурганская серия; *17* — главнейшие разрывы

ваны гранитами и метаморфизованы, но и глубоко денудированы в результате последовавшего за складчатостью воздымания.

Среднедокембрийский комплекс, залегающий несогласно на породах архея, представлен очень мощной и сложной по составу толщей регионально метаморфизованных (в зеленосланцевой фации) вулканитов, от основных до кислых, переслаивающихся с толщами первично-осадочных пород: песчаников, кварцитов, сланцев, конгломератов, джеспилитов (аралбайская, карсакпайская, жийдинская, майтюбинская, боздакская серии). Все эти вулканогенные и осадочные образования сложно складчаты и прорваны гранитами. В целом они напоминают архей зеленокаменных синклинориев пояса Калгурли Западной Австралии (см. рис. 110).

Верхним членом среднедокембрийского вулканогенно-осадочного комплекса является нижняя часть (белкудукская и карасайская свиты) боздакской серии (рис. 135), возраст пород которой датируется 1478±150 млн. лет. Верхняя (надырбайская) свита боздакской серии относится уже к верхнедокембрийскому комплексу. Формирование среднедокембрийского комплекса завершается складчатостью, общим воздыманием и денудацией среднедокембрийских складчатых сооружений, приведшей к значительному выравниванию (пенепленизация) рельефа. Лишь затем наступает новый — верхнедокембрийский — цикл осадконакопления, начало которого датируется 1100—1200 млн. лет.

Верхнедокембрийский комплекс начинается кокчетавской серией, которая слагается кварцитами, кварцитовыми сланцами и филлитами, а также карбонатными породами—мраморами и доломитовыми мраморами. В более западных районах (Байконурский синклинорий) породы данной серии имеют сланцево-кварцитовый состав (кокчетавская фация); в более восточных районах (Карсакпайский синклинорий) — кварцито-сланцево-карбонатный (назырбайская фация). Общая мощность пород серии достигает 1000—2000 м.

Выше в разрезе Улутау залегает мощная (до 3500 м), но локально распространенная толща кислых наземных вулканитов коксуйской серии. От более древних вулканогенных толщ докембрия Улутау она отличается отсутствием регионального метаморфизма пород.

Верхнюю часть верхнего докембрия Улутау слагает сложно построенная улутауская серия (Зайцев и др., 1966), на которой залегают слои, относящиеся обычно к кембрийской системе (рис. 136). Улутауская серия наполовину своей мощности, достигающей 3000—3500 м, слагается конгломератами. В верхней части серии широко распространены диамиктиты, которые многими авторами рассматриваются как ледниковые (или ледниково-морские) образования. Пачки и толщи (до 500—1000 м мощности) конгломератов и диамиктитов чередуются с пачками песчаников и тонкослоистых глинистых, углисто-глинистых и углисто-кремнистых (фтаниты) сланцев. В верхних горизонтах серии встречаются прослои известняков и доломитов. Некоторым пачкам углисто-кремнистых сланцев подчинены линзы пластовых фосфоритов и алюмофосфатов. В небольшом количестве в комплексе осадочных пород серии встречаются прослои и пачки туфогенных и вулканогенных пород основного состава.

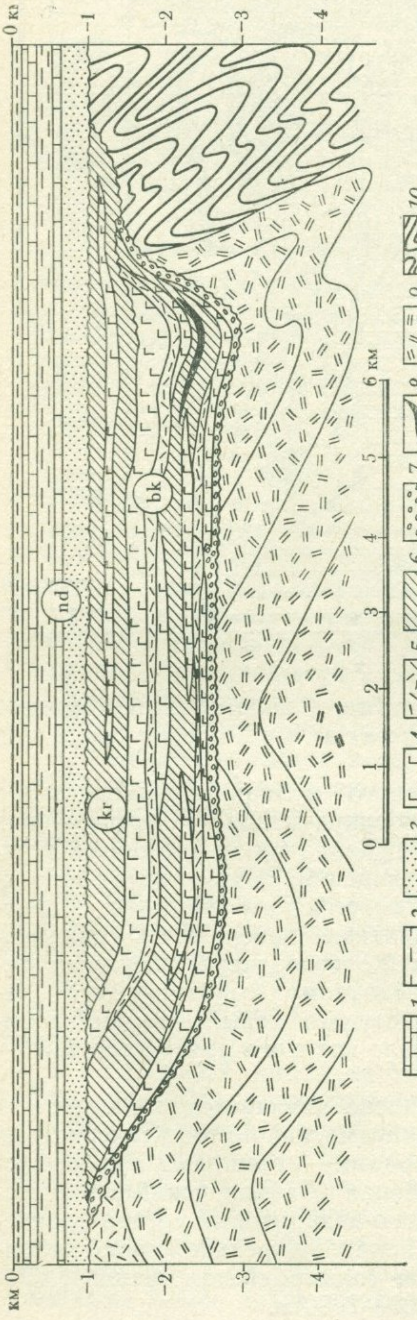


Рис. 135. Схема строения боздакской серии и ее взаимоотношения с более древними толщами докембрия Улутау. По Зайцеву, 1971:

1 — известняки и доломиты; *2* — филлиты; *3* — бластопсаммитовые сланцы; *4* — порфиритоиды; *5* — порфироиды; *6* — пачки различных по составу бластопсаммитовых сланцев; *7* — конгломераты; *8* — гематитовые сланцы; *9* — майтюбинская серия; *10* — карсакпайская серия; *nd* — надырбайская; *kr* — карасайская; *bk* — белкудукская свиты

Залегающая выше кокгальская свита слагается сходными по составу углисто-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. В верхней части свиты местами развиты известняки и доломиты, в которых встречаются ископаемые (трилобиты и другие формы) верхнего кембрия.

В целом строение и состав верхнедокембрийских отложений Улутау существенно отличны от состава и строения рифейских и криволукско-ашинских образований всех зон Южного Урала.

Наиболее надежно, по-видимому, сопоставляются отложения улутаус-

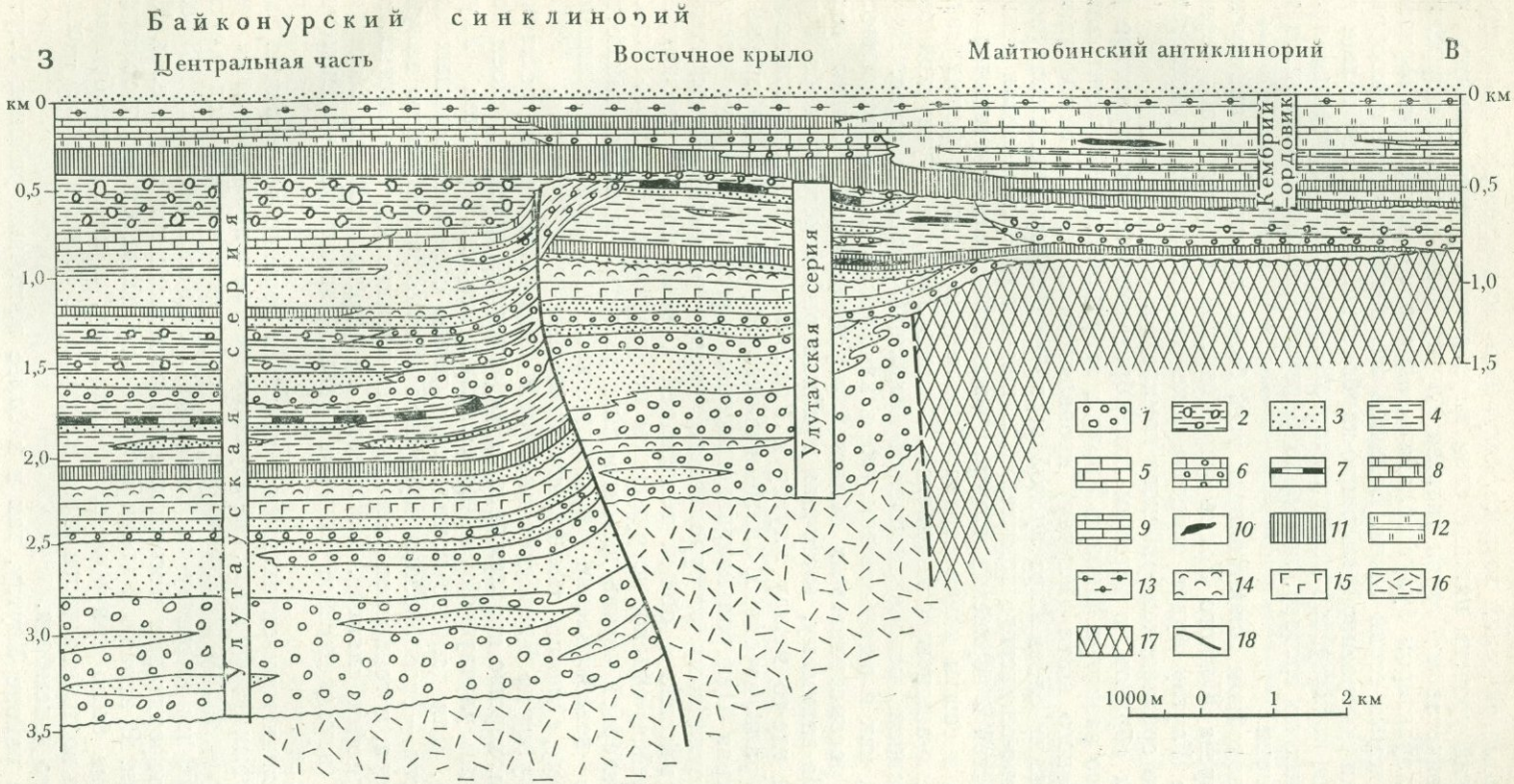


Рис. 136. Схема строения улутауской серии верхнего докембрия Улутау. По Зайцеву и Херасковой, 1968:

1 — конгломераты; *2* — диамиктиты; *3* — песчаники; *4* — глинистые сланцы и аргиллиты; *5* — известняки; *6* — оолитовые известняки; *7* — окремнелые известняки; *8* — доломиты; *9* — баритовые породы; *10* — фосфориты и алюмофосфаты; *11* — углисто-кремнистые сланцы и фтаниты; *12* — углисто-глинистые сланцы; *13* — яшмы; *14* — туфогенные породы; *15* — диабазы; *16* — коксуйская серия; *17* — майтюбинская серия; *18* — разломы

кого комплекса Улутау с таковыми криволукско-ашинского комплекса Урала. Опираясь на литологический характер отложений и их радиометрический возраст, могут быть поставлены на один стратиграфический уровень нижние слои каратауской серии уральских разрезов и кокчетавской серии разреза Улутау. При подобной корреляции сходным характером будут обладать, однако, лишь нижние горизонты сопоставляемых серий слоев. Большей же, верхней части однообразно циклически построенной, кварцито-карбонатной по составу толщи морских пород каратауской серии будет отвечать при этом толща наземных, кислых по составу, локально распространенных вулканитов коксуйской серии.

При подобном сопоставлении всей более древней (докаратауской) части разреза Южного Урала (юрматинской и бурзянской сериям) в разрезе Улутау будет отвечать уже верхняя часть вулканогенно-осадочного среднедокембрийского комплекса.

Таким образом, в верхнем докембрии сходство в характере геологического развития Южного Урала и западной окраины Центральноказахстанского щита (Улутау) проявлялось лишь в эпоху формирования нижних слоев каратауской серии и в эпоху накопления пород криволукско-ашинского комплекса. В целом же геологическая история этих областей в верхнем докембрии была существенно различной.

Лишь в самом конце верхнего докембрия, в эпоху формирования криволукско-ашинского комплекса Южного Урала и улутауской серии Улутау, условия осадконакопления несколько выравниваются. Но и в это время, как и в дальнейшем, уже в начале палеозоя, в геологическом развитии рассматриваемых областей определенные различия сохраняются. По-видимому, восточная граница рифейского прогиба Урала проходила где-то между Улутау и Урало-Тобольским антиклинорием Южного Урала, вероятно, ближе к последнему. Верхний докембрий западного края Центральноказахстанского массива (Улутау) отвечает особому, отличному от уральского, типу развития — относительно жесткого массива с общей тенденцией к воздыманию, неоднократно нарушавшейся, однако, погружением по разломам (?) отдельных блоков. Характерной чертой данного типа развития являлось также перманентное возобновление вулканической деятельности, связанной по-видимому, с упомянутыми выше разломами.

От Улутау до Китайских платформ включительно, на расстояние до 7000 км, хорошо прослеживается характерный комплекс слоев, соответствующий улутауской и коктальской сериям разреза Улутау (рис. 137). Для данного комплекса типично сочетание мощных толщ диамиктитов — своеобразных мусорных конгломератов, часто валунного характера, и тонкослоистых глинисто-кремнистых, кремнистых, глинистно-углистых сланцев. Последние во многих районах обогащены ванадием (ванадиеносные углистые сланцы), вплоть до промышленных его скоплений.

В верхних горизонтах этого комплекса нередко встречаются залежи пластовых фосфоритов, образующих местами промышленные скопления. Крупнейшим из них является фосфоритоносный район Каратау (в 200—250 км к северу от Ташкента). Ряд аналогичных, но более мелких фосфоритовых месторождений располагается в пределах Южного Китая. В западной части пояса (в пределах СССР) фосфоритообразование было приурочено, по-видимому, к началу кембрийского периода; в восточной части этого же пояса (в Южном Китае) — к концу верхнего докембрия.

Как в районе Улутау, так и в более восточных районах Улутау-Синийского пояса входящие в состав рассматриваемого комплекса диамиктиты напоминают во многих случаях ледниковые моренные образования и многими исследователями за таковые (тиллиты) и прини-

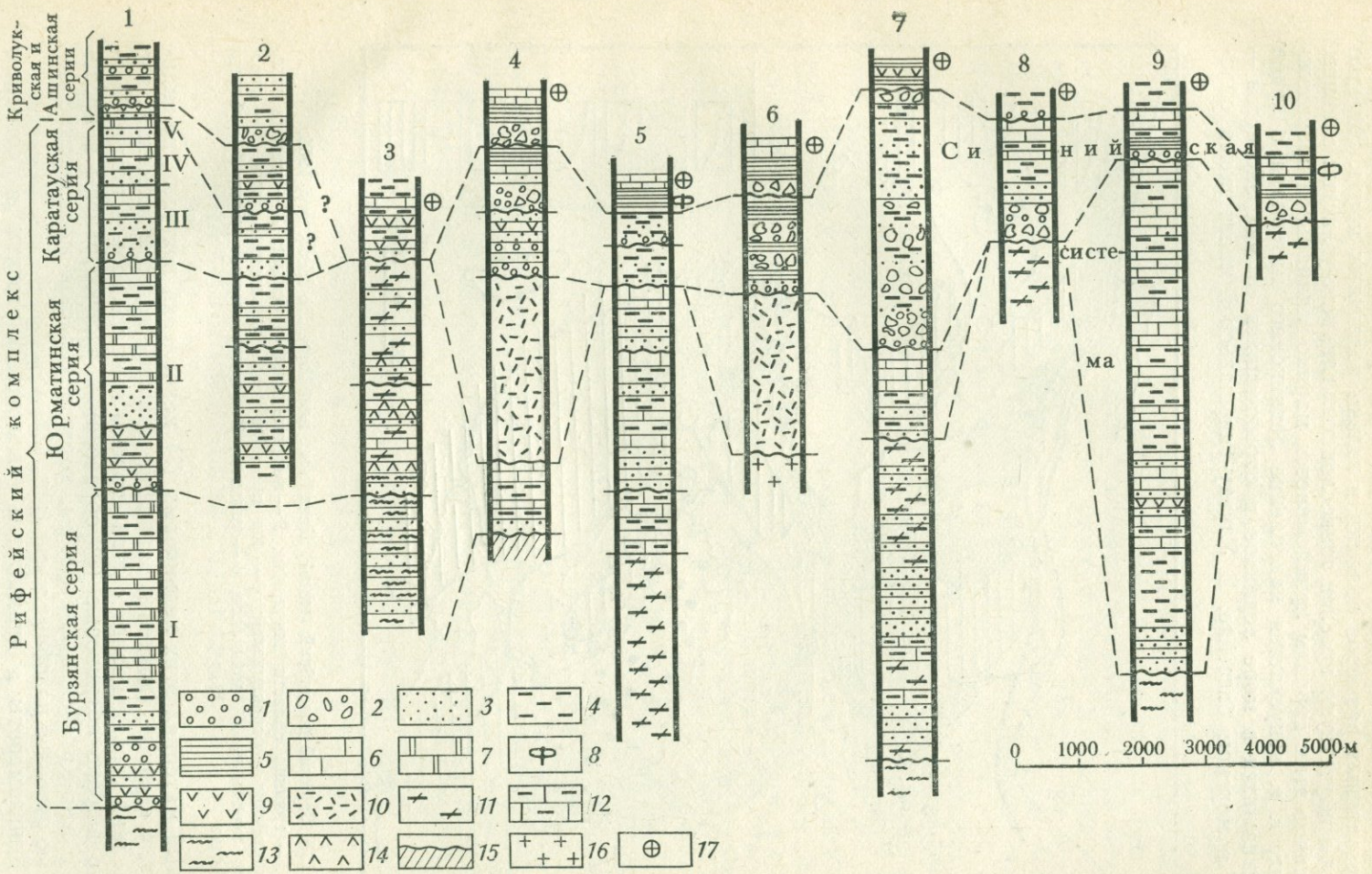


Рис. 137. Сводные стратиграфические разрезы Ултау-Синийского пояса:

1—3 — Южный Урал; *1* — Башкирский, *2* — Уралтауский, *3* — Урало-Тобольский антиклинорий; *4* — Улутау; *5* — Каратау-Чаткальский район; *5* — Джемтымтау; *7* — Курук-Таг; *8—9* — Северо-Китайская платформа; *8* — Утай-Шань, *9* — Яньшань, *10* — Юнско-Китайская платформа; Цзянси, Литологические обозначения: *1* — конгломераты; *2* — диамиктиты; *3* — песчаники и кварциты; *4* — глинистые сланцы; *5* — углистые ванадиеносные сланцы; *6* — известняки и мергели; *7* — доломиты; *8* — пластовые фосфориты; *9—10* — вулканические породы: *9* — основные, *10* — кислые; *11* — парасланцы; *12* — мраморы; *13* — гнейсы; *14* — амфиболиты; *15* — среднедокембрийские (дорифейские) образования; *16* — граниты; *17* — первое появление комбрийских ископаемых

маются. Они часто слагаются грубой неслоистой и несортированной глинисто-песчано-щебенчатой массой, в которой неравномерно рассеяны различных размеров обломки и гальки различных пород. Нередко в них присутствуют прослои тонкослоистых глинисто-углистых сланцев. Частично этим породам приписывается марино-гляциальное происхождение, т. е. допускается накопление ледникового материала с краев спускавшихся в море ледников и отрывавшихся от них айсбергов — уже в морском бассейне. В Улутау-Тяньшаньской части пояса обло-

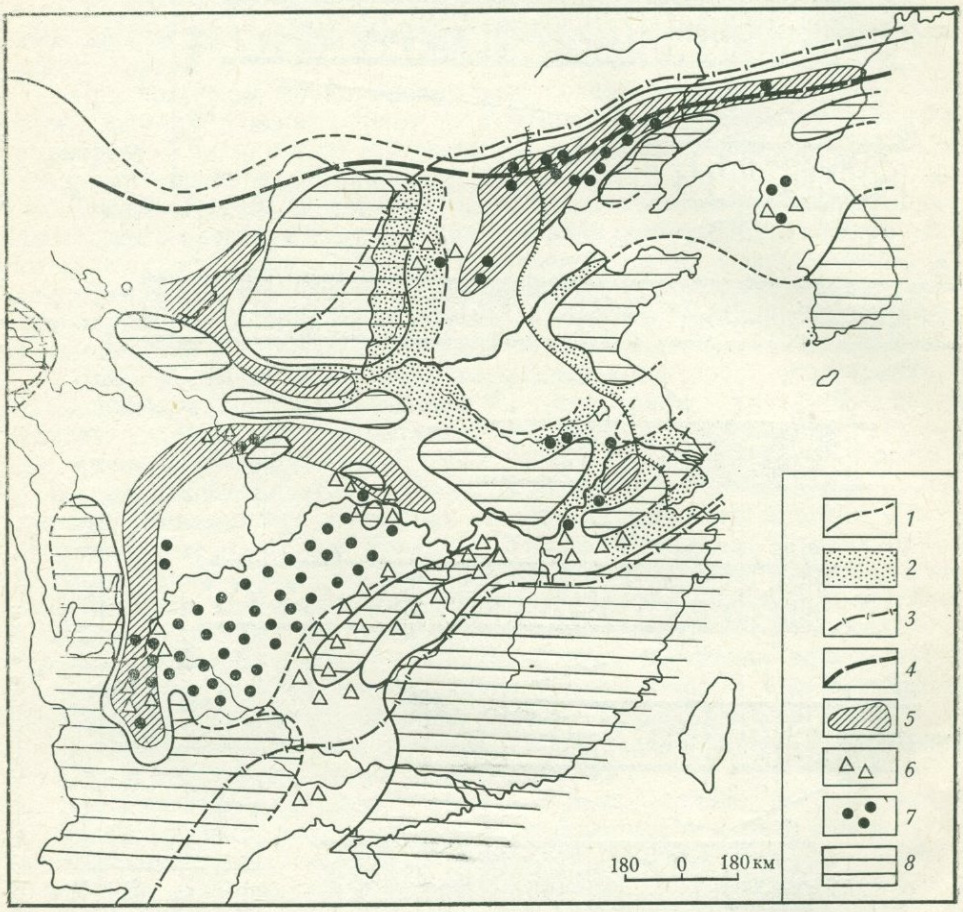


Рис. 138. Верхний докембрий (синий) Китайских платформ. По Шюллеру, 1959:

1 — граница области денудации; *2* — континентальные осадки; *3* — граница нижнекембрийских геосинклиналей; *4* — оси прогибов геосинклинального типа; *5* — отложения значительной мощности; *6* — тиллиты; *7* — водорослевые рифы; *8* — области денудации

мочный материал этих ледниковых (?) накоплений поступал, по-видимому, с внешней (южной и западной) стороны пояса и возможно, что последний ограничивался с этой стороны высокой горной цепью. Особенно широко ледниковые (?) образования распространены в пределах Южно-Китайской платформы, которая является классической областью развития подобных толщ (рис. 138).

Конгломераты и диамиктиты (тиллиты ?) развиты в основном в нижней части рассматриваемого комплекса, а сланцы (глинистые, глинисто-кремнистые, углистые, ванадиеносные и др.) — в верхней. Но не редко эти, столь не сходные по внешнему облику образования

переслаиваются. Особенно типичная картина такого многократного повторения диамиктитовых и сланцевых толщ наблюдается в некоторых районах восточного Тянь-Шаня (например, в хр. Джетымтау) (см. рис. 137,*6*). Тесная связь этих контрастирующих образований может объясняться формированием рассматриваемых отложений в прибрежной части морского бассейна. Вдоль берега (южного, в районе Джетымтау) этого бассейна протягивалась горная цепь, с которой в него поступал периодически грубый обломочный (ледниковый?) материал. В самом бассейне накапливались тонкозернистые глинистые осадки. Комплекс описываемых образований напоминает аналогичную ассоциацию ледниковых (?) и морских кремнисто-глинистых осадков серии Стерт («системы» Аделаида) Южной Австралии (см. рис. 119).

Охарактеризованный выше комплекс Улутау-Синийского пояса залегает обычно на более древних слоях верхнего докембрия с ясно выраженными следами размыва и перерыва в накоплении осадков. В пределах Китайских платформ данный комплекс в ряде районов залегает трансгрессивно, непосредственно на метаморфических породах нижнего-среднего докембрия (см. рис. 137, *8*, *10*).

В некоторых районах рассматриваемый комплекс ограничен сверху поверхностью размыва, над которой следуют палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего кембрия. Но в большинстве случаев уровень, с которого должны начинаться слои кембрия (палеозоя, фанерозоя), остается неясным.

Нижняя (основная) часть верхнедокембрийских отложений Улутау-Синийского пояса развита не повсеместно. По-видимому, эти образования накапливались в отдельных прогибах, где они достигают обычно значительной мощности (см. рис. 137, *5*, *7*, *9*). Один из них — Яньшаньский, сравнительно хорошо изученный, протягивался, как отмечалось уже, в юго-западно — северо-восточном направлении, в северной части Северо-Китайской платформы.

Отложения упомянутых прогибов представлены мощными (до 7000—8000 м) довольно однообразными по составу сериями песчаников и глинистых сланцев, в верхней части которых обычно развиты мощные толщи карбонатных пород известняков и доломитов. В целом комплекс этих образований напоминает рифейский комплекс Урала. В некоторых районах в его строении проявляется и свойственная рифейскому комплексу Урала крупная цикличность осадконакопления (см. рис. 137, *5*). Нередко нижняя часть данных образований метаморфизована и превращена в слюдяные сланцы, мраморы и другие метаморфические породы.

В ряде районов Улутау-Тяньшаньского отрезка пояса развиты мощные толщи кислых вулканических пород (см. рис. 137, *4*, *6*), сформировавшихся, вероятно, в отдельных впадинах в заключительную фазу рифейского (?) этапа развития пояса.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ И ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах Сибирской платформы, как и в пределах Восточно-Европейской, верхнедокембрийские образования пользуются ограниченным распространением. Широко развиты здесь лишь слои «переходного» комплекса, которые выделяются на Сибирской платформе под названием юдомской свиты (комплекса, горизонта). В противоположность самой платформе в окаймляющих ее с юга, юго-запада и юго-востока складчатых системах верхнедокембрийские образования развиты очень полно.

К числу этих складчатых систем относится прежде всего широкое полукольцо ангарид и салаирид, окаймляющее южный выступ западной (Ангаро-Енисейской) части Сибирской платформы. На западном фланге этого полукольца располагается складчатая система Енисейского кряжа, на восточном — Байкальская.

Несколько особое место в складчатом обрамлении Сибирской платформы занимает Южно-Верхоянская складчатая система, окаймляющая на востоке восточный, Алданский, блок платформы, с которой мы и начнем наше знакомство с сибирским верхним докембрием.

Южно-Верхоянская складчатая система и прилегающий к ней участок Сибирской платформы

Южно-Верхоянская складчатая система протягивается в меридиональном направлении на 700—900 км вдоль восточного края Сибирской платформы (между нею и Охотским срединным массивом), достигая в ширину 100—150 км.

В строении складчатой системы принимают участие три комплекса слоев: мощный сложно построенный комплекс слоев верхнего докембрия; относительно маломощный комплекс в основном карбонатных слоев нижнего и среднего палеозоя; и, наконец, мощный — верхоянский — комплекс терригенных пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Все эти слои, от верхнедокембрийских до нижнемезозойских, были согласно дислоцированы в одну из эпох мезозойской складчатости. Складчатость слоев относительно простая, метаморфизмом они практически не затронуты.

Геосинклинальный прогиб, который существовал до складчатости на месте Южно-Верхоянской складчатой системы, прошел, таким образом, весьма длительный (свыше 1000 млн. лет) путь развития, в целом сравнительно спокойный. Ни в верхнем докембрии, ни в палеозое заметных проявлений складчатости в его пределах не отмечается. Заложению и развитию геосинклинального прогиба предшествовало заложение и развитие системы грабенов, выступающих у южного окончания прогиба, а севернее — погребенных под толщами выполняющих прогиб пород. Сложный, состоящий из ряда отдельных звеньев Билякчанский грабен прослеживается на 250 км вдоль восточного края прогиба. Второй, почти полностью открытый Улканский грабен располагается на продолжении резко изогнутого к западу южного окончания прогиба (рис. 139). В Билякчанском грабене слои интенсивно дислоцированы; в Улканском — залегают сравнительно спокойно.

Грабены, о которых идет речь, выполнены мощными (свыше 5000 м в Билякчанском грабене) толщами преимущественно грубообломочных, нередко красноцветных пород — грубозернистых песчаников кварцевого, аркозового и полимиктового состава, гравелитов, конгломератов, а также толщами вулканических образований основного, среднего и кислого состава (рис. 139), прорванными интрузиями щелочных гранитов и сиенитов. Данные образования накапливались, по-видимому, в небольших тектонических депрессиях, в условиях сильно расчлененного (горного ?) континентального рельефа. Время их накопления относится еще к концу среднего докембрия, к промежутку 1900—1600 млн. лет. Оно было прервано проявлениями тектонических движений, в результате которых грабены получили более четкое оформление, а область их развития испытала общее поднятие, денудацию и выравнивание рельефа. После этого более общее и спокойное погружение привело к возникновению геосинклинального прогиба.

На протяжении верхнего докембрия в развитии этого прогиба выделяются два этапа, которым стратиграфически отвечают две серии

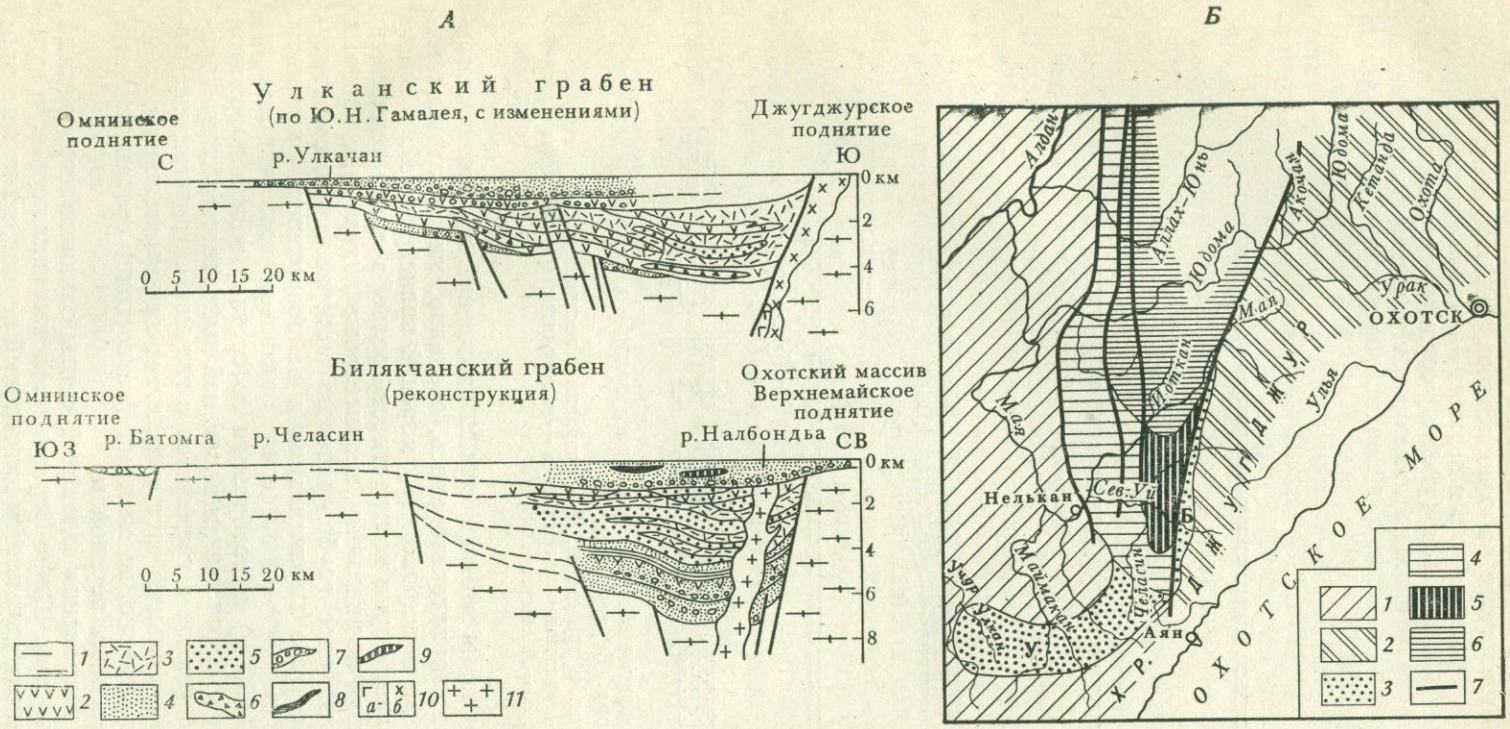


Рис. 139. Начальная фаза развития Южно-Верхоянского прогиба. По Константиновскому, 1974.

А — схематические разрезы Улканского и Билякчанского грабенов: *1* — породы архейского фундамента; *2—3* — эффузивы: основного и среднего (*2*) и кислого (*3*) состава; *4—6* — песчаники: *4* — преимущественно кварцевые, *5* — преимущественно аркозовые, грубозернистые, *6* — полимиктовые, грубозернистые; *7* — конгломераты, гравелиты; *8* — линзы глауконитовых песчаников; *9* — линзы железистых песчаников и кварц-магнетитовых руд; *10* — интрузии габбро (*а*) и гранофировых гранитов (*б*); *11* — субщелочные гранитоиды и щелочные сиениты.

Б — картосхема последовательных стадий развития Южно-Верхоянского прогиба: *1* — Сибирская платформа; *2* — Охотский массив; *3* — зона наибольшего прогибания в начальную фазу развития прогиба; *4* — то же в верхнем докембрии; *5* — то же в нижнем кембрии; *6* — то же в среднем кембрии; *7* — крупные разломы. *Б* — Билякчанский грабен; *У* — Улканский грабен

слоев: нижняя — майская и верхняя — уйская. Как видно из рис. 140, строение нижней из них отвечает представлению о крупном асимметричном осадочном цикле, нижняя часть которого слагается терригенными образованиями (в основном кварцевыми песчаниками), средняя — карбонатно-глинистыми и верхняя — карбонатными толщами значительной мощности. Верхняя (уйская) серия построена существенно иначе. Это мощная фациально изменчивая толща терригенных пород, в нижней части песчаного, а в верхней преимущественно алевролито-сланцевого состава.

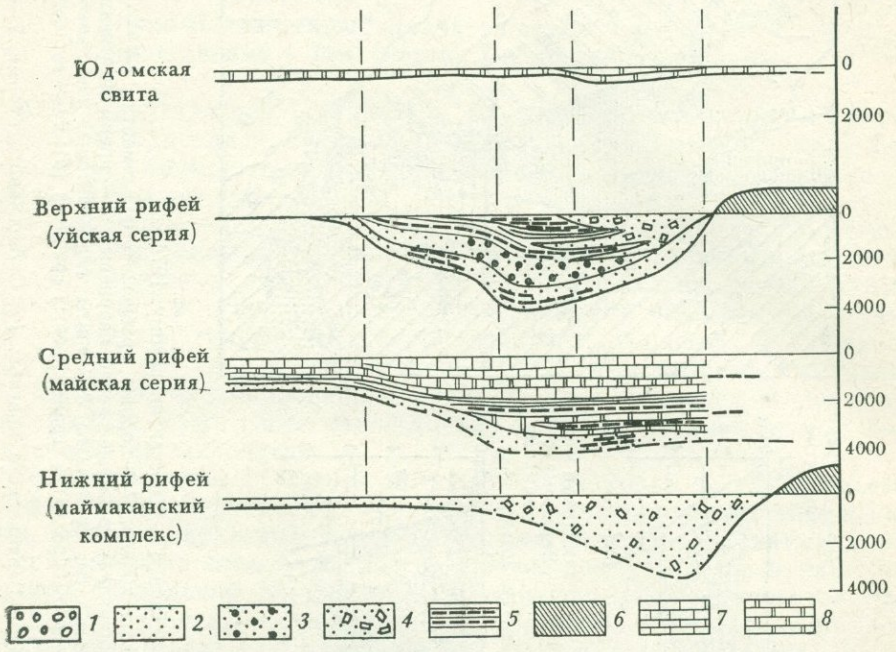


Рис. 140. Схема развития Южно-Верхоянского прогиба в верхнем докембрии. По Константиновскому (Беэру), 1965:

1 — конгломераты и гравелиты; *2* — кварцевые песчаники; *3* — полимиктовые песчаники; *4* — аркозовые песчаники; *5* — алевролиты; *6* — глинистые сланцы; *7* — известняки; *8* — доломиты

Эпоха формирования нижней серии, сложенной в основном морскими (?) толщами, характеризовалась, очевидно, максимальным выравниванием рельефа и широкой (?) морской трансгрессией. В эпоху формирования верхней серии контрастность рельефа снова усилилась, на востоке появились, по-видимому, значительные поднятия, с которых начался интенсивный снос грубозернистого материала. Затем наступает новая эпоха общего выравнивания и на поверхности различных терригенных образований уйской серии откладывается относительно маломощная (250—500 м) однообразная по составу толща доломитов юдомской свиты. В основании последней выделяется обычно горизонт кварцевых песчаников и гравелитов с галькой подстилающих пород. Юдомская свита большей частью залегает на нижележащих слоях с размывом, трансгрессивно, но местами (на востоке) связана с ними, по-видимому, постепенным переходом.

С началом формирования юдомской свиты заканчивается первый и основной этап развития Южно-Верхоянского геосинклинального прогиба. С юдомской эпохи начинается длительный период, на протяжении которого геосинклинальные черты развития данного прогиба почти не проявляются.

Вверх по разрезу без следов перерыва юдомская свита сменяется так называемой пестроцветной свитой, заключающей обильные остатки кембрийских ископаемых (трилобитов, брахиопод, хиолитов и др.). В самой юдомской свите, в ее верхних слоях, также встречаются единичные остатки скелетных организмов (хиолитид, археоциат). Проблема возраста — кембрийского или докембрийского (вендского) — юдомской свиты является предметом дискуссии. Не вдаваясь в эту дискуссию, отметим только, что историко-геологически (регионально-стратиграфически) юдомская свита тесно связана с вышележащими кембрийскими слоями, начиная новый для Южно-Верхоянского прогиба (как и для смежных областей Сибирской платформы) этап геологического развития. В связи с этим некоторые исследователи объединяют юдомскую свиту, вышележащую пестроцветную свиту и еще более высокие слои кембрия в одну крупную стратиграфическую единицу — березовскую серию.

Докембрийская (предюдомская) история развития Южно-Верхоянского прогиба во многом напоминает историю развития рифейского прогиба Башкирского антиклинория Южного Урала, с которой она обычно и сравнивается. Однако следует отметить, что развитие Южно-Верхоянского прогиба обнаруживает определенные черты сходства и с развитием некоторых более древних геосинклинальных прогибов, в частности с таковым отдельных участков Циркумунгавского геосинклинального пояса Канадского щита, и прежде всего Лабрадорской геосинклинали (см. рис. 57). Заложение и Южно-Верхоянского прогиба, и Лабрадорской геосинклинали началось образованием на месте будущих геосинклинальных прогибов систем грабенов, заполнившихся толщами грубообломочных и вулканогенных пород. Лишь затем в обоих рассматриваемых случаях следует стадия возникновения и развития собственно геосинклинальных прогибов и формирования циклически построенных терригенно-карбонатных толщ. Наконец, на заключительной стадии существования геосинклинальных прогибов формируются толщи преимущественно терригенных пород.

Основное различие в характере развития рассматриваемых геосинклинальных прогибов проявляется в том, что в Лабрадорской геосинклинали последняя из упоминавшихся выше стадий была действительно заключительной, протекала весьма активно и завершилась интенсивной деформацией и метаморфизмом пород. В Южно-Верхоянском же прогибе аналогичная стадия протекала вяло и не завершилась (возможно, именно поэтому) складчатостью. Байкальская складчатость в развитии Южно-Верхоянского прогиба не проявилась. По отношению к ней это развитие явилось сквозным — начавшись много раньше, оно завершается много позже. Если кембрий начинать с основания юдомской свиты, как это делают многие исследователи, то начало палеозоя (кембрия) будет отмечено в данном регионе общим погружением и началом обширной морской трансгрессии, сменившими волну предшествовавших поднятий. Если же кембрий начинать с основания пестроцветной свиты — с момента появления остатков «кембрийских» ископаемых, то придется признать, что начало палеозоя в данном регионе никакими существенными геологическими событиями не отмечено.

Строение и история формирования верхнедокембрийских отложений Южно-Верхоянского прогиба резко контрастируют с тем, что наблюдается в примыкающей к данному прогибу юго-восточной части Сибирской платформы, представляющий северный пологий склон Алданского щита. В пределах последнего все доюдомские слои верхнего докембрия отсутствуют и юдомская свита трансгрессивно налегает непосредственно на кристаллические нижне-среднедокембрийские породы щита. Вероятно, в какой-то мере доюдомские слои верхнего до-

кембрия здесь отлагались, но они были полностью уничтожены денудацией в эпоху предюдомского размыва.

Юдомская свита северного склона Алданского щита подобна одноименной свите Южно-Верхоянского прогиба, но имеет меньшую мощность. В ее основании повсеместно прослеживается горизонт кварцевых песчаников, сменяющихся вверх доломитами, которыми и слагается основная часть свиты. Везде также в пределах северного склона Алданского щита юдомская свита перекрывается пестроцветной свитой, заключающей первые остатки несомненно кембрийских ископаемых.

Внешний пояс Байкальской складчатой области и Западное Прибайкалье

На западе Алданский щит ограничивается весьма своеобразной и интересной Байкальской складчатой системой, заливообразно вдающейся в тело Сибирской платформы и намечающей ее разделение на две самостоятельные (?) платформенные единицы: западную — Ангаро-Енисейскую и восточную — Ленско-Алданскую.

Байкальская складчатая система при ширине 300—500 км протягивается в северо-северо-восточном направлении примерно на 1200 км, от широты южной оконечности оз. Байкал на юге до Патомской излучины р. Лены на севере (рис. 141). С западной, северной и отчасти (на севере) восточной стороны складчатая система четко отграничена от прилегающих к ней участков платформы. Но на юге и востоке, к югу от широты северного конца оз. Байкал, граница утрачивает определенность. На востоке Байкальская система сливается с областью Станового поднятия, а на юге — с более южными участками Урало-Монгольской складчатой области.

Геологически Байкальская складчатая система отчетливо разделяется на внешний пояс («зону») и «внутреннее пространство». Последнее выделяется широким, практически повсеместным распространением гранитоидов и относительно крупными площадями развития древних, доверхнекембрийских толщ докембрия. В данном разделе мы рассмотрим верхнедокембрийские и «переходные» образования сравнительно хорошо изученного внешнего пояса. Аналогичные образования «внутреннего пространства» Байкальской складчатой системы мы рассмотрим несколько позже, после знакомства с верхним докембрием других районов складчатого обрамления южного выступа Сибирской платформы.

Внешний пояс Байкальской складчатой системы, сложенный в основном верхнедокембрийскими образованиями, развит лишь в ее северной половине. Несколько асимметричным подковообразным полукругом он охватывает северный выступ ее «внутреннего пространства». К югу, с западной стороны, он как бы выклинивается, а с восточной стороны резко обрезается разрывом, ограничивающим с запада область Алданского щита. Благодаря наличию в его средней части цепочки узких продольных антиклинальных поднятий, внешний пояс разделяется на три продольные зоны: краевую — Приленскую синклинорную зону, центральное место в которой занимает Патомское нагорье; внутреннюю — Бодайбинскую синклинорную зону и разделяющую эти синклинорные зоны — Чуйско-Нечерскую антиклинорную зону, которой отвечает цепочка упомянутых выше антиклинальных поднятий.

Наиболее полно и детально верхнедокембрийские отложения изучены в краевой, Приленской зоне. Они несогласно, с размывом и перерывом налегают здесь на мощную толщу вулканогенных и осадочных, преимущественно грубообломочных пород позднего средне-

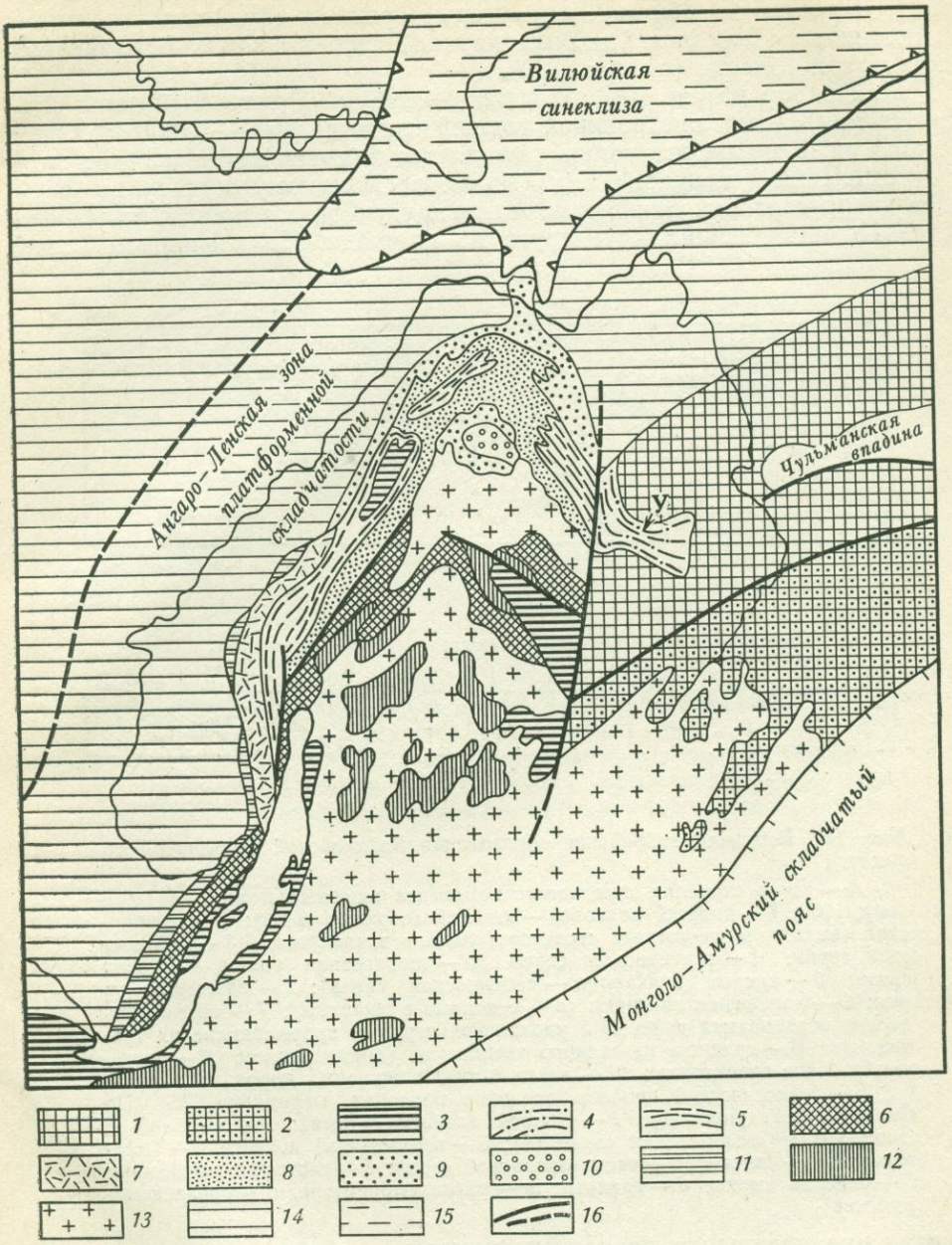


Рис. 141. Геологическая схема Байкальской складчатой системы. По Клитину, 1970, с изменениями:

1 — нижний докембрий Алданского щита; *2—3* — нижний-средний докембрий: *2* — южной части Алданского щита (Станового поднятия); *3* — Байкальской складчатой области; *4—7* — средний докембрий: *4* — Алданского щита (удоканская серия), *5* — внешнего пояса байкалид (чуйская и тепторгинская серии), *6* — внутренней области байкалид (муйская серия); *7* — краевого вулканического пояса (акитканская серия), *8—11* — верхний докембрий; *8* — нижняя (балаганахская) свита, *9* — верхняя часть патомской серии; *10* — бодайбинская серия; *11* — байкальская серия; *12* — верхний докембрий — кембрий внутренней области байкалид; *13* — раннекембрийские гранитоиды; *14* — юдомско-фанерозойский чехол Сибирской платформы; *15* — то же в пределах Вилюйской синеклизы; *16* — разрывы. У — Удоканская впадина

го докембрия (акитканская, чайская, тепторгинская серии), близких по общему характеру среднекембрийским толщам, выполняющим Улканский и Билякчанский грабены Южно-Верхоянской складчатой области (см. рис. 139).

Как видно из рис. 142, верхний докембрий Приленской зоны слагается циклически построенной толщей слоев до 8000—10 000 м общей мощности. В целом эта толща выделяется под названием патомского комплекса и подразделяется по литологическому составу на большое число свит как сменяющих одна другую по вертикали, так и фациально замещающих друг друга на площади. Но комплексы слоев,

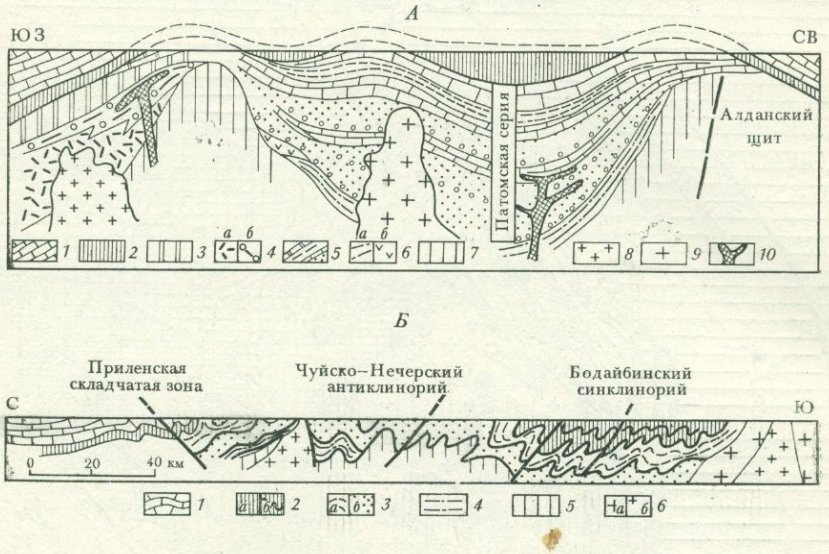


Рис. 142. Верхнедокембрийские образования Байкальской складчатой области.

А — схема строения складчатого комплекса внешнего пояса. По Тихонову, 1969: *1* — нижний палеозой — юдомий (верхняя часть); *2* — жербинская свита и ее вероятные стратиграфические эквиваленты; *3* — байкальская серия; *4* — акитканская серия (*а* — терригенная толща — чайская свита; *б* — кислые вулканиты — хобелинская свита); *5* — патомская серия; *6* — тепторгинская серия (*а* — основные вулканиты); *7* — метаморфические образования чуйской и удоканской серий и прорывающие их гранитоиды; *8* — граниты ирельского комплекса (допатомские); *9* — раннекембрийские гранитоиды; *10* — дайки и силлы основных пород.

Б — геологический профиль внешнего пояса по меридиану 115°. По Салопу, 1967, упрощено: *1* — нижний палеозой-юдомий; *2* — жербинская свита (*а*) и бодайбинская серия (*б*); *3* — верхняя (а) и нижняя — балаганахская — свита (*б*) — части патомской серии; *4* — тепторгинская серия; *5* — чайская серия; *6* — граниты: *а* — раннекембрийские, *б* — среднекембрийские

отвечающие отдельным осадочным циклам, при этом не выделяются. Два нижних осадочных цикла патомского комплекса построены однотипно. Нижние их части слагаются толщами песчаников и конгломератов. Последние переходят местами в породы типа диамиктитов, которым некоторые авторы приписывают ледниковое происхождение. В верхней части этих циклов получают развитие карбонатные породы (известняки). Терригенная толща нижнего цикла (балаганахская свита), как и цикл в целом, отличается весьма значительной мощностью и пользуется в пределах внешнего пояса наибольшим распространением. Верхний цикл, нерезко обособленный от среднего, построен несколько иначе. В его основании выделяется характерная толща темных углистых сланцев с прослоями кварцевого песчаника, а в верхней — мощная толща известняков, мергелей и доломитов.

Патомский комплекс сопоставляется обычно с рифейским комплексом Южного Урала, с которым как по составу, так и по своему трехчленному строению он, несомненно, имеет определенное сходство. Но два верхних цикла патомского комплекса скорее отвечают одной каратауской серии, чем совокупности каратауской и юрматинской серий (см. рис. 126). Нижний цикл патомского комплекса будет отвечать тогда юрматинской серии. Аналога нижней (бурзянской) серии рифейского комплекса Урала в составе патомского комплекса мы тогда уже не найдем. Различие патомского и рифейского комплексов проявляется

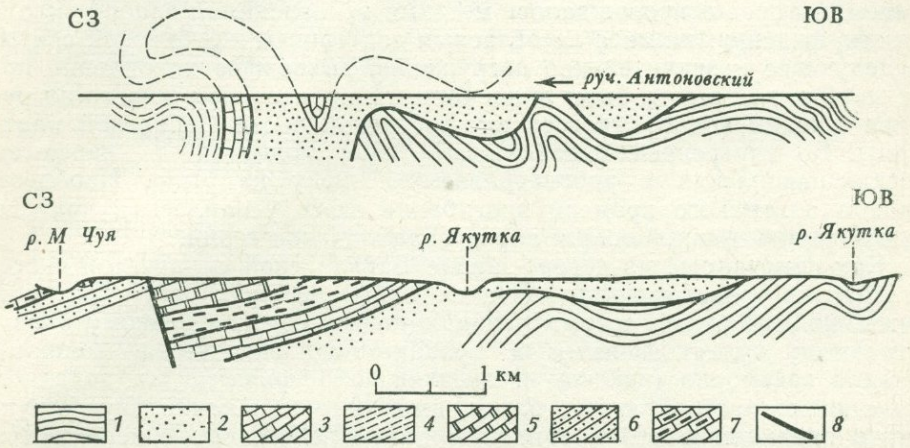


Рис. 143. Несогласное залегание жербинской свиты. По Клитину, 1970:
1 — сланцы валюхтинской свиты патомской серии; *2* — песчаники жербинской свиты; *3—7* — вышележащие слои юдомия и нижнего палеозоя; *8* — разлом

также в характере терригенных толщ нижних частей циклов. Мощные однородные кварцитовые толщи, типичные для рифея Урала, в патомском комплексе отсутствуют. Терригенные толщи последнего имеют более неоднородный (кварцевый, полимиктовый, аркозовый) и фациально изменчивый состав. Кроме того, в составе патомского комплекса совершенно отсутствуют вулканогенные образования.

На слоях патомского комплекса с размывом и конгломератом в основании несогласно залегает толща глауконитово-кварцевых песчаников и гравелитов жербинской свиты (рис. 143) и выше — известняков и доломитов, общей мощностью до 700—800 м. Выше по разрезу без следов перерыва следует толща пестроцветных песчаников и аргиллитов с прослоями доломита, гипса и каменной соли. Нижняя из этих двух толщ (песчано-доломитовая) сопоставляется с юдомской свитой, а верхняя, в данном районе палеонтологически не охарактеризованная, — с пестроцветной свитой северного склона Алданского щита и Южно-Верхоянского прогиба.

Во внутренней, Бодайбинской, зоне внешнего пояса (см. рис. 142, *Б*) отложения, стратиграфически отвечающие патомскому комплексу имеют несколько меньшую мощность и в нижней части сильно метаморфизованы. Выше по разрезу здесь развита толща песчаников с прослоями глинистых сланцев до нескольких тысяч метров мощности, выделяемая в бодайбинскую серию. В верхней части последней появляются отдельные прослои и пачки доломитов.

Бодайбинская серия не имеет аналога в разрезе Приленской зоны и скорее всего, как считает Л. И. Салоп, ее стратиграфические эквиваленты в разрезе Приленской зоны вообще отсутствуют, отчасти

из-за перерыва в осадконакоплении, отчасти из-за размыва в преджербинское время и трансгрессивного залегания жербинской свиты. Однако, как считают некоторые другие исследователи, возможно, что основным стратиграфическим эквивалентом бодайбинской серии является жербинская свита. Но оба эти сопоставления приводят к выводу, что с завершением эпохи формирования патомской серии развитие краевой, Приленской и внутренней, Бодайбинской зон внешнего пояса Байкальской складчатой области пошло существенно различными путями.

В краевой зоне интенсивное прогибание сменилось общим воздыманием, которое сопровождалось местами проявлениями слабой складчатости, фиксирующимися несогласным залеганием жербинской свиты. Последующее незначительное погружение, вызвавшее накопление пород жербинской свиты, было лишь частным проявлением общего погружения в юдомское время всей юго-восточной части Сибирской платформы. Во внутренней Бодайбинской зоне поднятия и перерыва в осадконакоплении в рассматриваемую эпоху не было. Наоборот, с конца патомского времени прогибание здесь усилилось и привело к накоплению мощной толщи пород бодайбинской серии.

Как отмечалось, на северо-западе Байкальской складчатой системы краевая зона внешнего пояса по направлению к югу выклинивается, примыкая под острым углом к узкому горстообразному блоку, сложенному вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами среднего докембрия (чайской и акитканской сериями). На западном крыле этого горстообразного блока, имеющего моноклинальную структуру с падением слоев в западном направлении, снова появляются слои верхнего докембрия, но уже иного типа, существенно отличного от того, который наблюдается в Приленской зоне внешнего пояса и всей Байкальской складчатой системе в целом. Данные образования, основная нижняя часть которых выделяется под названием байкальского комплекса (или серии), протягиваются узкой прерывистой полосой вдоль западного края горных хребтов Прибайкалья, вплоть до южного края оз. Байкал.

Байкальский комплекс Прибайкалья расчленяется на три свиты: голоустенскую (древнейшую), улунтуйскую и качергатскую. Первая из них в нижней части слагается кварцитами и кварцитовидными песчаниками, а в верхней — доломитами с прослоями песчаников и глинистых сланцев. Средняя (улунтуйская) свита представлена толщей глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями и пачками известняков, а верхняя — переслаиванием песчаников, глинистых сланцев и алевролитов. Мощность комплекса колеблется в широких пределах: от 600—800 м на севере (см. рис. 141) до 3500—4000 м на юге полосы их распространения в юго-западном Прибайкалье.

С размывом и угловым несогласием на отложения байкальского комплекса налегает толща серых разнозернистых граувакковых песчаников и конгломератов (в основании толщи) ушаковской свиты, достигающих 1000—1200 м общей мощности. Вверх по разрезу она сменяется и частично фациально замещается толщей (до 300—500 м мощности) красноцветных глин, песчаников, алевролитов с прослоями известняков и доломитов мотской свиты. В отложениях последней встречены остатки погонофор (*Paleolina* ex. gr. *evenkiana*) и лентовидных водорослей из группы вендотенид, подобных таковым из ляминаритовых глин валдайской серии Русской плиты. Выше без определенной границы следует мощная толща известняков и доломитов с прослоями гипса и каменной соли, в нижней части которой начинают встречаться ископаемые верхней половины нижнего кембрия (ленского яруса).

Байкальский комплекс сопоставляется обычно с верхней частью патомского комплекса — с двумя верхними из трех выделяющихся в его составе осадочных циклов (см. рис. 142). Однако скорее с верхней частью патомского комплекса должны сопоставляться лишь две нижние свиты байкальского комплекса — голоустенская и улунтуйская. Верхняя же, качергатская, свита может отвечать перерыву, разделяющему эпохи формирования патомского комплекса и жербинской свиты. Этому же перерыву отвечают, по-видимому, низы ушаковской свиты разреза Прибайкалья. Верхняя часть ушаковской свиты сопоставляется обычно с жербинской свитой. Тем самым ушаковская и качергатская (?) свиты разреза Прибайкалья оказываются стратиграфическими эквивалентами бодайбинской серии внутренней зоны внешнего пояса Байкальской складчатой системы.

Енисейский кряж и Присаянская окраина Сибирской платформы

Южный выступ западной части Сибирской платформы, известный под названием Иркутского амфитеатра, окаймляется с юго-запада горстообразным массивом древних (нижне-среднедокембрийских) пород Восточного Саяна. В Присаянье, как и в Западном Прибайкалье, развита толща слоев позднего верхнего докембрия, которая сопоставляется с байкальским комплексом Прибайкалья (рис. 144). Более древними образованиями верхнего докембрия слагается геосинклинальный складчатый комплекс Енисейского кряжа, складчатость которого имела место, по радиометрическим данным, 800—850 млн. лет назад. Ядро складчатого сооружения Енисейского кряжа сложено метаморфическими породами среднего докембрия. На них с размывом и угловым несогласием ложатся толщи слоев верхнего докембрия, смятые в складки и метаморфизованные в эпоху ангарской складчатости (800—850 млн. лет назад) и образующие ангарский геосинклинальный складчатый комплекс Енисейского кряжа.

В составе этого складчатого комплекса выделяются три серии слоев: сухопитская (наиболее древняя), тунгусикская и ослянская, общей мощностью до 12 000—14 000 м, каждая из которых разделяется на ряд свит. Две нижние серии данного комплекса интенсивно складчаты, прорваны многочисленными телами гранитов и метаморфизованы в фации зеленых сланцев. К востоку, в сторону Сибирской платформы, метаморфизм слоев данных серий ослабевает, и в восточной части Енисейского кряжа они уже почти не метаморфизованы. Складчатость и метаморфизм наиболее молодой, ослянской серии рассматриваемого комплекса значительно слабее.

Нижняя (сухопитская) серия, достигающая 5000—6000 м общей мощности, начинается базальным конгломератом, трансгрессивно залегающим на более древних метаморфических породах. Выше следуют толщи сланцев, в нижней части которых имеются прослои кварцитов и аркозовых песчаников. В самом верху серии развиты карбонатные породы (известняки, доломиты, магнезиты). На западе Енисейского кряжа в нижней части серии существенную роль играют основные вулканические породы. В целом сухопитская серия отвечает крупному осадочному циклу с наиболее развитой средней, глинистой, частью.

Средняя (тунгусикская) серия имеет более сложный и фациально изменчивый состав. В основном она слагается толщами сланцев и песчаников с несколькими горизонтами карбонатных пород. Общая мощность серии достигает 4000—6000 м. На подстилающих слоях она залегает с размывом, заключая местами в основании пачки грубообломочных пород.

Верхняя (ослянская) серия рассматриваемого складчатого комплекса также залегает на подстилающих слоях с размывом. Она слагается в основании толщей (500—600 м) сланцев и гематитовых песчаников, а в верхней — относительно мощной (до 2000 м) толщей известняков и доломитов, отвечая, таким образом, как и нижняя серия, достаточно четко выраженному осадочному циклу.

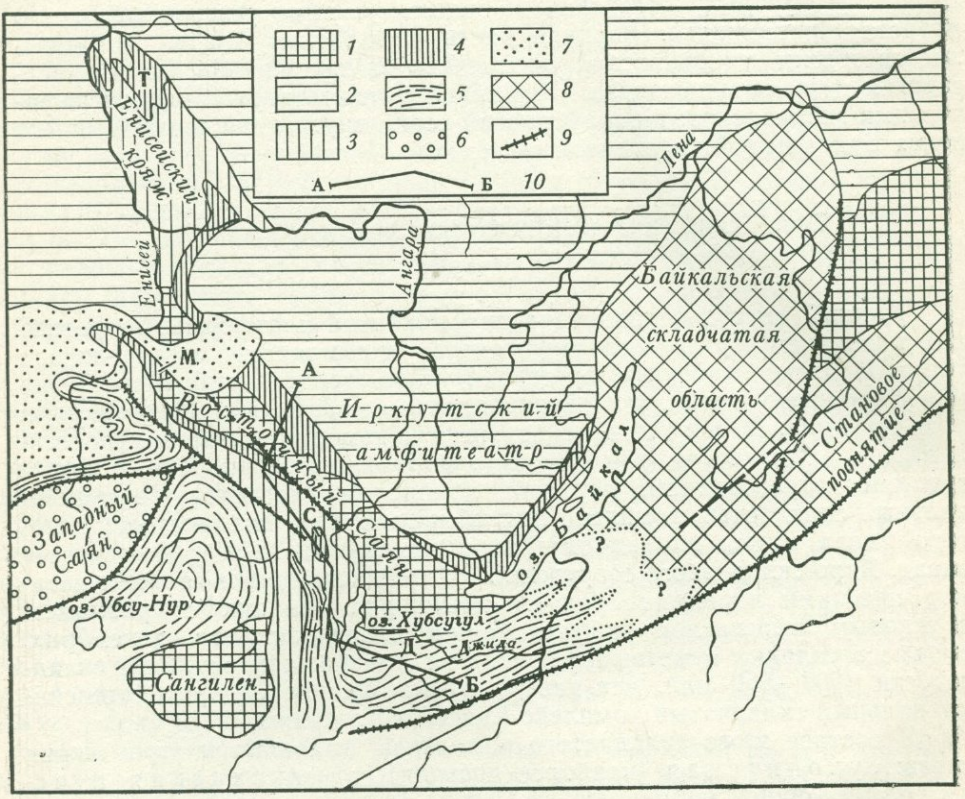


Рис. 144. Геологическая схема «байкальского обрамления» южного выступа Сибирской платформы:

1 — нижний-средний докембрий; *2* — фанерозойский чехол; *3—4* — верхний докембрий: *3* — складчатого комплекса ангарид Енисейского кряжа и его аналогов в областях салаирской складчатости; *4* — байкальский комплекс; *5* — поздний докембрий — кембрий (складчатый комплекс салаирид); *6* — область каледонской складчатости Западного Саяна; *7* — средне-верхнепалеозойские впадины; *8* — Байкальская складчатая область и область Станового поднятий; *9* — основные разломы; *10* — линия профиля на рис. 146. М — Манская впадина; С — Сархойская впадина; Т — Тейская впадина; Д — Джидская зона

Слои описанного складчатого комплекса трансгрессивно и несогласно перекрываются по периферии Енисейского кряжа комплексом слабодислоцированных постскладчатых образований верхнего докембрия. Последние в различных частях Енисейского кряжа выделяются под разными названиями. Наиболее полно они развиты в северной части Енисейского кряжа (Тейская впадина), где данные образования выделяются в чингасанскую серию, имеющую трехчленное строение. Нижняя, большая ее часть (1000—1500 м) слагается изменчивой по составу толщей песчаников и алевролитов, местами также конгломератов с прослоями доломитов; средняя (до 500 м) — известняками и доломитами, верхняя — толщей красноцветных песчаников и алевролитов (рис. 145).

Комплекс данных (постскладчатых) образований прослеживается через область Присаянья в Западное Прибайкалье и сопоставляется, как отмечалось, с отложениями байкальского комплекса. Это дает основание некоторым авторам все постскладчатые образования верхнего докембрия Енисейского кряжа и Присаянья (чингасанскую серию и ее стратиграфические эквиваленты) также называть байкальскими. Принимая в целом это сопоставление — чингасанской серии с байкальским комплексом, — следует иметь в виду, что верхняя, терригенная толща чингасанской серии может отвечать ушаковской свите (или ее нижней части) разреза Прибайкалья.



Рис. 145. Байкальский комплекс Тейской впадины (Енисейский кряж). По Кириченко, 1965:

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — сланцы; *6* — конгломераты; *7* — филлиты и микросланцы более древних, чем байкальский комплекс, образований верхнего докембрия. $\in_1 mt$(?) — мотская, $\in_1$(?)*og* — огневская свиты кембрия (?)

Из этого сопоставления вытекает ряд важных следствий. Начало эпохи формирования байкальского комплекса датируется тем самым 800—850 млн. лет. Этим же временем датируется соответственно начало формирования верхней части патомского комплекса (двух верхних осадочных циклов), сопоставляющейся с байкальским комплексом. Отсюда следует, что начало формирования патомского комплекса должно отвечать примерно началу верхнего рифея (каратауской серии), которое датируется 1000—1100 млн. лет, так как продолжительность накопления отложений нижнего осадочного цикла патомской серии вряд ли могла превышать 200—250 млн. лет. Нижняя часть патомского комплекса может быть сопоставлена по времени формирования с ослянской серией геосинклинального складчатого комплекса Енисейского кряжа. Нижние две серии последнего (тунгусинская и сухопитская) находят тогда своих аналогов в нижних сериях (юрматинской и бурзянской) рифейского комплекса Южного Урала.

Над байкальским комплексом в разрезе Енисейского кряжа местами с размывом и горизонтом базального конгломерата в основании, местами с постепенным переходом располагается мощная толща доломитов, в которой встречены единичные остатки трилобитов верхней части алданского яруса нижнего кембрия. Эта карбонатная толща залегает согласно с подстилающими ее слоями байкальского комплекса и смята вместе с ним в пологие складки. Каких-либо заметных проявлений складчатости вблизи рубежа кембрия и докембрия здесь, таким образом, не обнаруживается.

Область ангарид и салаирид северной окраины Урало-Монгольской складчатой области

Складчатые и интенсивно метаморфизованные аналоги ангарского складчатого комплекса Енисейского кряжа широко распространены, по-видимому, в пределах, примыкающей к Восточному Саяну части

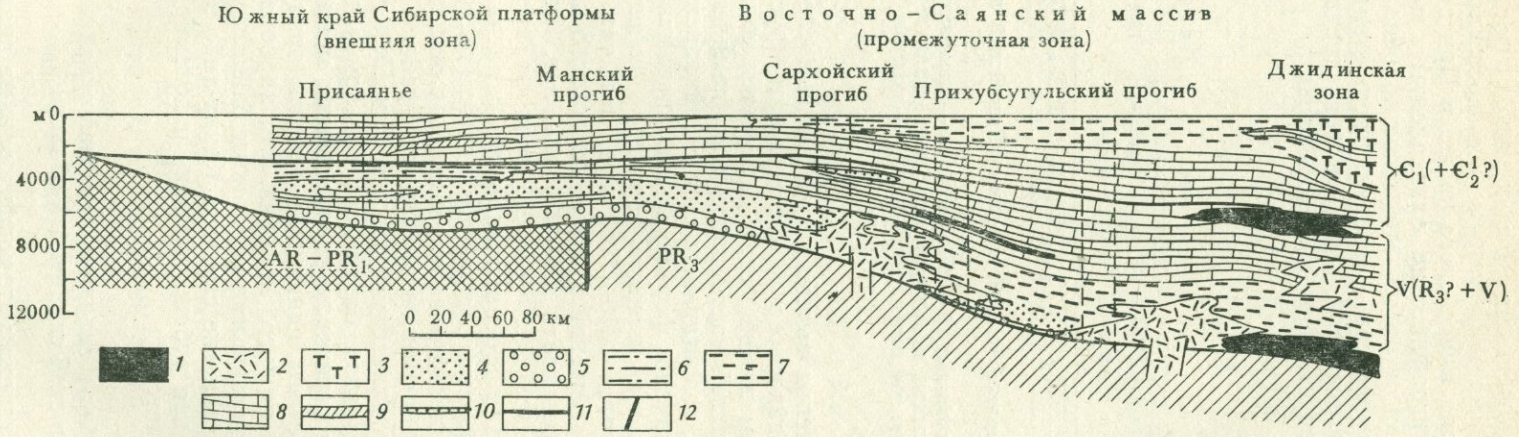


Рис. 146. Палеогеологический разрез Восточного Саяна и прилегающих областей для позднедокембрийско-раннекембрийского (салаирского) этапа развития. По Зоненшайну, 1972:

1 — подводные лавы основного и среднего состава; *2* — вулканические породы кислого и среднего состава; *3* — граувакковые и туфогенно-граувакковые осадки; *4* — песчаные, в том числе красноцветные осадки; *5* — грубообломочные осадки; *6* — песчано-глинистые осадки; *7* — глинистые (сланцевые) осадки; *8* — различные карбонатные осадки; *9* — эвапориты; *10* — бокситы; *11* — фосфориты; *12* — разломы

Стратиграфически выше с размывом и несогласием как на ангар-Урало-Монгольской складчатой области (см. рис. 144). В данной области эти образования изучены слабо, и мы их касаться не будем.
ских, так и на более древних (нижне-среднедокембрийских) складчато-метаморфических комплексах на ряде участков рассматриваемой области залегают толщи слоев, соответствующие по возрасту байкальскому комплексу и нижнему кембрию разреза Енисейского кряжа. Данные образования в пределах Восточного Саяна выполняют отдельные, зажатые среди более древних толщ узкие впадины. Но далее к юго-востоку площадь их развития расширяется.

В данном направлении — от Присаянья до р. Селенги в Северной Монголии — докембрийская часть рассматриваемых образований претерпевает закономерные изменения своей мощности, состава и строения (рис. 146). В ее верхней части все большее развитие получают карбонатные породы, сменяющиеся вверх по разрезу сходными, карбонатными же породами нижнего кембрия. В связи с этим серия слоев верхнего докембрия, увеличиваясь в мощности, приобретает двучленное строение. В ее нижней части обособляется мощная терригенная, а в верхней — не менее мощная карбонатная толща. В составе последней важно присутствие линзовидных включений пластовых фосфоритов и бокситов, образующих местами крупные промышленные скопления.

Чем дальше к юго-востоку, тем большую роль в составе нижней терригенной толщи рассматриваемой серии слоев начинают играть различные вулканогенные образования, преимущественного среднего, отчасти также кислого и основного состава. На крайнем юго-востоке, в области левых притоков р Селенги (Джиды, Эгыйн-Гола), в так называемой Джидинской зоне, вулканогенные образования прослаивают также верхнюю карбонатную толщу, и весь комплекс рассматриваемых слоев получает вулканогенно-осадочный характер.

Складчатость рассматриваемых слоев, как и вышележащих слоев нижнего кембрия, становится все более напряженной, и все эти слои образуют здесь единый — салаирский — геосинклинальный комплекс, складчатая структура которого сформировалась в середине кембрия, в эпоху салаирской складчатости.

Как видно из реконструкции состава и строения салаирского складчатого комплекса, представленной на рис. 146, данный комплекс стратиграфически отвечает байкальскому комплексу и нижнему кембрию Присаянья. Непрерывность и постепенность изменений его состава показывают, что вся территория, охваченная реконструкцией, от Присаянья до Джидинской зоны включительно, относится к одной области осадконакопления, лишь в различной степени дислоцированной. Ее дислокация в форме разломов отчасти имела место уже в период осадконакопления и с ней была связана вулканическая деятельность. Но в основном она произошла уже позже, в эпоху салаирской складчатости.

В верхнем докембрии и кембрии вся рассматриваемая область прошла два крупных этапа развития: ангарский, завершившийся ангарской складчатостью 800—850 млн. лет назад, и салаирский, завершившийся салаирской складчатостью (около 550 млн. лет назад) в середине кембрийского периода. На первом из этих этапов вся область распространения соответствующего складчатого комплекса прошла четко выраженный геосинклинальный цикл развития — длительный период интенсивного погружения и осадконакопления, затем общую интенсивную складчатость, сопровождавшуюся внедрением гранитных интрузий и метаморфизмом пород и, наконец, общее воздымание. На втором, салаирском, этапе развитие протекало уже дифференцированно. Типично геосинклинальный характер оно имело лишь в юго-восточной части рассматриваемой территории. В северо-западной

части последней геосинклинальные черты развития проявлялись менее резко и, наконец, в Присаянье и в пределах Енисейского кряжа они почти полностью сглаживаются.

Регионы, характеризовавшиеся на салаирском этапе крайними типами развития, такие, как Енисейский кряж, с одной стороны, и Джидинская зона — с другой, легко классифицируются соответственно как области ангарской складчатости — в первом случае и как области салаирской складчатости — во втором. Но между этими крайними типами располагается обширная промежуточная зона, определение типа развития которой на салаирском этапе — геосинклинального или негеосинклинального — вызывает большие трудности и осуществляется всегда условно.

«Внутреннее пространство» Байкальской складчатой системы

Во «внутреннем пространстве» Байкальской складчатой системы верхнедокембрийские и тесно связанные с ними нижнекембрийские образования распространены на отдельных, сравнительно небольших разобщенных участках, среди сплошного поля прорывающих и метаморфизующих их гранитоидов (см. рис. 141). Все «внутреннее пространство» Байкальской складчатой системы занято огромным (одним из крупнейших в мире по занимаемой площади) гранитным батолитом, на поверхности которого «плавают» клочки верхнедокембрийско-кембрийских пород, представляющие остатки сохранившейся от размыва кровли батолита. Лишь у северо-западного края «внутреннего пространства» и в некоторых других районах, где сохранились блоки доверхнедокембрийского фундамента складчатой области, образования верхнего докембрия и кембрия залегают относительно спокойно и слабо метаморфизованы.

В пределах «внутреннего пространства» стратиграфический разрез интересующих нас образований имеет однотипное двучленное строение (см. рис. 147, *А*). Его нижняя большая часть представлена мощной (до 5000—6000 м) толщей первично-терригенных пород: песчаников, конгломератов, алевролитов, глинистых сланцев, заключающих местами прослои карбонатных пород. Постоянным компонентом этой терригенной толщи являются прослои и пачки разнообразных по составу вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, относительная роль которых в южном направлении постепенно возрастает.

Верхняя часть разреза слагается толщей карбонатных пород, в верхах которой во многих пунктах обнаружены в последнее время остатки археоциат и трилобитов нижнего кембрия. В некоторых районах выделяются две известняковые толщи, разделенные толщей конгломератов (рис. 147, *А*, *2*). Поскольку кембрийские ископаемые обнаружены лишь в верхней, известняковой толще, нижняя толща рассматривается в таких разрезах как докембрийская.

Сопоставление рассматриваемых образований «внутреннего пространства» Байкальской складчатой системы с верхнедокембрийскими образованиями внешнего пояса встречает большие трудности и остается пока еще проблематичным. В целом разрез верхнего докембрия — кембрия «внутренного пространства» Байкальской складчатой системы обнаруживает значительное сходство с рассмотренным в предыдущем разделе салаирским складчатым комплексом (см. рис. 146). Джидинская зона располагается в такой же позиции по отношению к Восточносаянской области, в какой она стоит, и по отношению к «внутреннему пространству» Байкальской складчатой системы, непосредственным продолжением которой к югу она является.

Повернув изображенный на рис. 146 палеогеологический профиль на 90° к востоку (по движению часовой стрелки), мы сможем использовать его в качестве схемы строения верхнедокембрийско-кембрийских образований «внутреннего пространства» Байкальской складчатой системы. Современный облик данных образований, который они приобрели в основном после салаирской складчатости, определился спецификой проявления этой последней и прежде всего, по-видимому, связанным с ней внедрением огромных масс гранитоидов.

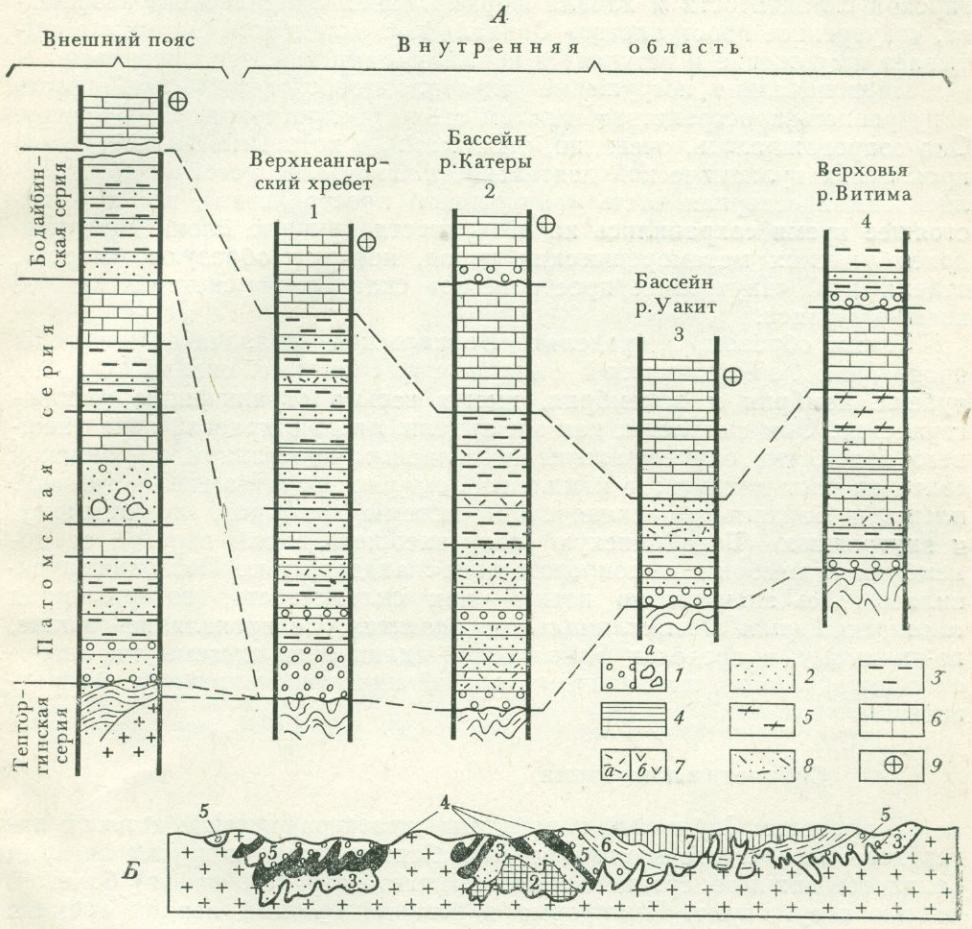


Рис. 147. Верхнедокембрийские образования внутреннего пространства Байкальской складчатой области.

А — сводные стратиграфические разрезы: *1* — конгломераты, гравелиты, диамиктиты (*а*); *2* — песчаники и кварциты; *3* — алевролиты, глинистые сланцы; *4* — марганцевоносные сланцы; *5* — кристаллические сланцы; *6* — известняки, доломиты, мраморы; *7* — кислые (*а*) и основные (*б*) вулканиты; *8* — туфогенные песчаники и туффиты; *9* — уровень нахождения нижнекембрийской фауны.

Б — геологический профиль одного из участков верхнедокембрийско-кембрийских отложений в верховьях р. Витима (Икатский хребет). По Павловскому и Беличенко, 1963: *2—7* — различные горизонты разреза

Если присутствие в пределах «внутреннего пространства» Байкальской складчатой системы салаирского геосинклинального складчатого комплекса не может вызывать в настоящее время сомнений, то присутствие там же ангарского складчатого комплекса весьма проблематично. По всей видимости, аналоги байкальского комплекса или еще более молодые верхнедокембрийские образования ложатся

здесь непосредственно на складчато-метаморфические комплексы среднего-нижнего докембрия.

В раннем (предбайкальском) верхнем докембрии «внутреннее пространство» Байкальской складчатой системы представляло собой, вероятно, возвышенную и расчлененную область денудации. Отсюда осуществлялся снос обломочного материала в ангарские геосинклинальные прогибы, с одной стороны, и в область прогиба внешнего пояса Байкальской складчатой системы — с другой. Лишь с середины верхнего докембрия, с момента завершения в смежных областях ангарской складчатости и начала формирования байкальского комплекса, «внутреннее пространство» Байкальской складчатой системы испытывает погружение и вступает в новый, салаирский, этап развития.

Первоначально погружение охватило, вероятно, южную часть «внутреннего пространства» и затем стало распространяться к северу. Оно сопровождалось, очевидно, разломами, с которыми были связаны проявления вулканической деятельности. Наиболее устойчивой оказалась самая северная часть «внутреннего пространства», где и в настоящее время сохранились на поверхности крупные блоки доверхнедокембрийских метаморфических пород, которые образуют «порог», отделяющий «внутреннее пространство» складчатой системы от ее внешнего пояса.

Таким образом, в пределах Байкальской складчатой системы проявления байкальской складчатости, т. е. складчатости на рубеже кембрия и докембрия, имеют весьма ограниченное распространение. Они выявлены, как мы видели, лишь в краевой зоне внешнего пояса, где они выражены несогласным налеганием жербинской свиты на слои патомского комплекса (см. рис. 143). На всей остальной площади Байкальской складчатой системы, включая, по-видимому, и внутреннюю (Бодайбинскую) зону внешнего пояса, переход от докембрия к кембрию не сопровождался складчатостью. Последняя проявилась здесь значительно позже — как складчатость, завершающая *салаирский цикл геосинклинального развития*. Не проявлялись также, по-видимому, в пределах Байкальской складчатой системы ни ангарская складчатость, ни вообще ангарский цикл геосинклинального развития.

Сибирская платформа

В пределах Сибирской платформы стратиграфические аналоги ангарского складчатого комплекса Енисейского кряжа и других ангарид (аналогов нижнего, среднего и нижней части верхнего рифея) большей частью отсутствуют. Платформа в этот длительный период времени представляла собой в основном область денудации. Лишь на крайнем ее севере, по периферии Анабарского щита, происходило в это время накопление — сначала терригенных, а впоследствии карбонатных осадков.

Эта картина резко меняется с завершением в смежных с платформой областях ангарской складчатости. На месте существовавших ранее геосинклинальных прогибов возникают горно-складчатые сооружения, а по их периферии, в пределах окраинной части Сибирской платформы, возникает широкая зона погружения, в которой накапливаются преимущественно терригенные породы байкальского комплекса и его стратиграфических аналогов (см. рис. 144). Наоборот, северная окраина платформы испытывает воздымание и осадконакопление здесь прекращается.

Новый, в основном раннепалеозойский этап развития платформы начинается на рубеже докембрия и кембрия. Стратиграфически его начало отвечает началу накопления отложений юдомской свиты и ее

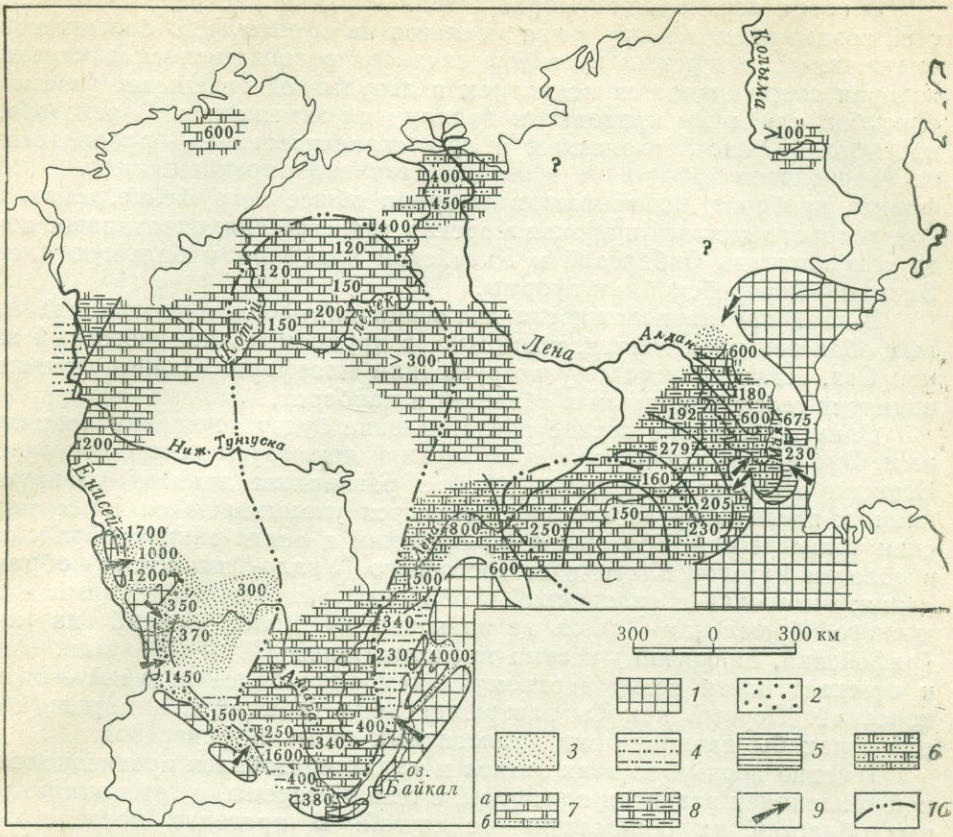


Рис. 148. Фации юдомской свиты Сибирской платформы. По Семихатову, 1974:

1 — области денудации; *2* — галечники; *3* — пески; *4* — алевриты, пески, глины; *5* — карбонатно-терригенные отложения; *6* — пески и карбонатные отложения; *7* — доломиты (*а*) и песчаные доломиты (*б*); *8* — глины с известняками и доломитами; *9* — направление сноса; *10* — контур области эпизодического возникновения лагун

аналогов. Широкая морская трансгрессия охватывает всю территорию платформы (рис. 148). С этой трансгрессией в Сибирский бассейн проникают обладающие скелетом морские животные. Их первые, древнейшие остатки встречаются в отложениях юдомской свиты и ее стратиграфических аналогов. В более высоких слоях разреза они становятся достаточно обильными и явно свидетельствуют о кембрийском возрасте соответствующих слоев.

Ангарско-рифейский и салаирско-вендо-раннекембрийский этапы развития

При первом знакомстве с развитием в верхнем докембрии северо-восточной Евразии обращает на себя внимание противоположность общей тенденции эпейрогенических движений этого времени в области платформ, с одной стороны, и в области их складчатого обрамления — с другой. На протяжении первой, большей части верхнего докембрия все платформы северо-восточной Евразии испытывали общее воздымание и являлись ареной развития денудационных процессов. Располагавшиеся вдоль их окраин геосинклинальные прогибы испытывали общее, лишь временами прерывавшееся погружение и являлись областями интенсивного осадконакопления.

В конце верхнего докембрия общая картина распределения областей воздымания и погружения меняется на обратную. В большинстве окружавших платформы прогибов начинает развиваться складчатость, которая сопровождается поднятием и денудацией отдельных участков прогибов или даже приводит к полному их замыканию. В некоторых прогибах (Южно-Верхоянском и др.) складчатость не проявляется, но интенсивное прогибание и осадконакопление прекращаются. Платформы, наоборот, испытывают в это время общее погружение, результатом которого явилась широкая морская трансгрессия, охватившая почти всю площадь Сибирской и Китайской платформ и большую часть Восточно-Европейской платформы.

В этой противоположности движений платформ и геосинклинальных областей проявляется, возможно, в крупном плане, известный закон Ога, согласно которому погружениям платформ должны отвечать поднятия геосинклинальных областей и наоборот.

Однако подобное первое представление будет не вполне правильным. Оно не учитывает того, что верхний докембрий северо-восточной Евразии отвечает не одному, а двум различным этапам развития, лишь к последнему из которых относится упоминавшаяся выше морская трансгрессия. Эти этапы — рифейский и вендо-раннекембрийский в области Русской плиты и ее восточного (Урало-Тиманского) обрамления; ангарский и салаирский в области Сибирской платформы и ее южного обрамления — очень не равнозначны. Более ранний из них (рифейский, ангарский) весьма продолжителен (800—1000 млн. лет) и отвечает почти всему верхнему докембрию; более поздний — очень короткий. Первый как бы завершает цикл событий докембрия; второй — как бы начинает ряд аналогичных событий фанерозоя.

Именно первый из этих этапов и характеризовался противоположной тенденцией развития платформ, с одной стороны, и геосинклинальных областей их обрамления — с другой. В пределах последних — Урало-Тиманского прогиба, Улутау-Синийского пояса, области Енисейского кряжа и аналогичных ему областях северной части Урало-Монгольской области — шло накопление мощных осадочных, отчасти также вулканогенных толщ «рифейского» типа. Сложенные ими складчатые комплексы, особенно там, где они сильно метаморфизованы, напоминают толщи пород метаморфических складчатых поясов раннего докембрия (Беломорского, Мозамбикского и др.). Как и последние, комплексы «рифейского» типа формировались, по-видимому, в широких, сравнительно однородных по структуре, длительно развивавшихся прогибах.

В противоположность Урало-Монгольской области Восточно-Европейская и Сибирская платформы представляли собой на данном (рифейском, ангарском) этапе в основном области денудации, в пределах которых накопление осадков, преимущественно континентальных, шло лишь в отдельных грабенообразных прогибах. Подобный же «контрастный» характер развития был свойствен в верхнем докембрии Северо-Американской платформе и ее западному (Кордильерскому) геосинклинальному обрамлению. В пределах Северо-Американской платформы отложения верхнего докембрия почти полностью отсутствуют; в окаймляющем же ее в это время с запада Кордильерском геосинклинальном прогибе накопилась мощная толща преимущественно осадочных образований (серий Белт и Уиндермир), сходных по составу и строению с рифейским комплексом Урала. Таким образом, все северные платформы по отношению к окаймлявшим их на рассматриваемом этапе геосинклинальным прогибам развивались «контрастно».

Второй из интересующих нас этапов (вендо-раннекембрийский, салаирский) особенно характерно выражен в области южной части

Сибирской платформы и ее ангаро-салаирского складчатого обрамления. В ряде регионов, примыкающих к южному краю Сибирской платформы, и прежде всего в области Енисейского кряжа, ангарская складчатость привела к замыканию геосинклинальных прогибов и возникновению на их месте горно-складчатых сооружений. В значительной степени за счет размыва последних сформировался байкальский комплекс окраин Енисейского кряжа, Присаянья, Прибайкалья, Восточного Саяна.

Начальный этап развития складчатых областей, когда они характеризовались наличием орографически выраженных горно-складчатых сооружений, называют орогенным. Байкальский комплекс рассматривается рядом авторов соответственно как орогенные образования (т. е. образования орогенного этапа развития) ангарид. Орогенный характер байкальского комплекса выражен, однако, далеко не типично. Для орогенных образований характерно широкое развитие грубообломочных пород (конгломератов, гравелитов, грубозернистых песчаников) аркозового, грауваккового и полимиктового состава, накопление которых в межгорных котловинах и зоне предгорий происходило в результате быстрого и недалекого переноса обломочного материала. В байкальском комплексе подобные породы играют подчиненную роль. В то же время в его составе значительный удельный вес имеют относительно тонкозернистые породы кварцевого состава: кварциты, кварцевые песчаники, алевролиты — и, наконец, толщи карбонатных пород. Это свидетельствует о том, что орографически горно-складчатые сооружения ангарид были выражены слабо и что, следовательно, после ангарской складчатости значительного воздымания они не испытали.

За орогенной (байкальской) стадией следует эпоха выравнивания, общего погружения и накопления морских карбонатных толщ нижнего кембрия. Существенно, что накопление этих карбонатных толщ имело место как на Сибирской платформе, так и в областях, испытавших перед этим ангарскую складчатость, которые, так же как и платформы, стали ареной широкой морской трансгрессии.

Таким образом, погружение Сибирской платформы на рубеже докембрия и кембрия занимает вполне определенное место в ходе развития салаирского цикла явлений. В рамках последнего погружение платформы протекало одновременно с погружением примыкающей к ней салаирской геосинклинальной области. В других областях северо-восточной Евразии картина развития в конце верхнего докембрия аналогична сибирской, но выражена обычно менее четко.

В области Урало-Тиманского прогиба в качестве аналога ангарид должны рассматриваться, по-видимому, рифеиды, т. е. складчатые сооружения, возникшие в результате складчатости, завершившей формирование рифейского комплекса и запечатленной в несогласном и трансгрессивном залегании вышележащих слоев криволукско-ашинского комплекса. Последний может рассматриваться в качестве аналога байкальского комплекса области сибирских ангарид и примыкающих к ней участков Сибирской платформы. Но в Урало-Тиманской области рифеиды как самостоятельный структурный элемент не выделяются. И хотя отложения криволукско-ашинского комплекса и рассматриваются обычно как орогенные образования, возникшие за счет разрушения рифеид, фактически они от рифейских отложений ни пространственно, ни структурно не отделяются. Связано это, по-видимому, с тем, что горно-складчатые сооружения рифеид были быстро снивелированы и трансгрессивно перекрыты слоями криволукско-ашинского комплекса. Сохранившаяся же их часть, за счет денудации которой формировались отложения «орогенного» криволукско-ашинского комплекса, в частности и толщи диамиктитов, располагалась в зонах, где непосредственных следов их существования не сохранилось.

В пределах Урало-Тиманской области, возможно, лишь за исключением района Башкирского антиклинория Южного Урала, криволукско-ашинские слои по степени складчатости и метаморфизма не отличаются заметным образом от более древних — рифейских — толщ. Более того, в пределах Среднего, Северного и Полярного Урала (см. рис. 126), отчасти и Тимана (см. рис. 127) данные образования составляют основную часть геосинклинального складчатого комплекса Доуралид. Слои рифейского комплекса играют здесь скорее роль образований начальной, предварительной стадии развития геосинклинальной области.

Таким образом, в пределах преобладающей части Урало-Тиманской складчатой области криволукско-ашинский —«орогенный»— цикл явлений перерастает в геосинклинальный, почти сливающийся с предыдущим — рифейским — циклом. Второй (ашинской) половине этого «орогенно-геосинклинального» цикла, аналогичного в целом салаирскому, отвечает валдайско-балтийская трансгрессия в области Русской плиты. Данная трансгрессия, поставленная в связь с развитием Урало-Тиманского геосинклинального прогиба, свидетельствует, очевидно, в пользу самостоятельности рассматриваемого «орогенно-геосинклинального» этапа. Но в салаирском цикле явлений карбонатный состав отложений его трансгрессивной фазы подчеркивает его самостоятельность и полноту. В криволукско-ашинском же цикле исключительно терригенный состав отложений аналогичной фазы (валдайско-балтийских и ашинских), наоборот, самостоятельность и полноту данного цикла затушевывает, особенно в пределах Урало-Тиманской области, где трансгрессивность залегания соответствующих отложений (ашинских) выражена не столь резко.

По сравнению с салаирским криволукско-ашинский цикл является укороченным. Его начало относится к более позднему времени, а завершение — к несколько более раннему. Этим, возможно, и объясняются его специфические особенности, создающие впечатление его недостаточной самостоятельности и неполноты.

Глава XI

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

В летописи геологических событий докембрия с достаточной полнотой запечатлена лишь история формирования платформенных блоков земной коры, которая в основном и рассматривалась в предыдущем изложении. Теперь можно подвести итог этому рассмотрению и попытаться наметить общие выводы, которые из него вытекают.

История внеплатформенных участков современных материков, представленных в современной структуре Земли складчатыми областями, начинает проявляться только с верхнего докембрия, за исключением лишь докембрийских складчатых поясов Африки (Сахарского и Дамара-Кибарского), возникших на месте геосинклиналей, заложившихся уже в среднем докембрии. За исключением тех же африканских поясов, геосинклинальный цикл развития которых завершился в середине верхнего докембрия, во всех остальных складчатых областях в докембрии (верхнем) аналогичный цикл развития лишь начинается, завершаясь уже в ту или другую эпоху фанерозоя. С начальным — докембрийским — этапом развития складчатых областей мы познакомились выборочно, на примере некоторых геосинклинальных складчатых систем северо-восточной Евразии. Очевидно, что делать на этом материале какие-либо обобщающие выводы было бы преждевременно.

Определенные историко-геологические данные о докембрийской истории современных океанических областей отсутствуют. Возможно, что некоторый свет на эту историю сможет пролить анализ распределения обломочного материала, возникавшего при денудации докембрийских материков. Проблема этого распределения затрагивалась в предыдущем изложении при рассмотрении гуронских отложений Канадского щита (см. с. 129) и протоплатформенных образований (витватерсрандских и др.) Восточно-Африканской платформы (см. с. 209). Больше мы ее пока касаться не будем.

Трудность распознавания первичной природы — морской, лагунной или континентальной — подавляющего большинства докембрийских осадочных образований, с одной стороны, и невозможность их точной синхронизации при разобщенности областей их распространения — с другой, препятствуют созданию для докембрия обоснованных обобщающих палеогеографических реконструкций. За исключением вопроса о появлении скелетной фауны фанерозоя, которого мы коснемся в дальнейшем, при характеристике органического мира палеозоя, реальное значение для докембрия имеют две палеогеографические проблемы: развития позднедокембрийского оледенения и становления «современной» кислородной атмосферы, тесно связанной с проблемой образования джеспилитовых толщ.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ В ДОКЕМБРИИ

Основные этапы и стадии развития платформ в докембрии

Платформы, как мы знаем, это такие области земной коры, в пределах которых с начала неогея, т. е. на протяжении последних 1500 млн. лет, отлагавшиеся на их поверхности слои суперкрустальных пород не претерпели ни складчатости, ни метаморфизма и сохранили в целом первоначальный состав и первоначальное «горизонтальное» залегание. Эти не складчатые и не метаморфизованные — платформенные — образования слагают чехол (верхний структурный ярус) платформ, который противопоставляется более древним складчатым и метаморфизованным комплексам фундамента (нижнего структурного яруса) последних. Обособление в структуре платформ фундамента и чехла свидетельствует о наличии в геологической истории платформенных блоков земной коры двух основных этапов развития: доплатформенного (геосинклинального ?) и платформенного.

Становление платформ, т. е. утрата соответствующими блоками земной коры присущей им раньше подвижности, — лишь оборотная сторона процесса отмирания в пределах тех же блоков земной коры геосинклинального режима. Это отмирание происходило неравномерно, путем последовательного замыкания отдельных геосинклинальных прогибов. Нередко при этом замыкание одних прогибов (т. е. складчатость, проникновение интрузиями, метаморфизм и последующее общее воздымание их суперкрустального выполнения) сопровождалось возникновением новых, что приводило к частичному восстановлению в пределах данного блока земной коры геосинклинального режима.

Неравномерность процесса отмирания геосинклинального режима приводила к тому, что переход от доплатформенного к платформенному этапу развития платформенных блоков земной коры оказался растянутым на значительный период времени. Более или менее условно за момент этого перехода, которым определяется *возраст* соответствующей платформы, принимается та стадия отмирания геосинклинального режима (и отвечающая ей складчатость), на которой (и благодаря которой ?) завершается в основном объединение ранее разобщенных элементов платформ в одно целое. По этому признаку возраст Восточно-Европейской платформы считается эпикарельским (1700—1800 млн. лет) — за платформообразующую стадию принимается при этом завершающая фаза карельского геосинклинального цикла (карельская складчатость). Возраст Северо-Американской платформы считается эпигудзонским (около 1800 млн. лет) или эпиэльсонским (около 1400 млн. лет). Возраст африканских платформ следует считать, по-видимому, эпиэбурнейским (около 2000 млн. лет). Близкий возраст (порядка 2000 млн. лет) принимается и для Сибирской платформы. Возраст Австралийской платформы можно принять или посленалладжайнским (около 1800 млн. лет), или послекарпентарским (около 1400 млн. лет). Завершающую фазу какого геосинклинального цикла следует принимать за платформообразующую стадию становления остальных платформ, остается неясным.

В основном платформообразующая стадия процесса становления платформ укладывается в рамки позднего среднего докембрия (1500—2000 млн. лет), который должен рассматриваться соответственно как переходный период — от доплатформенного к платформенному этапу развития земной коры. Граница протогея и неогея (1500 млн. лет) отвечает моменту завершения этого переходного периода и установлению

в пределах платформенных блоков земной коры явного преобладания платформенного режима развития.

Однако на этом рубеже (протогея и неогея) не наступает еще условий, определяющих возможность накопления типичных образований чехла платформ. Подобные образования (такие, как волынская и валдайская серии на Восточно-Европейской платформе, юдомская свита на Сибирской платформе) начинают формироваться лишь с конца верхнего докембрия или даже с начала фанерозоя. Поскольку их формирование приводит к обособлению в пределах платформ плит, можно говорить о плитной стадии развития платформ, наступление которой, в первом приближении, совпадает с границей докембрия и фанерозоя.

Платформенные образования доплитной стадии развития платформ, резко отличаясь от таковых плитной стадии, обнаруживают в то же время значительное сходство с покровными комплексами, формировавшимися в течение переходного периода. По отношению к данным образованиям переходный период охватывает, следовательно, не только поздний средний докембрий, но и почти весь верхний докембрий, растягиваясь на 1500 млн. лет.

Доплитная стадия развития платформ выделяется также формированием в пределах многих из них своеобразных «внутриплатформенных» геосинклинальных структур, подобных «внеплатформенным» структурам переходного периода. Черты переходности проявляются, таким образом, в верхнем докембрии и в характере некоторых из свойственных ему геосинклинальных образований. В широком смысле, таким образом, доплитная стадия развития платформ также является еще переходной и лишь с ее завершением платформенные блоки земной коры обретают свойства типичных платформ.

Помимо переходного периода в узком смысле (s. str.), отвечающего концу протогея — позднему среднему докембрию (1500—2000 млн. лет), можно также говорить, как мы видим, о переходном периоде в широком смысле (s. l.), который охватывает не только конец протогея, но и ранний неогей — верхний докембрий (600—1500 млн. лет).

Общая схема соотношений этапов и стадий развития, о которых идет речь, будет иметь следующий вид:

Неогей	платформенный этап	плитная стадия	переходный период s. l.
		доплитная стадия	
Протогей	переходный период s. str.		
	доплатформенный этап		

Многие исследователи рассматривают понятия «платформа» и «геосинклиналь» как понятия сопряженные, имеющие реальный смысл лишь в противопоставлении друг другу. При этом считается, что при отсутствии платформ не может быть и геосинклиналей. Отсюда следует, что доплатформенная стадия развития земной коры должна была быть одновременно и догеосинклинальной.

Понятие «платформа» является, однако, достаточно условным. Так, при рассмотрении в качестве одной платформы всей области Северо-Американской платформы (в обычном ее понимании) развитие Анимикского складчатого пояса надо будет отнести к доплатформенному этапу. Но если в качестве платформы рассматривать лишь область провинции оз. Верхнего, то развитие того же Анимикского пояса нужно будет отнести уже к платформенному этапу.

Анимикский складчатый пояс — вполне типичное геосинклинальное образование. Это показывает, что реализация геосинклинального процесса — возникновение геосинклинального прогиба, его углубление и заполнение толщами суперкрустальных пород, которые в заключительную фазу геосинклинального цикла подвергаются внедрению ин-

трузий, складчатости и, наконец, общему воздыманию — не зависит от наличия платформ в обычном их понимании — как крупных блоков земной коры, достигших состояний высокой стабильности. На доплатформенном этапе, на его более поздней стадии во всяком случае, существовали уже небольшие, но относительно стабильные «жесткие» ядра (массивы), к числу которых относились как области провинций оз. Верхнего и оз. Невольничьего Канадского щита, так и многие другие. Наличие подобных, хотя и небольших, но сравнительно «жестких» массивов являлось, по-видимому, достаточным условием для развития геосинклинального процесса.

Небольшие, но обладающие платформенными свойствами «жесткие» массивы, о которых выше шла речь, стали называть в последнее время протоплатформенными. Это позволяет говорить о протоплатформенной стадии развития. Данная стадия у различных платформ закончилась в различное время: у одних платформ — к началу переходного периода; у других — к концу или середине последнего. Переходный период может рассматриваться в связи с этим как время сосуществования платформ и протоплатформ.

Разделение относительно «жестких» (стабильных) блоков земной коры на платформы и протоплатформы (массивы, ядра) не дает оснований для аналогичного разделения относительно подвижных областей на «геосинклинали» и «протогеосинклинали». Подвижные зоны, сопряженные с протоплатформами (например, Анимикский пояс), характеризовались теми же — *геосинклинальными* — чертами развития, которые были свойственны и более поздним подвижным зонам, сопрягавшимся уже с типичными платформами неогея.

Как относительно «жесткий» протоплатформенный блок область провинции оз. Верхнего проявляла себя лишь с момента завершения в ее пределах кеноранской складчатости, т. е. примерно с конца архея. В более раннее время (в архее) данная область и ряд других, ей подобных, проявляла себя не как протоплатформа, а как область развития зеленокаменных прогибов.

Подобные, гранитогнейсовые в своей основе, области с более или менее густой сетью зеленокаменных прогибов стали называть в последнее время гранит-зеленокаменными, и это название, по-видимому, правильно отражает их действительную природу. Понятию платформы гранит-зеленокаменные области не отвечают. Но некоторые из них, наиболее «гранитные», наименее затронутые «зеленокаменной» переработкой, все же к платформам уже приближаются. Унгавский кратон, например (см. рис. 44), уже в эпоху развития зеленокаменных «поясов» провинции оз. Верхнего (Абитиби и др.) обладал, по-видимому, чертами платформы. Но Унгавский кратон — лишь часть провинции оз. Верхнего, граница которой с другими участками той же провинции, уже с зеленокаменными прогибами, совершенно условна.

Развитие гранит-зеленокаменных областей Канадского, Родезийско-Трансваальского, Западно-Австралийского и других щитов концентрировалось на определенном отрезке геологической истории, в основном в позднем нижнем докембрии (позднем архее — 2500—3000 млн. лет). Это дает основание рассматривать данный отрезок времени как особую стадию доплатформенного этапа развития земной коры — *стадию развития гранит-зеленокаменных областей.*

Некоторые исследователи называют данную стадию нуклеарной, считая, что она характеризуется формированием «зеленокаменных ядер материков» (лат. nucleus — ядро). При этом предполагается, что до наступления данной стадии гранитный слой в составе земной коры отсутствовал. Зародыши этого слоя в виде «зеленокаменных ядер материков» появляются на нуклеарной стадии, в заключительную фазу которой происходит «гранитизация» обширных участков земной коры.

В результате «зеленокаменные зародыши» быстро вырастают в более или менее значительные блоки сиалической коры.

Гипотеза «зеленокаменных ядер материков» возникла на первоначальной стадии изучения зеленокаменных «поясов» Канадского щита. Последующее изучение гранит-зеленокаменных областей как Канадского щита, так и других щитов показало несостоятельность этой гипотезы. Как мы смогли убедиться на многих примерах, на данной стадии происходит не формирование «зеленокаменных ядер», а раздробление и «зеленокаменная» переработка ранее оформившихся гранитогнейсовых областей. Все имеющиеся в настоящее время данные согласно говорят о том, что не только на стадии развития гранит-зеленокаменных областей («нуклеарной»), но и в предшествовавшую эпоху сиалический (гранитогнейсовый) слой земной коры уже существовал. Только наличием такого слоя может быть объяснено появление в заключительную фазу развития зеленокаменных «поясов» огромных масс гранитоидов. Последние возникли, несомненно, за счет переплавления основания сиалического слоя под зеленокаменными «поясами» или в непосредственной близости от них. Попытки объяснить появление этих гранитоидов трансформацией материала «первичной базальтовой коры» имеют почти мистический характер. Если даже допустить возможность подобной трансформации с помощью «сквозьмагматических кислых флюидов», то необъяснимой остается все же ее концентрация на определенном относительно коротком отрезке геологического времени.

Стадия развития гранит-зеленокаменных областей не является древнейшей из геологически распознаваемых стадий развития земной коры. Но это древнейшая из тех стадий, на протяжении которой характер развития земной коры раскрывается достаточно определенно. Ее начало восходит к 3200—3300 млн. лет — времени заложения древнейших из известных в настоящее время зеленокаменных прогибов.

Данной стадии предшествовала, несомненно, стадия формирования комплекса основания тех блоков земной коры, в пределах которых произошло заложение и развитие зеленокаменных «поясов». Однако следы этой начальной, весьма продолжительной (1000—1500 млн. лет) стадии развития земной коры почти полностью стерлись, в связи с чем известно о ней очень немного. Одно только устанавливается достаточно определенно — все образования данной стадии глубоко метаморфизованы. Это дает основание некоторым авторам говорить об особой древнейшей, «метаморфической», стадии развития земной коры.

На доплатформенном этапе развития платформенных блоков земной коры намечается, таким образом, обособление трех основных стадий: 1) начальной; 2) развития гранит-зеленокаменных областей; 3) протоплатформенной. В первом приближении первая из них относится к раннему нижнему докембрию (древнее 3000 млн. лет); вторая — к позднему нижнему докембрию (2500—3000 млн. лет); третья — к раннему среднему докембрию (2000—2500 млн. лет).

В целом общая схема последовательности этапов и стадий развития платформенных блоков земной коры в докембрии будет иметь следующий вид:

Неогей { платформенный этап { 2 — плитная стадия; 1 — доплитная стадия } переходный период s. str. } переходный период s. l.

Протогей { доплатформенный этап { 3 — протоплатформенная стадия; 2 — стадия развития гранит-зеленокаменных областей; 1 — начальная стадия }

Намеченная выше последовательность этапов и стадий развития имеет относительный характер, так как, с одной стороны, хронологически (радиометрически) рубежи этих этапов и стадий устанавливаются весьма приближенно (с точностью до 200—300 млн. лет), а с другой — однозначные рубежи в пределах различных платформенных блоков проявляются на различных хронологических уровнях и расхождения в данном отношении могут достигать 500 млн. лет и более. Следует также напомнить, что данная схема последовательности этапов и стадий отражает лишь общий ход формирования платформенных блоков земной коры, но не развития земной коры в целом.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМ

Период формирования фундамента (нижнего структурного яруса) платформ охватывает около половины общей продолжительности геологической жизни Земли. В течение этого времени многие мелкие и разнородные элементы первоначальной («доплатформенной») коры спаялись в небольшое число крупных относительно стабильных «жестких» блоков. В дальнейшем, на протяжении неогея (верхнего докембрия и фанерозоя) структура фундамента этих блоков подверглась, по-видимому, частичной переработке (регенерации). Но в той их части, которая отвечает современным платформам, эта переработка заметной роли не сыграла, благодаря чему структура фундамента платформ (платформенных блоков земной коры) сохранилась в основном в том виде, как она сформировалась, вплоть до наших дней.

В структуре фундамента платформ вряд ли возможно в качестве особых структурных единиц выделять элементы, образование которых относится к начальной стадии формирования платформенных блоков. Некоторые исследователи исходя из представления о начальной стадии как о стадии формирования метаморфических комплексов связывают с ней образование большинства входящих в состав платформ блоков метаморфических пород, таких, как Беломорский, Мозамбикский и им подобные. При этом допускается, что образование метаморфических пород (амфиболитовой и гранулитовой фаций), в частности и таких, как гранулиты и чарнокиты, происходило на начальной стадии в условиях тонкой «горячей» коры, характеризовавшейся высоким геотермическим градиентом. Считается, что благодаря последнему уже на глубине 5—10 км могли осуществляться условия метаморфизма, которые впоследствии стали реализоваться лишь на глубинах порядка 20—25 км.

Подобное объяснение причины глубокого метаморфизма пород докембрия появилось в связи с тем, что выдвигающие его исследователи не допускают возможности значительного (порядка 20—25 км) воздымания отдельных блоков земной коры. Исходя же из современной или близкой к ней величины геотермического градиента и отвечающей ему глубины становления метаморфических пород именно такая величина последующего воздымания необходима для объяснения нахождения этих пород вблизи поверхности земли. Однако амплитуда вертикальных перемещений отдельных блоков земной коры в 10—15 км, причем в относительно короткие отрезки времени — обычное явление. Во многих случаях эта амплитуда была, несомненно, еще значительнее, достигая тех величин (20—25 км), о которых идет речь. Учитывая огромные промежутки времени, в течении которых могло осуществляться воздымание отдельных участков земной коры в раннем докембрии, появление на поверхности ранее глубоко погруженных пород не должно вызывать удивления.

Сомнения в возможности значительного воздымания отдельных блоков земной коры лишены достаточных оснований и можно думать, что глубокий метаморфизм многих докембрийских комплексов как относящихся к начальной стадии, так и более молодых именно этим воздыманием и может быть объяснен. Это не исключает, конечно, возможности и того, что на ранней стадии развития земной коры геотермический градиент был в среднем выше современного и затем постепенно снижался. Но подобное снижение вряд ли могло привести к обособлению определенной стадии развития. Вероятно, к начальной стадии развития земной коры относится разделение первоначально однородного (?) сиалического слоя последней на протоплатформенные и геосинклинальные блоки. Возможно, что те протоплатформы и гео-



Рис. 149. Схематический разрез архейских зеленокаменных поясов при высоком (*А*) и глубоком (*Б*) уровне денудации

синклинали, которые мы застаем в начале стадии развития гранит-зеленокаменных областей, были первыми структурными элементами данного типа. Но столь же возможно, что им предшествовал ряд поколений подобных структур, периодически возникавших и разрушавшихся.

Существование обособленных элементов структуры фундамента платформ устанавливается лишь на стадии развития гранит-зеленокаменных областей. На данной стадии в пределах платформенных блоков распознаются два типа структурных элементов: гранит-зеленокаменные области и метаморфические складчатые пояса.

К числу существовавших на данной стадии гранит-зеленокаменных областей относятся Карельский, Кольский и другие блоки-массивы Балтийского щита; Родезийское, Трансваальское и другие «ядра» Восточно-Африканской платформы; блоки провинций оз. Верхнего и оз. Невольничьего Канадского щита; блоки Йилгарн, Пилбара, Кимберли и другие Австралийской платформы. Гранитогнейсовый комплекс основания этих областей претерпел глубокую «зеленокаменную» переработку, в основном в позднем нижнем докембрии (2500—

3000 млн. лет). Но заложение древнейших зеленокаменных «поясов» (в пределах Родезийско-Трансваальского щита) произошло значительно раньше (3200—3400 млн. лет), а развитие наиболее поздних (?) структур подобного типа приходится уже на средний докембрий.

Первичные взаимоотношения пород комплекса основания и суперкрустального выполнения зеленокаменных прогибов оказываются, как правило, замаскированными, а радиометрический возраст пород комплекса основания — омоложенным. То и другое связано с последующей деформацией пород зеленокаменных прогибов, их метаморфизмом и в особенности внедрением вдоль зон контактов «молодых» гранитов (рис. 149). Лишь при сравнительно слабой переработке комплекса основания следы трансгрессивного налегания на него пород зеленокаменных прогибов иногда сохраняются, как это имеет, например, место в пределах Карельского и Кольского массивов Балтийского щита.

Развитие зеленокаменных «поясов» имело геосинклинальный характер, но отличалось значительным своеобразием. «Рои» зеленокаменных прогибов, из которых эти «пояса» возникли, были подчинены гранитогнейсовым ядрам, накладываясь на них, осложняя и перерабатывая их структуру. От обычных наложенных структур они отличались глубиной переработки своего суперкрустального выполнения — его интенсивной складчатостью, метаморфизмом, проникновением в него как гранитных, так и основных и ультраосновных интрузий. Но несмотря на интенсивность этой переработки, святое и метаморфизованное суперкрустальное выполнение большинства зеленокаменных прогибов не испытало, по-видимому, значительного последующего воздымания, завершающего в типичных случаях цикл геосинклинального развития. В связи с этим зеленокаменные прогибы и после их деформации сохранили синклинорную структуру и имеют характер более или менее четко выраженных синклинориев.

Современный облик зеленокаменных «поясов» сильно зависит от глубины их денудационного среза, и некоторые авторы все разнообразие их современного проявления ставят в зависимость от этой причины (см. рис. 149). Однако дело здесь, по-видимому, не только в глубине денудационного среза, но и в первоначальной «плотности» и глубине заложения зеленокаменных прогибов, что и могут отражать представленные на рис. 149 схемы *А* и *Б*. В одних случаях (схема *А*) зеленокаменные прогибы могли почти или даже полностью сливаться, образуя неправильных очертаний поля («овалы»), которые и называют «поясами» («пояса» Абитиби, Калгурли и др.). В других случаях (схема *Б*) аналогичные образования имели, вероятно, характер отдельных изолированных узких прогибов, давших начало подобным же относительно небольшим разобщенным синклинориям, таким, как зеленокаменные синклинории Трансваальского блока Восточно-Африканской платформы (Барбертонский синклинорий), отчасти также Родезийского блока той же платформы. К этому же типу следует отнести, вероятно, и «зеленокаменные» синклинории Карельского массива Балтийского щита. Наложенный характер зеленокаменных «поясов» более четко проступает, естественно, при их менее «плотном» заложении, предельным случаем которого является, возможно, возникновение структур, подобных Великой дайке Родезии.

Вторым типом древнейших структурных элементов фундамента платформ служат фрагменты метаморфических складчатых поясов. К числу последних относится Мозамбикский складчатый пояс, значительная часть которого вошла в состав Восточно-Африканской платформы, и Беломорский и Североморский пояса, фрагменты которых устанавливаются в структуре Балтийского щита. Вероятно, фрагменты подобных же метаморфических поясов представлены

в гнейсовых толщах Украинского щита, а также Алданского и Анабарского щитов Сибирской платформы.

Метаморфические пояса, о которых идет речь, представляют собой, как мы видели, древние складчатые сооружения, сложенные мощными толщами глубоко метаморфизованных суперкрустальных пород, преимущественно осадочных, терригенных, отчасти также вулканогенных. Они возникли из широких протяженных прогибов, развитие которых завершилось складчатостью, внедрением интрузий, метаморфизмом пород и, наконец, общим воздыманием и денудацией их суперкрустального выполнения. Пояса, о которых идет речь, прошли, по-видимому, все стадии геосинклинального развития и вполне отвечают представлению о структурах геосинклинального типа.

Радиометрический возраст пород метаморфических складчатых поясов оказывается большей частью омоложенным, в связи с чем их возраст не всегда достаточно ясен. В основном, по-видимому, известные в пределах платформенных блоков метаморфические пояса формировались на стадии развития гранит-зеленокаменных областей. Но некоторые из них заложились уже на начальной стадии, а завершение их развития относится в ряде случаев к протоплатформенной стадии. Период формирования структур данного типа выходит, таким образом, за рамки стадии развития гранит-зеленокаменных областей и восходит, возможно, к самым истокам геологической жизни Земли.

Гранит-зеленокаменные области и фрагменты метаморфических поясов разделяются обычно в пределах платформенных блоков узкими шовными складчатыми системами, возникновение и формирование которых, начавшись (?) на протоплатформенной стадии, продолжалось на протяжении всего докембрия. Прогибы, на месте которых возникли шовные складчатые системы, прошли обычный цикл геосинклинального развития: погружение и заполнение толщами суперкрустальных образований, складчатость, внедрение интрузий и метаморфизм и, наконец, общее воздымание — и с полным правом могут рассматриваться как геосинклинальные. Геосинклинальными являются, следовательно, и возникшие из этих шовных прогибов складчатые системы. К их числу относятся складчатые системы, составляющие Анимикский пояс и пояс Коронейшен Канадского щита. Аналогичный характер имеют более древние пояса Ирумид, Убендид и другие Восточно-Африканской платформы, пояса Кинг-Леопольд и Холс-Крик Австралийской платформы и многие другие. Большинство этих шовных складчатых систем и поясов сформировалось в среднем докембрии, некоторые — в более позднее время. Что было раньше на их месте—остается большей частью неясным. Но есть данные, указывающие на то, что их заложение и развитие было связано с деструкцией каких-то более крупных структурных единиц и с последующим «залечиванием» возникших в процессе этой деструкции ослабленных шовных зон.

Среди рассматриваемых шовных структур особое место занимают асимметричные авлакогеосинклинальные (см. с. 148) прогибы типа Лабрадорского трога Анимикского пояса Канадского щита. Возникновение и развитие авлакогеосинклинальных прогибов имели место на протяжении всего среднего и верхнего докембрия (равно как и в более позднее время, в фанерозое), причем более поздние из них (верхнедокембрийские) — Мавританид, Западных Конголид, Южно-Верхоянский, — занимают, по-видимому, внутриплатформенное положение. Они отделяют небольшие окраинные участки материка, имеющие черты платформенной структуры, от основной, для данной области материка платформенной единицы. Мавританиды отграничивают от Западно-Африканской платформы небольшой прибрежный Сенегальский блок. Западные Конголиды аналогичным образом отделяют от Восточно-Африканской платформы небольшой прибрежный Гвинейский

блок. Южно-Верхоянский прогиб отделял от Сибирской платформы небольшой (?) блок Охотского массива.

Подобный характер расположения авлакогеосинклинальных прогибов наряду с их некоторыми другими особенностиями — небольшой шириной и замкнутостью по простиранию, относительной простотой строения — позволяет трактовать их как внутриплатформенные образования, а отделяющиеся ими окраинные блоки (Сенегальский, Гвинейский, Охотский) — как краевые участки соответствующих платформ (Западно-Африканской, Восточно-Африканской, Сибирской).

Заслуживает внимания, наконец, что сходное положение занимает и более древний Лабрадорский трог. Он также отделял основную «платформенную» часть канадского щита (область провинции оз. Верхнего) от окраинного, Лабрадорского, блока последнего. Как отмечалось (см. с. 297), в его развитии обнаруживаются при этом определенные черты сходства с развитием Южно-Верхоянского прогиба. Возможно, следовательно, что и Лабрадорский трог может быть поставлен в ряд внутриплатформенных образований, развитие которых связано с процессом деструкции и последующего «залечивания» нарушенной целостности платформенного блока земной коры.

Подобный характер мог иметь и весь Анимикский (Циркумунгавский) пояс в целом. На это указывает помимо прочего его выклинивание как в области к югу от островов Белчер (Гудзонов залив), так, возможно, и на его противоположном конце, к западу от оз. Вехнего.

В среднем докембрии, на протоплатформенной стадии и в переходный период, имели место развитие и формирование еще одного своеобразного типа структур фундамента платформ, представленного Свекофеннской амфигеосинклинальной складчатой областью Балтийского щита. Свекофеннская складчатая область является уникальной единицей в ряду структурных элементов фундамента платформенных блоков земной коры. Ее возникновение и развитие отражают, по-видимому, необычный, предельный случай геосинклинальной переработки структур типа крупных впадин. Возможно, что в этом ряду далеким аналогом Свекофеннской амфигеосинклинали являлись «геосинклинальные впадины» Телемарк (Балтийский щит) и Пайн-Крик (Австралийская платформа).

В целом, как мы видим, в структуре фундамента платформ в качестве ее основных компонентов выделяются две группы структурных единиц. Одну из них, более древнюю, охватывающую единицы, сформировавшиеся в основном уже в нижнем докембрии, составляют гранит-зеленокаменные области и фрагменты метаморфических складчатых поясов. Вторую, более молодую группу, в основном среднедокембрийскую, образуют шовные геосинклинальные складчатые системы, разделяющие и одновременно спаивающие единицы первой группы.

Некоторые из прогибов, давших начало возникновению шовных складчатых систем, оформились, вероятно, одновременно со становлением тех более древних единиц (первой группы), которые они разделяли, и фиксируют первоначальное положение границ последних. Но в ряде случаев устанавливается вторичный, наложенный характер шовных прогибов, что указывает на раздробление, деструкцию каких-то единиц первой (более древней) группы, более крупных, чем те, которые выделяются в современной структуре фундамента платформ.

Становление структуры фундамента платформ протекало, таким образом, в два этапа. На первом из них, отвечающем в основном стадии развития гранит-зеленокаменных областей, были сформированы отдельные блоки структуры фундамента (единицы первой, более древней группы). Последние частично сохранились и вошли в структуру фундамента платформ в своем первоначальном виде, частично были разбиты на части, между которыми заложились и развились шовные прогибы.

На втором этапе происходило «залечивание» относительно узких шовных зон как первичных, между сформировавшимися на первом этапе основными блоками фундамента, так и вторичных, наложенных, возникших в ходе деструкции последних. Отчасти процесс деструкции и последующего «залечивания» продолжался и в дальнейшем. Но развития на данном этапе в пределах платформ структурных единиц, подобных метаморфическим складчатым поясам предыдущего этапа, по-видимому, не происходило. И если подобные структурные единицы в соответствующую эпоху (в среднем докембрии) существовали и развивались, то их развитие должно было протекать вне платформенных блоков земной коры.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОКРОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ И ОТВЕЧАЮЩИХ ИМ СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ

Как отмечалось, типичные образования чехла платформ начали формироваться лишь в самом конце докембрия. Примером подобных образований могут служить слои волынской и валдайской серий, с которых начинаются типичные образования чехла Восточно-Европейской платформы. Слои данных серий вместе с налегающими на них слоями фанерозоя образуют широко распространенный маломощный практически горизонтально лежащий покров, который трансгрессивно перекрывает все более древние комплексы докембрия, в том числе и выполняющие грабенообразные прогибы толщи слоев рифея (см. рис. 131).

Образованию типичных слоев чехла предшествовало формирование разнообразных покровных платформенных s.l) комплексов более или менее специфического — «переходного» (к геосинклинальным) — характера. В отличие от типично платформенных (плитных) образований (типичных образований чехла) эти более древние покровные комплексы мы будем называть субплатформенными, рассматривая их как образования субчехла платформ.

Формирование субплатформенных покровных комплексов относится к собственно переходному периоду (переходному s. str.) и к доплитной стадии платформенного этапа, отвечая, следовательно, переходному периоду в широком смысле (s. l). Еще более древние покровные образования, формировавшиеся на протоплатформенной стадии, могут быть названы соответственно протоплатформенными. Они распространены ограниченно и в еще большей степени, чем субплатформенные, отклоняются от типичных образований чехла.

Среди покровных образований можно различать, таким образом, в порядке их древности: протоплатформенные, субплатформенные и собственно платформенные. С различными этапами и стадиями развития платформенных блоков они связаны следующим образом:

Этапы и стадии развития платформы			Покровные комплексы
Платформенный этап	плитная стадия		собственно платформенные (типичные образования чехла)
Переходный период s. str.	доплитная стадия	переходный период s. l.	субплатформенные
Доплатформенный этап	протоплатформенная стадия		протоплатформенные
	стадия развития гранит-зеленокаменных областей начальная стадия		неизвестны

Протоплатформенные комплексы и отвечающие им структурные единицы

К числу протоплатформенных должны быть отнесены: витватерсранд-трансваальский комплекс Родезийско-Трансваальского щита, гуронский комплекс юго-восточного блока Канадского щита, налладжайнский комплекс одноименной впадины Западно-Австралийского щита и, возможно, некоторые другие образования, которых мы в предыдущем изложении не касались.

В отношении гуронского и налладжайнского комплексов мы ограничимся лишь одним дополнительным замечанием, касающимся в основном второго из них. Асимметричное строение впадины Налладжайн (см. рис. 112) напоминает таковое авлакогеосинклинальных прогибов Анимикского пояса Канадского щита (Лабрадорского и др.). Возможно потому, что в развитии впадины Налладжайн в несколько своеобразном виде проявилось влияние тех же причин, которые определили развитие авлакогеосинклинальных структур в целом. Не исключено, что к подобному типу может относиться и Гуронская впадина (?), строение южной, наиболее погруженной (?) части которой остается неизвестным.

Значительный интерес представляет древнейший из известных протоплатформенных комплексов — витватерсранд-трансваальский, сравнение которого с некоторыми другими протоплатформенными и геосинклинальными комплексами может, по-видимому, пролить свет на взаимосвязь ранних протоплатформенных и ранних геосинклинальных структур.

Суперкрустальное и интракрустальное (бушвельдский интрузивный комплекс) выполнение Витватерсранд-Трансваальской впадины нами уже подробно рассматривалось и к его характеристике мы возвращаться не будем. Следует отметить лишь некоторые общие моменты, имеющие значение для понимания происхождения впадин подобного типа. Время формирования древнейших — витватерсрандских слоев, выполняющих данную впадину (2600—2700 млн. лет), близко, возможно даже соответствует времени формирования наиболее молодых членов разреза зеленокаменных синклинориев Родезийско-Трансваальского щита — шамвайской серии синклинориев Родезийского блока и серии Модис Барбертонского синклинория Трансваальского блока. Отложения этих серий (витватерсрандской, шамвайской, Модис) сходны по своему вещественному составу. Это наталкивает на мысль, что начало развития Витватерсранд-Трансваальской впадины может отвечать заключительной стадии развития зеленокаменных синклинориев Родезийско-Трансваальского щита. Отсюда возникает вопрос: не погребен ли под Витватерсранд-Трансваальской впадиной зеленокаменный синклинорий типа, например, Барбертонского синклинория?

Строение фундамента Витватерсранд-Трансваальской впадины неизвестно, поскольку на всей площади впадины он закрыт чехлом более молодых отложений. Поэтому изучение данной впадины само по себе на поставленный выше вопрос ответа не дает. Но некоторые сравнительные данные определенный свет на него проливают. В этом отношении большой интерес представляют данные по строению и истории формирования Удоканской протоплатформенной впадины, расположенной в западной части Алданского щита (см. рис. 141).

Удоканская впадина (рис. 150) по размерам и очертаниям очень напоминает Барбертонский синклинорий (см. рис. 93). Она выполнена мощной (до 15—20 км общей мощности) толщей терригенных образований, преимущественно алевролитового состава, умеренно складчатых и метаморфизованных. Толща этих слоев, получившая название удоканской серии, заключает скопления окисленных медных руд крупного промышленного значения, с чем и связана относи-

тельно хорошая геологическая изученность соответствующего региона. Слои удоканской серии интрудированы крупным пластообразным телом гранитоидов, представляющим типичный лополит (Кодаро-Кеменский), напоминающий по своей форме Бушвельдский лополит, интрудирующий слои, выполняющие Витватерсранд-Трансваальскую впадину (см. рис. 97).

По радиометрическим данным, формирование слоев удоканской серии охватывает период от 2000 до 2500 млн. лет. Внедрение Кодаро-Кеменского лополита датируется примерно 2000 млн. лет.

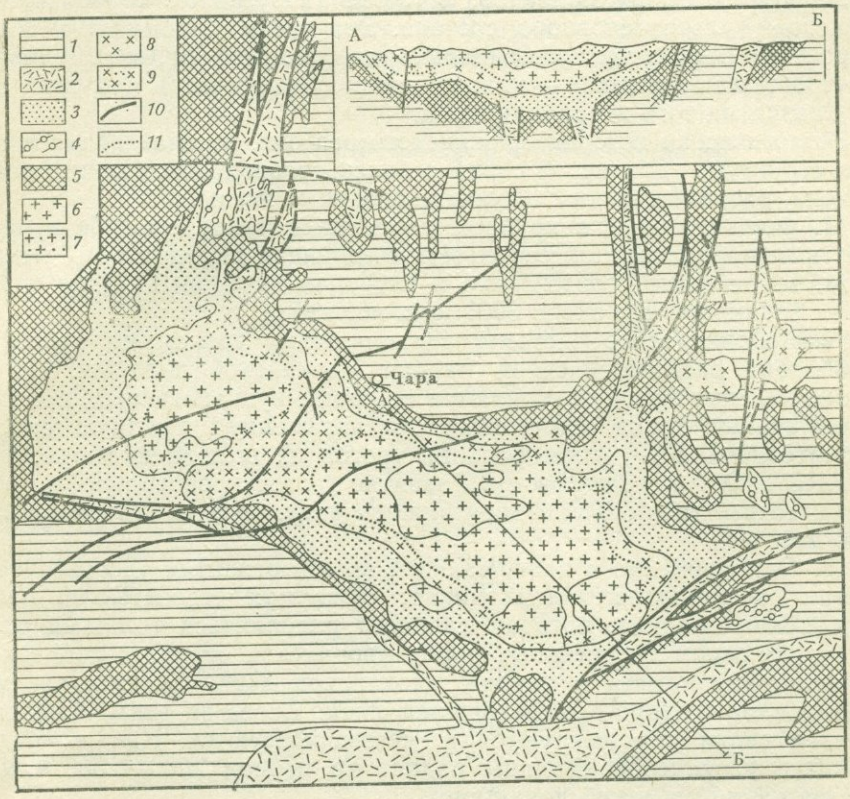


Рис. 150. Геологическая схема района Удоканской впадины. По Лейтесу и Федоровскому, 1972; схематизировано:

1 — нижний докембрий (архей); *2* — «троговый комплекс» нижнего-среднего докембрия; *3* — удоканский комплекс (средний докембрий); *4* — чарнокиты архея; *5* — гранито-гнейсы нижнего-среднего докембрия; *6—9* — среднекембрийские гранитоиды: *6—7* — главной интрузивной фазы: *6* — вскрытые на поверхности, *7* — под толщами удоканского комплекса, *8—9* — краевой фации: *8* — вскрытые на поверхности, *9* — под толщами удоканского комплекса; *10* — разломы; *11* — граница различных фаций Кодаро-Кеменского лополита

Слои удоканской серии трансгрессивно и несогласно налегают на интенсивно складчатые и глубоко метаморфизованные толщи архея, основная часть которых выделяется в данном районе Алданского щита в чарскую серию, достигающую 9—12 км мощности и сложенную различными гнейсами, преимущественно биотитовыми. В основании серии развиты глиноземистые гнейсы и кварциты мощностью до 2,5 км. Радиометрический возраст пород чарской серии превышает 3000 млн. лет. Чарская серия, как и преобладающая часть других толщ архея Алданского щита, представляет собой метаморфизованные суперкру-

стальные образования (преимущественно терригенные), накопившиеся в обширном прогибе, испытавшем впоследствии (около 3000 млн. лет назад) складчатость и метаморфизм. По общему характеру они близки к образованиям Мозамбикского, Беломорского и других метаморфических складчатых поясов.

Формированию Удоканской впадины предшествовало возникновение системы как бы отходящих от нее узких пальцеобразных трогов, открывающихся и расширяющихся в сторону впадины, на месте которой они, вероятно, сливались. Троги выполнены комплексом метаморфизованных терригенных и основных вулканогенных пород, в составе которого присутствуют толщи джеспилитов, а также интрузивные образования основного и ультраосновного состава. Эти троги напоминают боковые «отростки» Барбертонского синклинория (см. рис. 93), а выполняющий их «троговый комплекс» — нижние серии (Онвервахт и Фиг-три) системы Свазиленд того же синклинория.

Геологическая история Удоканского региона, запечатленная в составе и структуре удоканской серии и более древних образований данного региона, распадается на следующие основные этапы.

1. Формирование в крупном геосинклинальном прогибе суперкрустальных пород чарской серии, ее последующая складчатость, метаморфизм, затем общее воздымание и глубокая денудация. Цикл этих событий заканчивается около 3000 млн. лет назад.

2. Возникновение системы ограниченных разломами трогов, веерообразно расходящихся из района Удоканской впадины. По мере их оформления троги заполняются толщами вулканогенных, осадочных и интрузивных пород обычного для зеленокаменных прогибов типа. В заключительную фазу формирования трогов их выполнение подвергается складчатости и метаморфизму. Развитие трогов происходило, по радиометрическим данным, в позднем нижнем докембрии, в интервале 2500—3000 млн. лет.

3. Одновременно с завершающей фазой развития трогов в районе центра их расположения возникает обширная относительно плоская Удоканская впадина, которая начинает заполняться толщами осадочных, в основном терригенных пород удоканской серии. В конце периода этого заполнения в породы удоканской серии внедряются массы гранитоидов Кодаро-Кеменского лополита. Вслед за этим породы удоканской серии деформируются и метаморфизуются. Как отмечалось, развитие удоканской впадины падает на период 2000—2500 млн. лет. т. е. на ранний средний докембрий.

Таким образом, в нижнем-среднем докембрии Удоканский регион прошел стадию развития метаморфического пояса, затем стадию развития зеленокаменных прогибов (трогов) и, наконец, стадию развития протоплатформенной впадины.

Сходство развития Удоканского региона с развитием зеленокаменных прогибов барбертонского типа, с одной стороны, и с развитием протоплатформенных впадин типа Витватерсранд-Трансваальской впадины — с другой, очевидно и неоднократно подчеркивалось многими исследователями. Своеобразие Удоканского региона заключается в том, что соответствующие стадии развития (троговая и протоплатформенная) проявлялись в его пределах с умеренной полнотой и именно поэтому, вероятно, не затемняют и не подавляют друг друга.

В Удоканском регионе четко и однозначно устанавливается наложенный характер зеленокаменных прогибов (трогов) на более древний «комплекс основания», который образуют здесь гнейсы чарского (?) метаморфического пояса. Не менее четко и однозначно в Удоканском регионе устанавливается предопределенность и преемственность развития протоплатформенной впадины (Удоканской) по отношению к предшествовавшему развитию зеленокаменных прогибов. В разных случаях

эта преемственность выражена с различной степенью полноты. Так, в развитии Барбертонского синклинория, как и зеленокаменных синклинориев Родезийского блока, этапу формирования удоканской серии отвечает формирование верхних серий (Модис и шамвайской) соответствующих зеленокаменных комплексов. Но формирование этих серий настолько тесно связано здесь с более ранним этапом развития зеленокаменных прогибов, что оно от них не отделяется и рассматривается как завершающая стадия развития последних. В случае Витватерсранд-Трансваальской впадины, если ее заложение было связано с какими-либо зеленокаменными прогибами, следы последних оказались полностью замаскированными широким развитием мощного чехла протоплатформенных образований самой впадины. Удоканский же регион занимает в данном отношении промежуточное положение.

Субплатформенные комплексы и отвечающие им структурные единицы

По своему общему характеру субплатформенные комплексы и отвечающие им структуры достаточно разнообразны. Среди них могут быть выделены комплексы ряда различных типов, не всегда вполне четко различимых, но, по-видимому, реально существующих и отражающих специфику формирования каждого из них. Намечается возможность выделения не менее четырех типов данных образований.

Образования первого типа, наиболее приближающиеся к типичным образованиям чехла, связаны с крупными изометричными блюдце- или чашеобразными депрессиями фундамента платформ, получивших название амфиклиз (см. с. 180). Среди докембрийских структур данного типа выделяются две разновидности, которым отвечают соответственно два подтипа субплатформенных образований.

Образования одного из этих подтипов развиты в пределах Западно-Африканской платформы и северного блока Восточно-Африканской платформы, где они выполняют обширные плоские блюдцеобразные депрессии — амфиклизы Таудени и Конго. Данные образования сформировались во вторую половину верхнего докембрия и начало их накопления отделено от «платформообразующей» (эбурнейской) складчатости геологически не документированным промежутком времени в 1000 млн. лет. Развитие амфиклиз Таудени и Конго в докембрии не заканчивается; оно продолжается в фанерозое, возможно в амфиклизе Конго, вплоть до наших дней. Заслуживает внимания, что покровные комплексы обеих рассматриваемых амфиклиз у западного их края непрерывно переходят в складчатые комплексы Мавританид (Таудени) и Западных Конголид (Конго).

К образованиям второго подтипа могут быть отнесены мощные осадочно-вулканогенные толщи, выполняющие небольшие, но глубокие чашеобразные впадины (амфиклизы) Кимберли и Стерт на северо-западе Австралийской платформы и подобную же впадину Виктория на северо-западе Северо-Американской платформы. Суперкрустальные комплексы верхнего, отчасти среднего (карпентарий впадины Кимберли) докембрия названных впадин характеризуются значительной мощностью (до 5000—6000 м и более в отдельных впадинах), преимущественно терригенным составом и присутствием многочисленных покровов основных лав и сопровождающих их пластовых интрузий — силлов, также основного состава.

Магматические образования (покровы, силлы, дайки) подобного — основного — состава (базальты, долериты, габбро и др.), подчиненные горизонтально лежащим платформенным слоям фанерозоя, получили

название траппов (шведск. trapp — ступень, лестница) благодаря характерной для них ступенчатой отдельности. «Ступенчатость» траповых комплексов проявляется также в том, что при горизонтальном залегании слоев присутствие среди относительно мягких осадочных пород плотных слоев траппа вызывает образование ступенчатых форм рельефа.

Наличие в составе суперкрустальных комплексов рассматриваемого типа значительных масс основного вулканического материала указывает, очевидно, что погружение впадин, в которых они накапливались, сопровождалось образованием вдоль их краев глубоких расколов, проникавших вплоть до базальтового слоя земной коры. На поверхности эти расколы отражаются в виде крупных флексурообразных перегибов слоев, наблюдающихся в бортах впадин.

Второй тип субплатформенных комплексов связан с линейно вытянутыми грабенообразными прогибами, развитыми в пределах центральной части Восточно-Европейской платформы. Несмотря на то что прогибы данного типа на значительной части своего протяжения ограничиваются, по-видимому, разломами, магматический материал в составе выполняющих их комплексов верхнего докембрия (рифея) отсутствует и слои последних не образуют заметных бортовых флексур, подобных тем, которые наблюдаются в бортах впадин предыдущего типа. Это связано, вероятно, с тем, что разломы не проникали в данном случае на большую глубину и, затухая вниз, постоянно достигали в то же время земной поверхности. Ни на одной другой платформе, кроме Восточно-Европейской, образования подобного типа пока не установлены.

Третий тип рассматриваемых образований совмещает отдельные черты предыдущих двух типов: присутствие в составе мощных толщ основных вулканических и интрузивных (силлы, дайки) пород, с одной стороны, и линейный грабенообразный характер соответствующих депрессий — с другой. Оба эти признака выражены в рассматриваемом типе весьма резко.

К данному типу относятся вулканогенно-осадочные толщи поздневерхнедокембрийских серий Кивино и Силл-лейк Канадского щита (см. рис. 59), которые выполняют узкие сжатые синклинали, возникшие вдоль северо-западной границы Гренвильского блока щита. Значительное сходство с данными образованиями обнаруживают более древние — поздне-среднекембрийские (карельские) комплексы, выполняющие Печенгскую мульду и грабен-синклинорий Имандра-Варзуга-Сосновка — шовные депрессии, вытянутые вдоль южного края Кольского массива Балтийского щита (см. рис. 77). Эти депрессии по степени деформации и метаморфизма приближаются к образованиям геосинклинального типа и именно того, в качестве типичных представителей которого рассматриваются зеленокаменные «пояса» нижнего докембрия.

Четвертый тип субплатформенных образований, наиболее обширный и разнообразный, охватывает все те комплексы слоев и отвечающих им депрессий, которые в общем широком смысле называют орогенными (см. с. 313). К их числу помимо орогенных образований северо-восточной Евразии должны быть отнесены многие толщи слоев верхнего докембрия и позднего среднего докембрия африканских платформ. Среди них следует назвать нигритий и серию Варзазат Сахарского складчатого пояса, а также серии Кунделунгу, Бушимае, Букоба и другие, формировавшиеся к северо-западу и юго-востоку от складчатой системы Кибарид в пределах Восточно-Африканской платформы. К образованиям этого же типа относится, по-видимому, ряд комплексов среднего-верхнего докембрия (карпентария и аделаидия)

Австралийской платформы, выполняющих различные по величине впадины в ее северной части (Мак-Артур, Саут-Никольсон и др.).

Все упомянутые выше (орогенные) комплексы слоев отличаются значительной мощностью. В составе многих из них существенную, иногда даже преобладающую роль играют вулканические породы. Последние в отличие от вулканитов, входящих в состав комплексов предыдущих типов, характеризуются кислым, отчасти средним составом (дациты, риолиты, андезиты).

Орогенные комплексы всегда дислоцированы, причем их складчатость может быть в отдельных случаях достаточно напряженной, приближающейся к геосинклинальной. Непосредственно к ним примыкают уже геосинклинальные комплексы, такие, как аделаидская «система» одноименной складчатой области Южной Австралии, комплекс Эджиконди складчатой области Пайн-Крик северной Австралии, а также комплекс Кунделунгу одноименной (внутриплатформенной) складчатой области Восточно-Африканской платформы.

Орогенные образования обязаны своим возникновением поднятию и денудации сформировавшихся перед их накоплением и продолжающих формироваться одновременно с последним горно-складчатых сооружений — Ангарид, Сахарского пояса, Кибарид, складчатых сооружений, возникших в конце налладжайнской и затем карпентарской эпох в северной и восточной Австралии. Эти образования накапливались как в окраинных, примыкавших к воздымающимся горно-складчатым сооружениям зонах платформ, так и в окраинных и внутренних областях самих горно-складчатых сооружений.

К образованиям расматриваемого типа могут быть отнесены, наконец, некоторые комплексы, залегающие в основании геосинклинальных серий ряда геосинклинальных областей. Подобные образования отмечались в предыдущем изложении в основании надсерии Каниаписко Лабрадорского трога (свита Шаконипо); в основании геосинклинальных комплексов пояса Коронейшен на северо-западе Канадского щита; в основании геосинклинального комплекса Южно-Верхоянского прогиба, где образования подобного типа выполняют Билякчанский и Улканский грабены (см. рис. 139). Во всех этих случаях орогенные впадины перерастают в ходе своего развития в геосинклинальные прогибы.

Несколько особый характер в ряду субплатформенных образований имеет верхний докембрий впадины Амадеус в Центральной Австралии, в развитии которой проявляются черты, свойственные различным типам субплатформенных комплексов. Интересно развитие во впадине Амадеус сложных форм гравитационной складчатости, сходной с аналогичной складчатостью слоев Нама Юго-Западной Африки.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

Позднедокембрийское оледенение материков

Одной из наиболее характерных особенностей отложений конца докембрия в северо-восточной Евразии, как мы видели, является присутствие в их составе мощных широко распространенных толщ диамиктитов. Их распространение весьма закономерно и достаточно своеобразно. Они приурочены в основном к Улутау-Синийскому поясу и кулисообразно подставляющей его на северо-западе Урало-Тиманской области. Диамиктиты широко распространены в верхнем синии Южно-Китайской платформы (см. рис. 138), развиты дальше к западу у северной окраины Таримской платформы, во многих районах Северного Тянь-

Шаня, в Улутау и, наконец, в составе криволукской серии на Урале и южном Тимане (Полюдов кряж). На северо-западном конце этой относительно узкой полосы, как и на юго-восточном, диамиктиты получают площадное распространение — в пределах Русской плиты (волынская серия) и Балтийского щита (спарагмитовый комплекс). По-видимому, в пределах этого протяженного S-образно изгибающегося пояса накопление диамиктитов происходило не совсем одновременно. Но несомненно, что оно было сосредоточено в относительно узком (порядка 100—200 млн. лет) интервале геологического времени. Вне пояса, о ко-

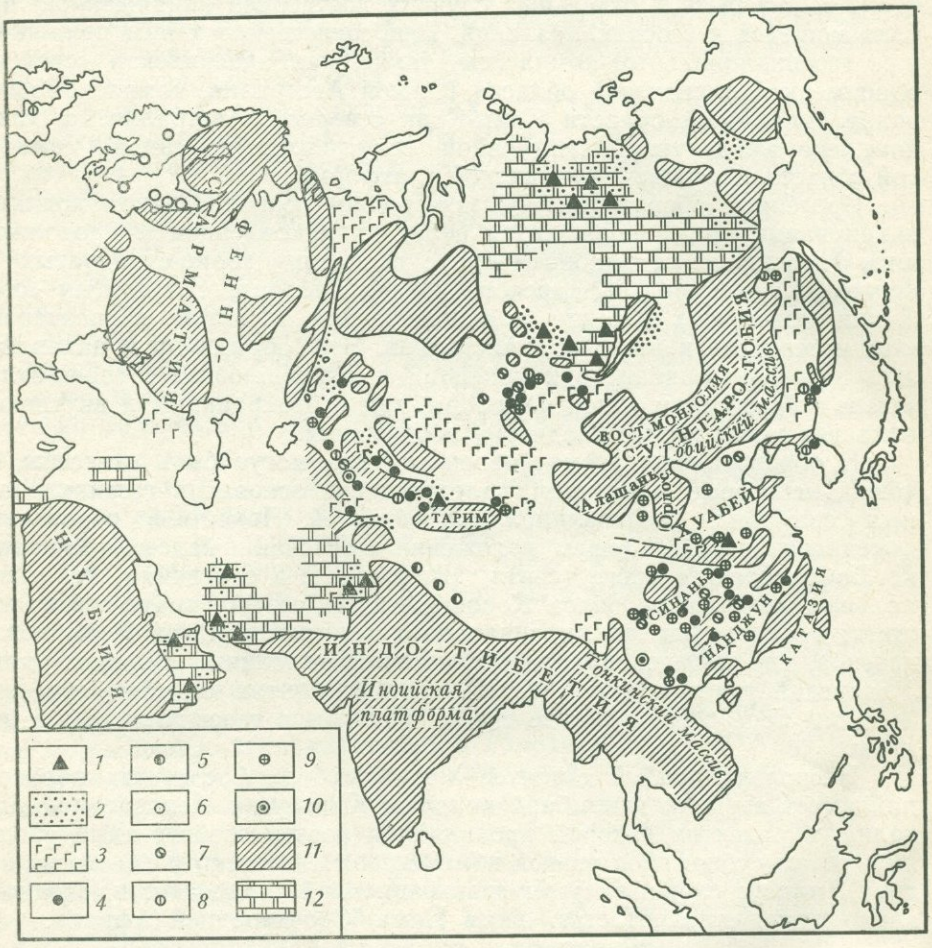


Рис. 151. Распределение осадочных руд в бассейнах Евразии в эпоху конца докембрия — начала кембрия. По Холодову, 1970:

1 — соли, гипсы, гипсоносные мергели; *2* — красноцветные отложения; *3* — районы вулканической деятельности; *4* — ванадиеносные углистые сланцы; *5* — черные кремнисто-глинистые сланцы; *6* — черные квасцовые сланцы нижнего кембрия; *7* — месторождения и рудопроявления марганца; *8* — месторождения и рудопроявления железистых руд; *9* — рудопроявления фосфоритов; *10* — фосфоритоносные бассейны; *11* — древние континенты и острова; *12* — доломитовые осадки

тором идет речь, диамиктиты отмечаются в пределах Евразии значительно реже, имеют узко местное распространение и несколько более древний возраст.

Еще более примечательной особенностью Улутау-Синийского пояса является тесная ассоциация в его пределах толщ диамиктитов с тонкослоистыми углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами.

К этому поясу приурочены также многочисленные местонахождения фосфоритов: некоторые из них имеют крупное промышленное значение (рис. 151).

Большинство исследователей приписывают рассматриваемым диамиктитам ледниковое или ледниково-морское происхождение. Четко выраженное на большом протяжении линейное распространение данных ледниковых (?) образований можно понять, лишь допустив существование в эпоху их накопления столь же протяженного горного пояса, охваченного на многих участках оледенением. По протяженности и высоте (?) этот горный пояс сопоставим с современным Кордильерским поясом.

Как уже отмечалось, ассоциация ледниковых образований (диамиктитов) и морских (?) глинистых осадков может быть объяснена ледниково-морским происхождением первых из них. Значительно труднее понять причину специфического характера ассоциирующихся с диамиктитами глинистых осадков — их тонкую слоистость, обогащенность углистым веществом, ванадиеносность. Одним из специфических признаков данных отложений является и их фосфоритоносность. Хотя пластовые фосфориты залегают в слоях, не заключающих диамиктитов (несколько более молодых), их пространственная связь с ледниковыми и глинистыми ванадиеносными отложениями указывает, по-видимому, на общность причин накопления всех этих своеобразных осадков.

Заслуживает внимания присутствие в слоях того же возраста пластовых фосфоритов, отчасти и ванадиеносных сланцев также в пределах примыкающей с юга к Сибирской платформе Байкало-Салаирской складчатой области (см. рис. 151). Это указывает, по-видимому, на существование в центре Евразии в переходную от докембрия к кембрию эпоху единого обширного морского (?) или, возможно, внутриконтинентального озерного бассейна со своеобразными условиями осадконакопления, специфика которых ждет еще своего объяснения.

Существование единого протяженного горного пояса, о котором выше шла речь, и ограниченного им с юга и запада своеобразного по режиму бассейна свидетельствует о том, что отдельные элементы северо-восточной Евразии с конца докембрийского времени не изменили заметным образом своего взаиморасположения и не испытали заметных относительных горизонтальных перемещений.

Северо-восточная Евразия является не единственной областью развития в конце верхнего докембрия ледниковых (?) образований. Толщи ледниковых (?) диамиктитов (тиллитов ?) широко распространены также в верхнем докембрии Африки, Австралии и ряде других районов мира (рис. 152). В Южной Австралии, как и в Улутау-Синийском поясе, тиллиты ассоциируются (см. с. 255) с тонкослоистыми глинистыми породами типа ленточных глин, нередко углистыми и обогащенными пиритом.

Степень синхронности всех этих ледниковых (?) образований остается неясной. Но даже при допущении их некоторой разновозрастности время их формирования должно было ограничиваться, по-видимому, сравнительно небольшим интервалом — порядка нескольких сотен миллионов лет.

Вполне возможно, что некоторые толщи позднедокембрийских диамиктитов имеют не ледниковое происхождение, а представляют собой обвально-осыпные накопления. Неледниковое происхождение приписывается многими исследователями, например, значительной части или даже всем толщам диамиктитов, развитым в пределах Западно-Африканской платформы (амфиклиза Таудени, впадина Вольта) и северной части Восточно-Африканской платформы (амфиклиза Конго, Западные Конголиды). Но и с учетом подобной возможности отчетли-

во выявляется развитие в верхнем докембрии значительного оледенения во многих районах мира. Характерно, что следы этого оледенения не приурочиваются к какой-либо определенной области (или к двум областям), которую (или которые) можно было бы рассматривать в качестве циркумполярной (или циркумполярных). Скорее районы развития диамиктитов имеют поясное расположение (см. рис. 152), наиболее отчетливо выраженное в Урало — Улутау-Синийском поясе.

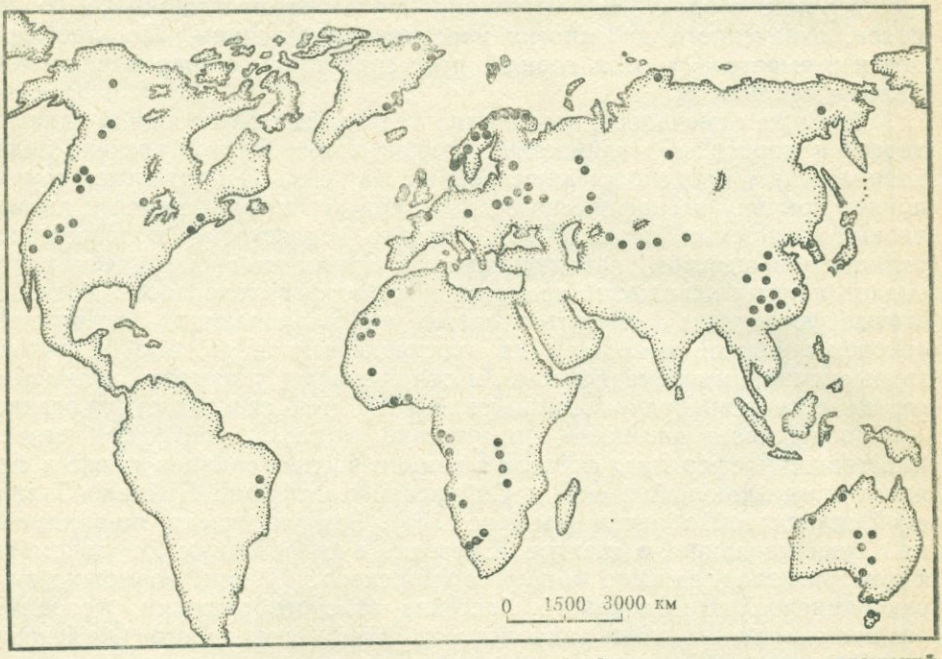


Рис. 152. Схема распространения позднедокембрийских ледниковых отложений (тиллитов). По Салопу, 1973

Подобное расположение районов оледенений может быть объяснено, по-видимому, тем, что оледенением были охвачены лишь высокогорные области, у подножия которых ледниковые образования и накапливались. А это, в свою очередь, наталкивает на мысль, что развитие оледенения могло быть связано не с общим похолоданием климата планеты, а с возникновением на многих участках ее поверхности высокогорного рельефа. Климат планеты мог оставаться при этом равномерным и умеренным.

Становление «кислородной» атмосферы Земли и проблема образования джеспилитов

В геологической летописи Земли указания на состав и характер изменений докембрийской гидросферы и атмосферы весьма скудны. Представления об этом составе и его эволюции строятся в основном исходя их общих теоретических соображений. Исключительный интерес вызывают в связи с этим данные, указывающие на отсутствие (или на очень малое количество) в первой половине докембрия в атмосфере Земли свободного кислорода и на смену в середине докембрия этой «бескислородной» атмосферы на «кислородную» атмосферу современного типа в результате жизнедеятельности выделяющих кислород хлорофиллоносных растений.

Как отмечалось (см. с. 128), на бескислородную или слабокислородную атмосферу указывает присутствие неокисленных обломочных

зерен уранинита и пирита в песчано-конгломератовых толщах нижнего гурона Канадского щита и витватерсрандского комплекса Родезийско-Трансваальского щита. На это же указывает отсутствие среди континентальных отложений раннего протерозоя красноцветных пород и наличие среди тех же отложений (в основании гурона) коры выветривания с «ненормальным» профилем, в верхней части которого не происходит обогащения железом и закисное железо преобладает над окисным. Поскольку все эти признаки в более молодых толщах докембрия не отмечаются, естественно, возникает мысль об имевших место в среднем докембрии изменениях в составе атмосферы — ее обогащении свободным кислородом в основном органогенного происхождения.

С проблемой становления «кислородной» атмосферы тесно связана проблема условий образования джеспилитов — наиболее характерных и важных в экономическом отношении осадочных образований среднего докембрия. Джеспилиты (железистые кварциты, железистые роговики) — тонкослоистые железисто-кремневые породы, в которых тонкие (от долей миллиметра до нескольких миллиметров) железистые прослойки (обычно магнетита или гематита) чередуются со столь же тонкими слоечками тонкозернистого кварцита, — известны местами в отложениях конца нижнего докембрия (архея), но широкое распространение они получают лишь в среднем докембрии — в слоях анимики Канадского щита, криворожской серии Украинского щита, трансваальского комплекса Южной Африки, налладжайнской «системы» Австралии и многих других толщах среднего докембрия. В верхнем докембрии джеспилиты становятся редкими и вскоре, по-видимому, их образование прекращается.

Образование джеспилитов приурочено, таким образом, к определенному периоду жизни Земли, отвечающему в основном среднему докембрию (2500—1500 млн. лет). При этом максимальное развитие джеспилитов совпадает с предполагаемой, исходя из других данных, переломной эпохой в эволюции атмосферы — ее переходом от «бескислородного» к «кислородному» состоянию. Это совпадение вряд ли случайно и говорит, по-видимому, о том, что именно своеобразие литогенеза данной переходной эпохи определило возможность формирования таких специфических образований, как джеспилиты.

Джеспилитовые толщи привлекают внимание двумя особенностями. Во-первых, концентрацией в них огромных масс железа и, во-вторых, характерным для них чередованием железистых и кремнеземистых слойков. Особо следует подчеркнуть вторую из этих особенностей, обусловленную цикличностью процесса накопления джеспилитов, которая при попытках объяснения условий их образования нередко остается без внимания.

Железо — один из элементов, наиболее распространенных в земной коре, — входит в состав почти всех как магматических, так и осадочных горных пород. В земной коре железо существует в двух формах: окисной (Fe^{3+}), химически мало подвижной, и закисной (Fe^{2+}), химически более подвижной. В условиях современной земной поверхности под влиянием современной кислородной атмосферы железо, как правило, переходит в окисную форму. Поэтому оно оказывается в этих условиях мало подвижным и концентрируется или как остаточный продукт выветривания, или в непосредственной близости от источника его поступления, например в местах выходов железистых источников или железистых вулканических эманаций. В морские бассейны железо в очень небольшом количестве поступает в основном в виде тонкой быстро осаждающейся в море механической взвеси.

Джеспилитовые толщи формировались в краевых частях морских бассейнов, в обстановке, когда в условиях современной кислородной

атмосферы значительная концентрация железа «обычным» путем была бы невозможна. При актуалистической трактовке состава атмосферы это заставляет искать «особые» источники железа джеспилитовых толщ. В качестве таковых принимаются обычно или подводная вулканическая и фумарольная деятельность в районе накопления джеспилитов, или образование в условиях тропического климата мощных железистых кор выветривания основных и ультраосновных магматических пород, слагающих берега джеспилитовых бассейнов, и вынос железа в эти бассейны поверхностными и подземными водами. Поскольку образование джеспилитов связано с определенной эпохой жизни Земли, и в том, и в другом случае предполагается, что эта эпоха выделялась исключительно сильной магматической деятельностью, что, однако, не соответствует историко-геологическим данным. Как мы видели, средний докембрий, наоборот, был относительно спокойным периодом жизни Земли. Не подтверждается историко-геологическими данными и связь образования джеспилитовых толщ с тропическим климатом, поскольку некоторые из них ассоциируются со слоями ледникового происхождения. В последнее время появилась, наконец, гипотеза космического источника железа джеспилитовых толщ — выпадения на поверхность земли космической железистой пыли, через скопление которой Земля прошла, по этой гипотезе, в середине докембрия.

Значительно проще и естественнее вопрос об источнике джеспилитовых толщ решается в свете данных о бескислородной атмосфере Земли в первой половине докембрия. В условиях бескислородной атмосферы железо должно было находиться на поверности Земли в закисной химически подвижной форме. Миграция и насыщение им морских вод могли осуществляться свободно, и ко времени накопления основной массы джеспилитов его содержание в морской воде могло быть вполне достаточным для образования сосредоточенного в джеспилитах железа. Тем самым проблема «особого» источника железа джеспилитовых толщ снимается — этим источником в условиях бескислородной атмосферы явились сами морские воды, в которых к началу эпохи массового образования джеспилитов накопились достаточные запасы растворенного в них железа.

Труднее поддается объяснению вторая особенность джеспилитов — частое правильное чередование в их составе кремнистых и железистых прослойков. Железо джеспилитов осаждалось химически или биохимически. Химическим осадком считаются и кремнеземистые (в настоящее время в результате метаморфизма — кварцевые) прослойки джеспилитовых толщ, так как обломочные структуры встречаются в них очень редко. Почему же кремнезем и железо в джеспилитах оказываются тесно связанными и почему, несмотря на это, их осаждение шло всегда раздельно?

На первый из этих вопросов определенного ответа не дается. Допускается, что в эпоху формирования джеспилитов миграционная способность кремнезема и миграционная способность железа были близкими, что и определяло их совместную миграцию и выпадение из раствора. Причина же раздельного, попеременного осаждения железа и кремнезема объясняется двояким образом: химически или биохимически.

Химическая гипотеза опирается на экспериментальные данные и на представление о внешних, по отношению к джеспилитовым бассейнам, источникам—подводновулканогенных или материковых—железа и кремнезема. Она не учитывает возможности существования в эпоху образования джеспилитов бескислородной атмосферы и соответственно возможности насыщения морских вод железом. Экспериментально было показано, что в железисто-кремнеземистых растворах опреде-

ленного типа осаждение железа происходит много быстрее, чем кремнезема. Поэтому если в таких растворах в силу той или иной причины, например под воздействием на речные воды соленых морских вод, начинается осаждение железа и кремнезема, то сначала быстро образуется слой железистого осадка, а затем в течение длительного времени — слой кремнеземистого осадка. Таким образом возникает пара слойков, составляющих элементарный цикл джеспилитовых толщ. Повторение этого процесса приведет к образованию новой пары слойков (нового цикла) и т. д. Данная гипотеза предполагает, следовательно, что образование джеспилитовых толщ происходило в результате многократно повторяющегося кратковременного поступления в морской бассейн железисто-кремнистого раствора материкового (речного) или вулканогенного происхождения, из которого затем в течение некоторого периода покоя осаждался сначала железистый, а затем кремнеземистый осадок.

Химическая гипотеза попеременного осаждения кремнеземистых и железистых слойков джеспилитовых толщ принимается многими геологами. Однако независимо от ее несогласованности с данными по составу раннепротерозойской атмосферы Земли, ее основная предпосылка — возможность длительного пульсирующего поступления в морской бассейн железисто-кремнеземистых вод — весьма сомнительна.

Трудности, возникающие перед химической гипотезой, успешно преодолеваются гипотезой периодического биохимического осаждения железа. По данной, наиболее вероятной гипотезе, образование железистых слойков джеспилитовых толщ связано с жизнедеятельностью синезеленых водорослей, а периодичность их осаждения — с циклами вегетативного развития последних. Необходимым условием развития этого биохимического процесса является наличие бескислородной или слабокислородной атмосферы и соответственно достаточная железистость морских вод, в которых железо находится в закисной форме. Схема периодического осаждения железа рисуется при этом следующим образом.

На определенной стадии цикла вегетативного развития (годового?, многолетнего?), синезеленых водорослей, подобной стадии цветения современных водных растений, их биомасса резко возрастала, в связи с чем резко возрастало и количество выделяемого ими кислорода. В результате этого растворенные в воде закисные соединения железа переводились в труднорастворимые окисные соединения и выпадали из раствора. В периоды между стадиями «цветения» количество выделяющегося кислорода было недостаточно для развития окислительного процесса, железо не осаждалось, а формировался «обычный» для данного бассейна кремнеземистый прослой. Последний, как отмечалось, считается химическим осадком, но возможно, что первоначально это был кварцевый песок, обломочная природа которого завуалирована последующим метаморфизмом. При подобном допущении проблема связи железистых и кремнеземистых составляющих джеспилитовых толщ получила бы наиболее простое объяснение.

Биохимическое осаждение железа джеспилитовых толщ, так же как и химическое, должно было происходить в полуизолированных прибрежных участках морских бассейнов. В открытом море оно неизбежно бы нарушалось и «разбавлялось» свободным влиянием окружающих морских вод, не затронутых воздействием жизнедеятельности синезеленых водорослей.

В отличие от химического биохимическое осаждение железа не требует поступления железистых (или железисто-кремнеземистых) вод с суши и могло осуществляться за счет железа, накопившегося в морских водах к началу эпохи его извлечения из этих вод окисляющим

воздействием синезеленых водорослей. Жизнедеятельность последних в эпоху становления кислородной атмосферы Земли явилась, возможно, своеобразным очистителем морских вод от накопившихся в них «запасов» железа. С завершением этого «очищения» и одновременным обогащением атмосферы и морских вод кислородом процесс образования джеспилитов естественно прекратился.

Таким образом, формирование железорудных джеспилитовых толщ отражает, по всей видимости, весьма важный период геологической жизни Земли — становления ее современной атмосферы и, возможно, также ее современной, очищенной от «запасов» железа гидросферы. Особенности этого периода определились в значительной мере развитием древнейшей водной растительности Земли.

Джеспилиты, в циклическом строении которых нашли отражение циклы вегетативного развития синезеленых водорослей, начинают ряд аналогичных (?), но уже не железисто-кремнеземистых, а углеродисто-кремнеземистых или углеродисто-карбонатных тонкослоистых образований среднего-верхнего докембрия, формирование которых сопровождалось во многих случаях накоплением различных рудных компонентов, нередко промышленных масштабов. Примером таких образований являются рудоносные сланцы Маунт-Айза одноименного складчатого пояса Центральной Австралии (см. с. 249) и ванадиеносные сланцы Улутау-Синийского пояса северо-восточной Евразии (см. с. 290). По-видимому, специфические особенности этих рудоносных толщ также определяются в какой-то мере циклами вегетативного развития водной растительности. Поскольку наиболее четко вегетативные циклы проявляются в условиях сезонного климата, развитие рассматриваемых образований указывает, возможно, на климатическую обстановку их распространения. Их связь в некоторых случаях с ледниковыми (?) образованиями (Улутау-Синийский пояс) подтверждает как будто это заключение.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть первая

ОБЩИЕ ОСНОВЫ И МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Глава I. Геология и историческая геология в комплексе наук о Земле . . 3

Историко-геологическое направление исследования земной коры и Земли в целом 3
Земная кора 5
Земная кора в общей структуре Земли и проблема ее нижней границы 5
Вероятная модель строения и процесса формирования сиалического слоя земной коры 8
Стратисфера 9
Стратисфера как основной объект историко-геологического исследования 9
Основные черты современной структуры стратисферы 11
Основные этапы развития стратисферы 16
Геология и родственные ей науки о Земле 18
«Широкая» геология и ее исторические корни 18
Геология, геохимия, геофизика 23
Геология, палеонтология, палеогеография 25
Динамическое направление исследования в геологии 26

Глава II. Стратиграфия и геохронология 30

Стратиграфия 31
Элементарные и основные стратиграфические единицы 31
Фации и фациальная изменчивость 32
Региональные осадочные циклы 34
Основные критерии выделения геостратиграфических единиц . . 38
Органические остатки как критерий выделения геостратиграфических единиц 44
Геохронология 46
Абсолютная геохронология 47
Относительная геохронология 50

Глава III. Международная геохронологическая шкала 54

Начальный период оформления международной геохронологической шкалы 54
Расчленение нижнепалеозойского интервала геохронологической шкалы 61
Стратиграфическая классификация третичных (палеоген-неогеновых) отложений 63
Выделение девонской системы и ее подразделений 65
Выделение пермской и триасовой систем и расчленение на отделы юрской и меловой систем 68
Международная геохронологическая шкала и этапы развития органического мира 70
Международная геохронологическая шкала и геологические циклы . . 73

Глава IV. Методы историко-геологического исследования 77

Палеонтологические методы геологической синхронизации слоев . . . 77
Биозоны и тейльзоны 78
Методы геологической синхронизации слоев 80
Определение геологического возраста магматических образований . . 86
Общие методические предпосылки палеогеографического исследования . 88
Методы изучения движений земной коры 93
Некоторые вопросы изучения орогенических движений 93
Методы выявления эпейрогенических движений и некоторые способы выражения общей картины геологического развития отдельных регионов 94

Часть вторая

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЖИЗНИ ЗЕМЛИ

Глава V. Некоторые общие черты докембрийских образований 101

Докембрий (криптозой) и фанерозой 101
Хронологическое расчленение и характер распространения докембрийских образований 103
Некоторые особенности горных пород нижнего-среднего докембрия (протогея) 108
Органический мир докембрия 110

Глава VI. Докембрийские образования и докембрийская история Канадского щита. 115

Общая схема докембрийской структуры и основные структурно-возрастные комплексы докембрия Канадского щита 115
Нижний докембрий (архей) Канадского щита 119
Провинция оз. Верхнего 119
Провинция оз. Невольничьего 125
Средний и верхний докембрий юго-восточного блока Канадского щита
Гурон 125
Анимики 129
Кивино 136
Гренвилл 137
Средний и верхний докембрий северо-западного блока Канадского щита 138
Общий характер геологического развития Канадского щита в докембрии 145
Геосинклинальные пояса 145
Провинции и складчатые области Канадского щита 148
Основные этапы докембрийской истории Канадского щита . . . 150

Глава VII. Докембрийские образования и докембрийская история Балтийского и Украинского щитов Восточно-Европейской платформы . . . 153

Общие черты докембрийской структуры Балтийского щита и основные комплексы слагающих его докембрийских образований 153
Докембрий северо-восточной (Карельско-Кольской) области Балтийского щита 155
Комплекс основания Карельского и Кольского массивов 155
Складчатые комплексы Карельского массива и Северо-Карельской складчатой области 157
Складчатые комплексы Кольского массива 164
Беломорский комплекс 166
Покровные комплексы 167
Центральная (Свекофеннско-Готская) область Балтийского щита . . 167
Свекофеннский комплекс 167
Готский комплекс 170
Иотнийский комплекс 172
Юго-Восточная (Южно-Скандинавская) область Балтийского щита . . 172
Комплекс основания Восточного и Западного Южно-Скандинавских массивов 172
Комплекс Стура ле—Марстранд—Бамбле—Конгсберг (североморский) 172
Комплекс Телемарк 173
Готско-иотнийский комплекс 174
Общий характер геологического развития Балтийского щита в нижнем и среднем докембрии 175
Схема синхронизации докембрийских образований щита 175

Докембрийские геосинклинальные пояса и области Балтийского щита . 179
Основные этапы докембрийского развития Балтийского щита . . . 181
Украинский щит 182
Глава VIII. Докембрийские образования и докембрийская история Африканского материка 189
Общая схема докембрийской структуры Африки 189
Нижний докембрий Родезийско-Трансваальского щита 193
Родезийская часть щита 193
Трансваальская часть щита 198
Нижний (?) докембрий Мозамбикского метаморфического пояса . 202
Нижний-средний докембрий Восточно-Африканской платформы . . . 204
Древнейшие покровные (протоплатформенные) образования платформы 204
Средний докембрий складчатых поясов центральной части платформы 209
Верхний докембрий Дамара-Кибарского складчатого пояса и сопредельных с ним участков северного и южного блоков Восточно-Африканской платформы 211
Складчатая система Кибарид 211
Складчатая система Катангид 212
Покровные (не складчатые) аналоги Катангия 215
Складчатые системы Бурунди-Карагве-Анколе и Дамарид . . . 215
Верхний докембрий Западных Конголид и северной периферии амфиклизы Конго 216
Верхний докембрий Сахарского складчатого пояса и Западно-Африканской платформы 220
Сахарский складчатый пояс 220
Западно-Африканская платформа 224
Поздний верхний докембрий юго-западной части Восточно-Африканской платформы 226
Основные черты общей структурной эволюции Африканского материка в докембрии 227
Глава IX. Докембрийские образования и докембрийская история Австралийской платформы 232
Основные элементы докембрийской структуры Австралийской платформы 232
Нижний докембрий (архей) Австралийской платформы 235
Средний докембрий древнего ядра платформы (впадины Налладжайн) 238
Средний-верхний докембрий области северной периферии Австралийской платформы 241
Налладжайний 243
Карпентарий 248
Аделаидий 250
Средний докембрий Южной Австралии 251
Верхний докембрий (аделаидий) Южной Австралии и впадины Амадеус 254
Основные этапы геологического развития Австралийской платформы в докембрии 258
Глава X. Верхний докембрий северо-восточной Евразии 263
Верхний докембрий складчатого обрамления и чехла Восточно-Европейской платформы 264
Урал 265
Башкирский антиклинорий 267
Уралтауский и Урало-Тобольский антиклинории Южного Урала 270
Средний, Северный и Полярный Урал 273
Приуралье, Тиман и Мурманское побережье Кольского полуострова 274
Область Скандинавских каледонид (Спарагмитовый бассейн) . . 278
Центральные области Русской плиты 281
Некоторые общие вопросы стратиграфии вендско-нижнекембрийских отложений Русской плиты 284
Верхний докембрий Улутау-Синийского пояса 285
Верхний докембрий складчатого обрамления и чехла Сибирской платформы 293
Южно-Верхоянская складчатая система и прилегающий к ней участок Сибирской платформы 294
Внешний пояс Байкальской складчатой области и Западное Прибайкалье 298
Енисейский кряж и Присаянская окраина Сибирской платформы . 303
Область ангарид и салаирид северной окраины Урало-Монгольской складчатой области 305

«Внутреннее пространство» Байкальской складчатой системы . . 308
Сибирская платформа 310
Ангарско-рифейский и салаирско-вендо-раннекембрийский этапы развития 311

Глава XI. Некоторые общие черты и закономерности геологического развития земной коры в докембрии 315

Основные черты и закономерности геологического развития платформы в докембрии 316
Основные этапы и стадии развития платформ в докембрии . . . 316
Основные типы структурных элементов фундамента платформ . . . 320
Основные типы покровных комплексов докембрия и отвечающих им структурных единиц 325
Протоплатформенные комплексы и отвечающие им структурные единицы 326
Субплатформенные комплексы и отвечающие им структурные единицы 329
Некоторые черты палеогеографии докембрия 331
Позднедокембрийское оледенение материков 331
Становление «кислородной» атмосферы Земли и проблема образования джеспилитов 334

Леонов Г. П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. — М.: Изд-во МГУ, 1980 г., с. 344.

В учебном пособии излагаются основные положения исторической геологии, определяется место исторической геологии в комплексе наук о Земле, рассматриваются методы историко-геологического исследования и основные черты структуры и истории земной коры в докембрии.

Л $\frac{20801—102}{077(02)—80}$ 141—80 1904040000

ГЕОРГИЙ ПАВЛОВИЧ ЛЕОНОВ

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Основы и методы.
Докембрий

Зав. редакцией И. И. Щехура
Редактор Н. В. Баринова
Переплет художника Ю. Е. Фомина
Технический редактор В. И. Овчинникова
Корректоры И. А. Большакова,
М. К. Соболева

Тематический план 1980 г. № 141
ИБ № 996

Сдано в набор 22.01.80. Подписано к печати 13.08.80. ГЛ-113052 Формат 70×108/16. Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 30,10. Уч.-изд. л. 30,32. Изд. № 7. Зак. 538 Тираж 14 600 экз. Цена в переплете № 7 — 1 р. 50 к. Цена в переплете № 5 — 1 р. 20 к.

Издательство Московского университета
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Московская типография № 10 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 113114, Москва, М-114, Шлюзовая наб., 10.

1 р. 20 к.

3295

МГУ