

В. А. УНКСОВ

# ТЕКТОНИКА ПЛИТ

---

• НЕДРА •

В. А. УНКСОВ

# ТЕКТОНИКА ПЛИТ

---

3769



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1981



Унксов В. А. Тектоника плит.—Л.: Недра, 1981.—288 с.

Книга посвящена глобальной теоретической концепции, интенсивно развиваемой в последние годы в СССР и за рубежом. Общемировое распределение сейсмичности намечает размещение литосферных плит и границ между ними. Три главных типа границ соответствуют областям наращивания, поглощения литосферы и сдвиговых деформаций. Для этих типов современных подвижных зон рассмотрены структурные, морфологические, геофизические и вещественные характеристики с анализом данных по петрологии и петрохимии магматических образований, коррелирующихся с геодинамическими процессами на границах плит. Кратко охарактеризованы методы и результаты исследований по глобальной кинематике плит. Существенную часть книги составляют рассмотрение основных проблем тектоники складчатых областей в связи с новыми данными и теоретическими разработками тектоники плит, а также примеры реконструкций развития нескольких складчатых областей эвгеосинклинального типа в свете этих разработок. Обсуждаются глубинный механизм тектоники плит, применение ее моделей к металлогении, нерешенные вопросы и трудности в развитии этой концепции.

Предназначена для геологов и рассматривает преимущественно геологические аспекты тектоники плит.

Табл. 1, ил. 52, список лит. 100 назв.

Рецензент — чл.-кор. АН СССР В. Е. Хаин

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

Тектоника плит, или новая глобальная тектоника, оформилась как научное течение в конце 50-х — начале 60-х годов и с тех пор развивается бурно и все-сторонне. Иногда говорят о революции в науке о Земле, которую она произвела или которая с нею связана. Против таких формулировок восстают ее противники, которых немало, но объективно неоспоримым явлением представляется поистине гигантский поток новой информации и новых идей, непосредственно с нею связанных, отражающих и очень большую теоретическую работу, и новые факты, полученные в результате целеустремленных исследований. Число публикуемых работ ежегодно составляет многие сотни, и поток их не уменьшается.

Несомненно, что концепция тектоники плит появилась и получила такое развитие не случайно. Это произошло на основе крупных открытий в новых областях или новыми методами. Перечислим лишь некоторые из них.

Изучение океанов привело к открытию крупнейшей системы поднятий — срединно-океанических хребтов, а также продемонстрировало удивительную геологическую молодость океанического дна.

Вновь разработанный метод палеомагнитных исследований позволил получить результаты, неожиданно подтвердившие полузабытую гипотезу континентального дрейфа.

Сейсмология обогатилась новыми средствами исследований, была значительно усовершенствована мировая сеть сейсмических станций, и в итоге существенно расширились наши знания о внутреннем строении Земли.

Фактически заново было начато и существенно продвинуто изучение теплового потока и теплотерьер Земли в различных ее частях и структурах и т. д.

Тектоника плит представляет собой синтетическую концепцию, увязывающую и моделирующую перечисленные и многие другие разнородные потоки информации, которые раньше частью вообще не существовали, частью были ничем не связаны между собой. В ее современном состоянии — это сложная система взаимосвязанных обоснований и выводов, которая существенно черпает свою фактическую основу из изучения малоизвестных до сих пор областей нашей планеты, прежде всего океанов и переходных зон от них к материкам, из новых данных о глубинах Земли, из сравнительного изучения петрологии океанических и континентальных областей и т. д. Геофизики, безусловно, сыграли первенствующую роль в создании и обосновании этой новой тектонической концепции, и до сих пор работы геофизического содержания и с физическими методами подхода к исследованию природных явлений играют в потоке публикаций очень важную роль. Как бесчисленные работы частного значения, так и суммирующие состояние тектоники плит на тот или иной период можно схематично разделить на две большие группы.

Первая из них характеризуется по преимуществу геофизическими работами и (или) работами в области глобальной сферической геометрии, в которых авторы подходят к явлениям и процессам прежде всего с позиций точных наук, анализируют те или иные аспекты тектоники плит или ее частных проблем, исходя из общих законов физики и (или) аналитической геометрии. Поскольку это пока возможно лишь при анализе самых общих, именно глобальных, проблем, да и то при введении довольно свободных допущений и постулатов, то в ряде таких работ возможная цель исследования предполагается достигну-

той на этом уровне. Характерным примером является переведенная на русский язык большая сводная работа Кс. Ле Пишона, Ж. Франшто и Ж. Боннина [1977], в которой геологическим аспектам тектоники плит уделяется всего 20 с., причем авторы ограничиваются кратким изложением некоторых работ в этом направлении, замечая тут же, что во всех этих попытках пока больше предполагаемого, чем доказуемого (с точки зрения авторов) научного содержания.

Другая, теперь уже тоже весьма многочисленная, группа работ рассматривает как раз геологическую сторону новой концепции и анализирует возможности применения ее не только к современным структурам и процессам (существенно опираясь при этом на изучение океанов и переходных зон), но прежде всего старается связать с этими новыми данными все ранее известное и новое о тектонике материков и в первую очередь складчатых областей. Вопреки приведенному мнению специалистов, несколько замкнувшихся в кругу хотя и весьма полезным, но не всюду применимых приемов научного мышления, на этом пути также открываются весьма обширные и недавно еще совершенно непредвиденные возможности. Работы, принадлежащие в основном перу геологов, также опираются на новые количественные данные о свойствах различных слоев и частей земных оболочек (данные современной петрологии, петрохимии и пр.), однако дают все же качественное решение большинства проблем. Для их авторов важно главным образом подойти к анализу геологических процессов и явлений, пока хотя бы в трансрегиональном и в региональном масштабах. На этом пути становится уже невозможно, по крайней мере в настоящее время, математическое моделирование, отсюда и качественный характер решений без значительного применения математического аппарата.

Разумеется, для достижения цели этой группой работ точный расчет и применение математических методов анализа являются желательными и в будущем, вероятно, возможными. Однако нужно заметить, что при современных возможностях и знаниях нельзя сказать, что работы второй группы с их описательным или умозрительным подходом являются методически несовершенными по сравнению с насыщенными математическими выкладками работами первой группы, как может показаться на первый взгляд. Дело в том, что приближенность или отсутствие знаний о внутреннем строении Земли вынуждают часто к весьма приближенным допущениям и более или менее вероятным предположениям. Строгий путь решения геофизических задач необходим для развития данной концепции и вообще наук о Земле, так как он устанавливает определенные ограничения мышлению тектонистов, а также вскрывает нередко неожиданные возможности в этом отношении. Но не следует думать, что на данном этапе развития этот путь сам по себе в состоянии дать окончательные и однозначные результаты во всех или многих исследуемых случаях. Реально оба метода действуют бок о бок, дополняя и поддерживая друг друга.

Тектоника плит привлекает прежде всего синтезом различных факторов и выводов, пожалуй беспрецедентным по широте охвата в истории теоретической геотектоники. Она несомненно обладает предсказательными возможностями в отношении некоторых еще неизвестных фактов, если известны другие. Тем не менее лишь для части ученых возможности внутреннего и внешнего контроля целого ряда положений новой концепции являются убедительным свидетельством в ее пользу.

В соответствующих публикациях часто можно встретить выражение полной уверенности, что главные положения тектоники плит являются вполне доказанными, бесспорными и т. д. При всем положительном отношении к данной концепции автор настоящей работы не считает правильным такое освещение вопроса. Совокупность взаимосвязанных данных и выводов делает ее привлекательной и, может быть, наилучшей из существующих гипотетических концепций, однако из этого еще не вытекает, что она доказана в том смысле, как это понимают геологи в отношении, например, возраста отложений при наличии достаточной фаунистической характеристики или происхождения песчаника со знаками ряби путем осаждения на дне водоема. Можно сказать, что такие истины для современной геологии являются триумфами, однако если разобраться внимательней, то даже и таких безусловно доказанных или доказуемых истин в практике геологической работы встречается не так уж много. Обычно же приходится вести любое, даже частное, исследование последовательным построе-

нием и проверкой ряда рабочих гипотез. Когда же дело доходит до создания глобальных тектонических концепций, то здесь, возможно, приближение к истине всегда будет оставаться настолько же относительным, каким оно, в сущности, и является в непрерывно меняющихся представлениях о микро- и макромире.

Как уже говорилось, не для всех исследователей в области наук о Земле свидетельства в пользу тектоники плит являются убедительными или достаточными. Имеется много противников и более или менее резких критиков этой концепции, негативное отношение которых достаточно четко определилось как в целом, так и в частности. Имеется некоторое число ученых, мыслящих примирительно и называющих себя «умеренными мобилистами». Наконец, и среди мобилистов не все разделяют собственно концепцию тектоники плит. Так обстоит дело в кругу теоретиков-тектонистов, в основе убеждений которых лежит во всяком случае достаточное знание предмета.

Однако имеется очень большое число геологов, специалистов не занимающихся теоретическими проблемами глобальной тектоники. В эту категорию входят не только геологи, занимающиеся поисками и разведкой полезных ископаемых, геологической съемкой, представляющей собой, несомненно, первичное научное исследование, но и многие исследователи в области структурной геологии, региональной тектоники, петрологии и т. д. Бесспорно, что для всех этих геологов правильное и достаточно полное представление о таком обширном развитом течении или лучше сказать дисциплине современной геологии, как тектоника плит, совершенно необходимо. Тем более что эта концепция тесно связана с рядом наблюдаемых явлений и их отношений, которые непосредственно могут встретиться в повседневном исследовании и практической работе.

Автор настоящей работы поставил своей целью познакомить читателей (ориентируясь прежде всего на геологов, в основном занятых решением практических или частных научных задач) с совокупностью фактических обоснований, выясненных и предполагаемых связей и выводов, которую представляет собой тектоника плит в конце 70-х — начале 80-х годов. Авторское отношение к этой концепции, безусловно, положительное, как уже было сказано выше. Вместе с тем автору ясна не только существенная доля гипотетичности, которая, как уже было сказано, быть может, просто неизбежна даже для самой лучшей теории Земли, но и хорошо известные по опыту (и это не скрывается от читателя) слабые места данной концепции и значительные трудности, которые возникают при разработке ряда ее аспектов, особенно при анализе конкретной геологии материков и тех или иных регионов.

Основным содержанием книги являются, конечно, положительные моменты этой теории, во всяком случае весьма стимулирующей и полезной, подробная критика которой была бы неуместна по двум причинам: во-первых, при ограниченном объеме книги это будет только в ущерб обоснованному изложению содержания основного предмета работы и, во-вторых, в отечественной литературе имеется достаточно, и притом весьма авторитетной, критики в адрес тектоники плит. В результате есть немало людей, которые усвоили эту критику гораздо лучше, чем сама концепцию, ознакомиться с которой в достаточной степени не очень просто.

Во время работы над книгой автор обсуждал затрагиваемые в ней вопросы с Д. В. Рундквистом, И. И. Абрамовичем, И. Г. Клушиным, С. С. Шульцем (мл.) и другими. Непосредственную помощь в создании книги оказали Т. Н. Иванова и М. В. Унксова; В. Е. Хаин, рецензируя, сделал много конструктивных замечаний, использованных в окончательной редакции книги. Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность всем перечисленным товарищам.

История возникновения и развития концепции тектоники плит рассмотрена в ряде работ, среди которых можно назвать многократно цитированную здесь монографию Кс. Ле Пншона и др. [1977], а также недавно изданный перевод книги С. Уэды «Новый взгляд на Землю». С учетом этого в данной книге исторический очерк опущен.

---

# ВВЕДЕНИЕ

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ФОРМЕ И СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Уже в начале XX в. имелись предварительные представления о форме и внутреннем строении Земли. Однако разработка в течение последних десятилетий новых приборов и методов геофизических исследований, а также наблюдения из космоса и за поведением в полете космических аппаратов внесли и продолжают вносить очень много нового в наши представления о Земле и ее структуре. Многие из этих данных имеют первостепенное значение для понимания теоретической основы концепции тектоники плит.

Напомним, что масса Земли составляет  $5,975 \cdot 10^{27}$  г, а средняя плотность  $5,52$  г/см<sup>3</sup>. Форма Земли довольно сложна; поверхность геоида, соответствующая в общем поверхности Мирового океана, приближенно аппроксимируется фигурой эллипсоида вращения. В свою очередь интерпретация отклонений от расчетных орбит спутников указывает на аномалии формы геоида и вместе с тем на наиболее длинноволновые гравиметрические аномалии. Предлагались аппроксимации формы геоида фигурой трехосного эллипсоида с большим разбросом вычисленных положений наибольшей экваториальной оси, а также аппроксимации асимметрии эллипсоидов, различных для северного и южного полушарий. В зависимости от несколько различных интерпретаций глобального распределения силы тяжести могут быть приняты по крайней мере три варианта аппроксимирующих эллипсоидов.

По эллипсоиду Красовского экваториальный радиус Земли равен  $6378,245$ , полярный —  $6356,863$ , средний —  $6371,110$  км, сжатие  $1/298,3$  [Мартынова, 1973 г.].

При всей общеизвестной сложности и расчлененности рельефа Земли с колебаниями высот до  $8$  и более и глубин до  $11$  км, существуют два главных (усредненных) топографических уровня: дно океанов ( $\sim 5$  км ниже уровня моря) и поверхность континентов (в среднем несколько сотен метров над уровнем моря).

Мощность земной коры (глубины до поверхности Мохоровичича) в среднем  $6$  под океанами и  $30$ — $35$  км под континентами [Хесс, 1974].

По гравиметрическим данным масса земной коры и верхней части мантии континентального и океанического типов разрезана сбалансирована таким образом, что давление на достаточном глубинном уровне (уже около  $40$  км) должно быть одинаковым, т. е. существует гидростатическое равновесие. Это и является главным положением изостазии.

Сушей занято  $29\%$  поверхности Земли, но в геологическом и геофизическом смысле к континентам относятся также шельфы морей и океанов и континентальные склоны примерно до изобаты  $1000$  м. Если сделать соответствующую поправку, то  $\sim 60\%$  поверхности Земли окажутся занятыми океанической и  $\sim 40\%$  — континентальной корой.

Земная кора на материках, как это хорошо известно геологам, отличается весьма гетерогенным и сложным составом и строением в самой верхней части, которая и является собственно объектом геологических наблюдений. Ниже остается, однако, еще значительная часть мощности коры, о которой пока можно судить только по геофизическим данным, несмотря на наличие глубоких и сверхглубоких скважин. Обычно выделяют «гранитный», или «гранито-гнейсовый»

геофизический слой, предположительно кислого состава, со скоростями продольных сейсмических волн 6,0—6,6 км/с, возрастающими с глубиной в указанных пределах. Ниже выделяется «базальтовый», или «грануито-базитовый» (по В. В. Белоусову) слой, со скоростями продольных волн 6,7—7,5 км/с.

Пологое, почти горизонтальное, положение большинства сейсмических слоев или горизонтов считается установленным по отраженным, преломленным и обменным волнам [Тарков, 1977 г., и др.].

Однако здесь, как почти всегда при интерпретации геофизических материалов, возможно использование нескольких альтернативных моделей, из которых, как правило, выбирается наиболее простая. Это нужно иметь в виду, особенно при анализе перехода от осадочного («геологического») слоя со сложной структурой и формой к «гранитному» («геофизическому»). В океанической коре выделяется обычно три слоя со скоростями продольных волн, км/с: 1,6—2,5; 4,0—6,0 и 6,4—7,0 (подробнее об этих слоях будет сказано в последующих разделах).

Границей коры и нижележащей мантии Земли является, или точнее, за такую принимается большинством специалистов, поверхность Мохоровичича, в большинстве случаев характеризующаяся резким перепадом сейсмических скоростей до 8 км/с. Граничные скорости на этой поверхности варьируют от 7,9 до 8,07 на континентах и от 7,4 до 8,6 км/с в океанах [Ботт, 1974 г.]. В последнем случае в качестве нижнего предела принято значение скоростей на сейсмических границах под гребнями срединно-океанических хребтов, сейсмический разрез которых весьма специфичен.

Мантия — наибольшая по объему и массе часть Земли. Первоначально предполагалось, что плотность мантии постепенно увеличивается по мере роста давления с глубиной. Позднее, в недавнем прошлом, интерпретация сейсмических данных привела к модели однороднослойной среды со скачками сейсмических скоростей на границах нескольких мощных слоев [Ботт, 1974 г.]. Эта модель удовлетворительно увязывалась с кинематикой отраженных и преломленных (головных) волн. Однако теперь, по-видимому, более совершенной оказывается модель мощных градиентных слоев со специфическим типом границ. Элементы динамической характеристики докритических отражений, амплитуды и спектральный состав упругих волн лучше всего увязываются не с моделью резких границ между слоями, а с моделью граничных пачек тонких слоев с различными скоростями [Тарков, 1977 г.].

Наблюдаемые изменения сейсмических скоростей и их градиентов в литосфере, по мнению А. П. Таркова, можно объяснить лишь совместным действием следующих факторов: 1) возрастающим с глубиной общим сжатием, 2) вызванными этим сжатием фазовыми превращениями и 3) изменением химического состава слоев. Последний фактор, по его мнению, играет подчиненную роль: он либо усиливает, либо ослабляет влияние двух предыдущих. Так, изменения химического состава усиливают действие общего сжатия в нижней части коры, тогда как в верхней части и в верхах мантии химические изменения (увеличение общей железистости) скорее противодействуют в первом случае действию общего сжатия, во втором — главным образом эффекту фазовых превращений. В результате здесь наблюдаются меньшие градиенты пластовой скорости и сейсмического параметра, чем можно было бы ожидать.

О вещественном составе мантии можно судить по геофизическим данным и по составу ксенолитов, выносимых магматическими породами, особенно кимберлитами и отчасти траппами древних платформ, для которых есть основания предполагать наибольшие глубины магматических очагов.

В составе этих ксенолитов обнаружены гранатовые и шпинелевые зернолиты, гарцбургиты, верлиты, дуниты и пироксениты, а также эклогиты и эклогитоподобные породы, содержащие плагиоклаз. Последние, возможно, характеризуют переходную зону от мантии к нижним горизонтам коры.

В пределах мантии А. П. Тарков и некоторые другие исследователи предполагают химические изменения (в частности, увеличение железистости книзу). Однако часть геофизиков и геохимиков считают более вероятным, что состав мантии химически однороден [Ле Пишон и др., 1977]. Разделение на слои в этом случае связано только с обратимыми фазовыми превращениями. Эта проблема имеет первостепенное значение для тектоники плит в связи с вопросом о наличии, характере и локализации конвекции внутри Земли.

Очень высокие давления и температуры, которые должны существовать в глубинах мантии, пока почти невозможно воспроизвести в лаборатории. При сколько-нибудь длительных экспериментах можно создать давления и температуры, моделирующие условия на глубинах до 150 км. Большие давления можно создать лишь на малые доли секунды (например, давление при ударе пули в мишень). Тем не менее, используя как экспериментальные, так и расчетные методы и данные, А. Е. Рингвуд и ряд других исследователей примерно определили глубины фазовых переходов для минералов, из которых, по имеющимся сведениям, должна состоять мантия. Так, оливин, по-видимому, преобладающий в составе мантии, должен переходить в минерал более плотной структуры типа граната на глубине  $\sim 300$ , а последний — в минерал структуры шпинели на глубине  $\sim 400$  км. Фазовое превращение в минерал с еще более плотной структурой (перовскит) должно иметь место на глубинах  $\sim 800$  км [Ботт, 1974 г.].

Для развития современных геотектонических концепций (в частности, тектоники плит) большое значение имело выделение астеносферного слоя в составе верхней мантии. Существование слоя пониженной вязкости на некоторой глубине ранее обосновывалось теорией изостазии. В 1926 г. Б. Гутенберг предположил уменьшение плотности вещества внутри мантии, опираясь также на сейсмические данные. Это подтвердилось только в последние десятилетия исследованиями объемных волн, возникающих при атомных испытаниях, и поверхностных волн от землетрясений [Ботт, 1974 г.]. При изучении землетрясения в Чили в 1960 и на Аляске в 1964 г. внутри мантии был обнаружен слой пониженной скорости сейсмических волн. Скорости продольных упругих волн в этом слое меньше, чем в вышележащем слое верхней мантии, в среднем на 0,3 км/с (0,1—0,5 км/с). Это можно интерпретировать как результат частичного плавления вещества мантии, появления жидкой фазы и общего увеличения пластичности слоя.

Понижение упругости и прочности слоя должно, очевидно, сопровождаться понижением плотности его вещества относительно слоя, непосредственно прилегающего сверху, т. е. явлением инверсии плотностей [Белоусов, 1976 г.]. В настоящее время слой пониженных скоростей сейсмических волн отождествляется с астеносферой. Нужно, однако, заметить, что интерпретация Б. Гутенберга была предметом долгой дискуссии среди геофизиков и до сих пор не может считаться единственно возможной.

Присутствие относительно пластичного слоя в верхах верхней мантии позволяет в принципе предполагать, что по этому слою могут перемещаться в горизонтальном направлении более прочные, относительно непластичные плиты литосферы. Таким образом, снимается одно из возражений против мобилизма начала века, предполагавшего дрейф сиалических континентов по базальтовому слою, который (по геофизическим данным) не обладает достаточной пластичностью. Согласно тектонике плит материка являются частями литосферных плит.

По геофизическим данным средняя глубина кровли астеносферы (при довольно нечеткой границе)  $\sim 50$  под океанами и  $\sim 100$  км под материками, так что может иметь место довольно резкий перепад рельефа этой кровли в зоне перехода. Еще больше различие средней примерной глубины подошвы астеносферы ( $\sim 200$  под материками и  $\sim 350$  км под океанами). Таким образом, мощность астеносферы резко различна, варьируя от 100 под материками до 300 км под океанами. Местами, особенно под древними платформами, слой пониженных скоростей по сейсмическим данным не обнаруживается.

Кс. Ле Пишон, Ж. Франшто и Ж. Боннин [1977] определили литосферу как подвижный поверхностный прочный слой, способный выдерживать напряжение до 1 кбар. Составными частями литосферы являются материковая и океаническая коры. Оценки геотермического градиента заставляют предположить, что температура у подошвы литосферы близка к температуре плавления слагающих ее горных пород, причем нижняя граница литосферы, вероятно, постепенная и совпадает с кровлей зоны пониженных скоростей, т. е. с изотермой начального плавления (солидуса).

Связь между литосферой и подстилающей мантией слабая, поскольку предполагаемая вязкость литосферы на 3—4 порядка выше, чем вязкость астеносферы (вязкость литосферы  $10^{20}$ — $10^{21}$  П [Ле Пишон и др., 1977]). Вследствие малого взаимного сцепления передача напряжений из астеносферы в литосферу невозможна. Большие различия напряжений могут сохраняться в литосфере дли-

тельное время (десятки, сотни миллионов лет). Прочность и тепловая инерция литосферы позволяет ей экранировать поля напряжений и повышенных температур, идущие из астеносферы, за исключением значительных скальвающих напряжений, вызываемых мантийными процессами и порождающих длинноволновые гравитационные аномалии.

Мощность литосферы может быть определена также путем анализа структуры теплового поля. По известному среднему тепловому потоку через поверхность Земли и термическим свойствам пород литосферы рассчитывается, например, глубина солидуса под океанами. Рассчитанная таким способом мощность литосферных плит составляет  $\sim 75\text{--}100$  км [Sclater, Francheteau, 1970 г.].

При такой мощности увеличение возраста плиты приводит к закономерному уменьшению теплового потока. Расчеты основаны на эмпирически установленном для глубоководных бассейнов постоянном значении теплового потока, равном  $41.87$  мВт/м<sup>2</sup>. Достоверность этих результатов снижается недостаточностью данных о термических свойствах пород литосферы.

Однако мощность литосферных плит достигает вышеуказанной лишь вдали от осей срединно-океанических хребтов. Под осями хребтов изотермы сгущаются, что соответствует очень малой мощности литосферы. Согласно концепции тектоники плит литосфера может выступать в роли передатчика напряжений.

Мощность литосферы может также быть рассчитана из уравнений деформации тонкой упругой оболочки при известных вертикальных смещениях. Определения 1947—1970 г. дали для океанической литосферы параметр изгиба в пределах  $100\text{--}140$  км, чему соответствует толщина литосферной плиты  $\sim 40\text{--}80$  км [Walcott, 1970 г., и др.]. Спротивление на изгиб зависит от времени воздействия нагрузки, и Р. И. Уолкот, например, рассматривает литосферу в качестве упруго-вязкого максвеллова тела или, иначе, как ньютоново вязкое вещество с начальной упругой деформацией.

Землетрясения могут возникать только в относительно хрупкой и упругой литосфере, но не в астеносфере, поэтому наличие сейсмических очагов на глубинах  $100\text{--}400$  км (и более) говорит об особой структуре соответствующих зон и о нахождении вещества со свойствами литосферы на глубинах, где нормально должна находиться (и действительно рядом находится) астеносфера.

Астеносфера рассматривается рядом авторов как слой жидкости (для интервалов времени, превышающих время ее релаксации) с пренебрежимо малой конечной прочностью, не выдерживающий касательных напряжений [Walcott, 1970 г.].

Измерения на территориях, где теперь отсутствуют активные тектонические процессы (на древних щитах и платформах), показывают возрастание температуры в среднем на  $17^\circ\text{C}/\text{км}$  (в разных местах этот градиент весьма различен). Этот градиент, вероятно, сохраняется до астеносферы, где породы мантии нагреваются почти до температуры плавления. Однако дальше вглубь такой температурный градиент не может сохраняться, поскольку в этом случае породы мантии были бы расплавлены, что не подтверждается сейсмическими данными.

Количество тепла, выделяющегося из недр Земли, определялось на суше в течение многих десятилетий, но измерения, характеризующие Землю в целом, стали возможны после разработки в 1954 г. прибора для измерения теплового потока, проходящего через донные океанические осадки. В результате наблюдений были обнаружены региональные вариации теплового потока: высокие вблизи океанических горных хребтов и низкие около глубоких впадин.

Однако геотермические измерения показали близость средних значений тепловых потоков через дно океанов и материковую кору. Между тем в материковой литосфере генерируется гораздо больше радиогенного тепла, чем в океанической. Одно из возможных объяснений этого связано с наличием конвекции, обуславливающей постоянство температуры в астеносфере и почти достигающей поверхности дна океанов [Elsasser, 1967 г.]. Химический состав мантии в целом предполагается соответствующим некоторой расчетной ультраосновной породе — пиролиту (менее  $45\%$   $\text{SiO}_2$ ). Пиролит «составлен» из трех частей перidotита и одной части базальта [Ringwood, 1969 г.]. От глубины  $250$  до  $350\text{--}400$  км в мантии происходит постепенное возрастание волновых скоростей и плотности вследствие постепенного сжатия вещества при умеренном температурном градиенте. В интервале  $350\text{--}400$  км располагается переходная зона, возникающая

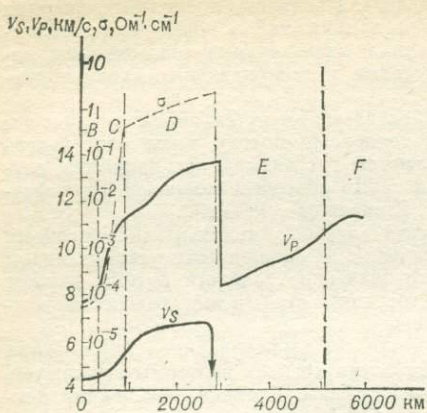


Рис. 1. Изменение скоростей продольных  $v_p$ , поперечных  $v_s$  сейсмических волн и электропроводности  $\sigma$  с глубиной (по Б. Гутенбергу, с изменениями по другим авторам).

Слой B, C, D — мантия; E — внешнее, F — внутреннее ядро.

более 700 и сжатие литосферных плит при погружении более чем на 300 с последующим искривлением на глубинах более 600 км.

В верхней мантии располагаются источники длиннопериодных гравитационных аномалий. Эти аномалии отражают вязкие напряжения в динамической системе [Mc. Kenzie, 1971]. Источником напряжений могут быть латеральные вариации фазовых переходов в мантии. Фазовые переходы на глубинах  $\sim 400$  и  $\sim 650$  км сопровождаются увеличением плотности на 7–10 %, и миграция границы перехода создает аномалию массы. Предполагают, что длиннопериодные гравитационные аномалии отражают общую структуру движений в астеносфере [Ле Пишон и др., 1977].

Мантийную часть литосферы, астеносферу и подстилающий ее слой мантии до глубины 250–400 км (по разным источникам) относят к собственно верхней мантии (слой B), а следующий слой до глубин 800–1000 км — к средней (слой C). Последний и является главной областью вероятных фазовых превращений. Чаще его объединяют со слоем B в верхнюю мантию, а нижележащий слой D называют нижней мантией. Слой C характеризуется ростом градиентов скоростей продольных сейсмических волн до 11 км/с и соответственно возрастанием плотности до 4,5 г/см<sup>3</sup>.

Нижняя мантия характеризуется медленным увеличением скорости продольных волн до 13,6 км/с. Нижняя граница мантии находится на глубине  $\sim 2900$  км, причем важно отметить, что на глубине  $\sim 2800$  км обнаруживается некоторое уменьшение сейсмических скоростей. Это область взаимодействия мантии и ядра, которой в теории тектоники плит некоторые авторы придают особое значение [Сорохтин, 1974].

Ядро Земли (глубина  $> 2900$  км) имеет радиус  $\sim 3490$  км, т. е. составляет несколько более половины радиуса нашей планеты. Объемные поперечные сейсмические волны не проходят через внешнюю часть ядра, что указывает на отсутствие сопротивления сдвиговым деформациям, т. е. на жидкое состояние вещества. Разумеется, свойства и поведение жидкости, из которой состоит внешнее ядро Земли, при громадных давлениях и температурах должны сильно отличаться от обычных представлений о жидкостях (рис. 1).

Внутри жидкого внешнего ядра находится небольшое очень плотное внутреннее, реагирующее на сейсмические волны снова как твердое тело. Глубина его верхней границы более 5000, радиус  $\sim 1300$  км.

(по имеющимся данным) благодаря уплотнению структуры вещества под воздействием высокого давления. В переходной зоне скорости и плотности возрастают скачкообразно. Как указывалось, согласно экспериментам и расчетам здесь, вероятно всего, образуются структуры шпинелевого типа у минералов, выше представленных оливином, пироксеном и гранатом в фазах низкого давления.

Следующая переходная зона со скачкообразным возрастанием вышеуказанных параметров располагается на глубине 620–650 км. В этой зоне нижней мантии возникает еще более плотная ионная упаковка вещества с соответствующими значениями плотности и скорости.

Значения ньютоновой вязкости для астеносферы достаточно низки, особенно в зоне пониженных скоростей (в верхней мантии  $10^{21}$ , в нижней до  $10^{26}$  П [Ле Пишон и др., 1977]). Увеличение вязкости в нижней мантии, возможно, обуславливает отсутствие землетрясений на глубинах

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Начало систематических исследований магнетизма горных пород следует, по-видимому, отнести к 20-м годам нашего века. В 40-х годах одновременно в ряде научных учреждений разных стран производились исследования явления сохранения в горных породах ориентировки вектора намагниченности, отличной от современных параметров магнитного поля, сути этого явления и причин, его породивших. К этому времени уже достаточно ясно формулировалось предположение о том, что таким образом фиксируется магнитное поле прошлых эпох [Nagata, 1965].

Более четко проблемы палеомагнетизма, притом сразу же в связи с вероятным перемещением полюсов или континентов, определились в 50-х годах. Созданию теоретических основ палеомагнетизма много способствовали исследования Л. Неелем природы остаточной намагниченности окислов, названных тогда ферромагнитными минералами (в отличие от ферромагнитных металлов). Тогда же обратили внимание на явление обратной намагниченности минералов и горных пород, а также на случаи самообращения ориентировки вектора естественной остаточной намагниченности. Открытое также в 50-х годах поразительное явление инверсии магнитного поля Земли для части исследователей было главным объектом теоретических изысканий и экспериментов.

Необходимо отметить, что многие исследования были связаны с главной глобальной теоретической проблемой: выяснением причины и вероятного механизма возникновения и поддержания земного магнитного поля. В частности, разработка конструкции сверхчувствительного аstaticкого магнитометра была связана с известным «отрицательным экспериментом» П. Блэккетта, имевшим целью проверку предложенной этим ученым (и оказавшейся несостоятельной) теории происхождения земного магнитного поля.

Имея сверхчувствительный аstaticкий магнитометр, П. Блэккетт вместе с группой других ученых смогли впервые заняться систематическими палеомагнитными исследованиями не только относительно сильнонамагниченных лав, но и слабомагнитных осадочных горных пород Великобритании и получить достаточно полную картину изменений вектора естественной остаточной намагниченности в течение геологической истории острова. Параллельно аналогичные работы вели еще группа английских исследователей, а также ученые других стран. Интересно отметить, что две английские группы пришли к совершенно различным выводам. Одни считали, что в прошлом иные значения магнитных наклонения и склонения объясняются только перемещением магнитных полюсов [Runcorn, 1955 г.], другие относили это явление только к перемещению континентов. После того как сторонники перемещения полюсов произвели палеомагнитные исследования в Северной Америке, Индии и др., они убедились, что кривые реконструируемых перемещений полюсов совершенно различны для разных континентов. В частности, кривые для Европы и Северной Америки приблизительно подобны и могут быть совмещены при допущении ретроспективного сближения континентов в геологическом прошлом до их слияния в начале мезозоя. После этого они также признали необходимость допущения дрейфа континентов для согласования между собой палеомагнитных данных [Runcorn, 1966 г.].

Таким образом, в середине XX в. палеомагнетизм вполне определился как самостоятельное направление геофизических исследований, и первые же результаты палеомагнитных исследований совершенно неожиданно для многих оказались в соответствии не с господствовавшим в то время фиксизмом в геотектонике, а с полузабытыми мобилистскими представлениями о перемещении материков.

Почти одновременно палеомагнитные исследования 50-х годов дали два результата, важнейшие для тектоники плит: подтверждение перемещения материковых масс, в данной концепции литосферных плит, и выявление инверсий магнитного поля в течение геологической истории. На последнем базируется истолкование полосовых магнитных аномалий срединно-океанических хребтов и их градуировка во времени, которые в свою очередь лежат в основе концепции разрастания (спрединга) океанического дна.

В 60—70-х годах накопился уже значительный материал по палеомагнитным исследованиям в ряде стран мира, в том числе и в СССР [Храмов, 1976]. Крити-

ческое рассмотрение этих результатов самими магнитологами обнаружило немалые трудности и осложнения на пути этих исследований. Укажем прежде всего на трудности согласованной интерпретации движений полюсов, построения и затем совмещения их кривых, если речь идет не о двух, а о многих континентах сразу. Если вести согласование, последовательно присоединяя все новые континенты, то мы довольно скоро наталкиваемся на противоречия. В целом модель совмещения кривых движения полюсов представляет подбор возможных вариантов, но сама проблема реальности перемещения полюсов остается открытой.

Важным ограничением самого метода палеомагнитных исследований является то, что он, в принципе, определяет лишь палеомагнитную (по наклонению вектора остаточной намагниченности пород) и направление на кажущийся полюс (по склонению этого вектора). Определение палеодолгот остается вне возможностей метода. Поэтому, не прибегая к построениям кривых перемещения полюсов (которого, возможно, не происходило), мы можем определять лишь широту и угловое направление на полюс (составляющие предполагаемого в геологическом прошлом положения материков). Любопытно, что такие «очищенные» определения указывают на северный дрейф всех континентов в мезозое и кайнозое.

Необходимо иметь в виду, что геонисторические выводы из палеомагнитных исследований базируются на следующих предположениях: магнитное поле Земли всегда имело характер диполя; магнитные полюса всегда практически совпадали с полюсами географическими. Эти предположения имеют прямое отношение к теории магнитного поля Земли (к причинам его возникновения и поддержания), которую мы не рассматриваем, но отметим, что она сама еще далека от однозначного решения. Все же оба принятых постулата представляются, видимо, наиболее вероятными.

Отметим, что палеомагнитологи различают термоостаточную намагниченность изверженных горных пород, возникающую вблизи точки Кюри при остывании породы; ориентационную остаточную намагниченность как результат седиментации в осадочных породах за счет упорядоченного расположения зерен ферромагнитных минералов; химическую остаточную намагниченность, возникающую при химических реакциях новообразования ферромагнитных минералов. Последняя иногда может быть достаточно сильной, тогда как ориентационная намагниченность обычно на 1—2 порядка слабее термоостаточной намагниченности лав.

В качестве осложняющего фактора, иногда исключаящего использование того или иного каменного материала для палеомагнитных исследований, выделяется вторичная вязкая остаточная намагниченность, наложенная разного рода последующими процессами.

Распределение векторов естественной остаточной намагниченности в конкретных случаях можно интерпретировать как результат сложения векторов первичной намагниченности, возраст которой совпадает с возрастом породы, и вторичной, которая возникла позднее и обычно совпадает по направлению с современным магнитным полем.

Для выделения первичной намагниченности применяются различные способы «магнитной чистки», т. е. удаление менее стабильных компонентов остаточной намагниченности, статистические методы обработки результатов, минералогические и магнитные исследования порообразующих минералов для доказательства первичности остаточной намагниченности данного направления и т. д. [Храмов, 1976].

Окончательная характеристика современных результатов и возможностей палеомагнитного метода может быть дана в следующем виде.

По совокупности всех данных можно утверждать, что земное магнитное поле претерпевало существенные изменения в течение геологического времени. Это были, с одной стороны, относительно медленные изменения направления палеомагнитного вектора, и с другой — инверсии магнитного поля.

Палеомагнитные данные согласуются между собой лишь при допущении, что магнитные полюса испытывали истинное или кажущееся перемещение относительно современной системы земных координат. Поскольку пути миграции полюсов для разных континентов различны, необходимо допустить относительное перемещение континентов, которое имело место либо наряду с миграцией

полюсов, либо полностью обуславливало эффект этой (в таком случае мнимой) кажущейся миграции.

Как мы увидим в дальнейшем, в современных работах на эту тему (а вслед за ними и в этой книге) принят последний вариант интерпретации палеомагнитных данных [Ле Пишон и др., 1977]. Кривые кажущегося перемещения полюсов, хотя и мнимого, тем не менее могут иметь смысл полезных вспомогательных построений.

Таким образом, новое научное направление палеомагнитных исследований наряду с другими достижениями науки последних десятилетий оказало сильное влияние на возрождение мобилизма и создание основ концепции тектоники плит.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ И ЛИТОСФЕРНЫЕ ПЛИТЫ

Для глобального распределения сейсмичности характерна резкая неравномерность. Наибольшая часть землетрясений связана с системой глубоководных желобов и глубоких сейсмофокальных зон Тихого океана, над которыми на западной окраине его развиты островные дуги и окраинные моря. Существенная часть мировой сейсмичности падает на Альпийско-Гималайский подвижный пояс. Мелкофокусные землетрясения в океанах связаны с мировой системой срединно-океанических хребтов и отчасти с крупными (поперечными к ним) трансформными разломами. Сейсмичны также континентальные рифтовые зоны (рис. 2).

С учетом 29500 очагов, с магнитудой равной 4,0—4,5 и более, за период 1961—1967 гг. 80 % всей сейсмической энергии выделилось в Тихоокеанском поясе, 15 % в Альпийско-Гималайской области, остальные 5 % — в мировой системе рифтов, в основном океанических [Ушаков, 1974]. Несмотря на малую долю энергии, выделяемой в мировой рифтовой системе, она очень четко вырисовывается на картах и схемах распределения землетрясений как линейные цепочки эпицентров. В промежутках между названными типами более или менее линейных структур, образующих глобальные сейсмические пояса, случаются только редкие и слабые землетрясения.

Таким образом, отчетливо выделяются широкие изометричные асейсмические области — плиты, разделенные удлинненными поясами, в пределах которых разрешаются сейсмические напряжения. Существенное расширение сейсмического пояса наблюдается в основном на востоке Альпийско-Гималайской области. Такова чисто эмпирическая картина распределения сейсмичности, которая представляет серьезное обоснование по крайней мере идеи разделения литосферы на относительно стабильные плиты и разделяющие их мобильные пояса (рис. 2). Заметим, что такое разграничение в сущности повторяет идеи, давно бытующие в геотектонике, и, в частности, в геосинклинальной концепции, которая рассматривает большей частью древние подвижные пояса или зоны, представляющие ныне складчатые системы и области, тогда как сейсмическая характеристика рисует современные подвижные зоны и пояса. Впрочем, в наиболее молодых складчатых системах Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского складчатых поясов в крупных чертах имеет место совмещение одного и другого.

Тектоника плит до настоящего времени в основном занималась именно мобильными границами литосферных плит, причем уже из вышеприведенной предварительной характеристики этих границ видна их разнотипность. Границы плит, связанные с системами глубоководных желобов и глубоких сейсмофокальных зон Заварицкого—Беньофа, а также граница по Альпийско-Гималайскому подвижному поясу рассматриваются тектоникой плит как области сокращения литосферы, так как здесь создаются и разрешаются в основном напряжения сжатия, имеется много признаков смятия, скучивания земной коры, а в зонах Заварицкого—Беньофа согласно модели, подробнее рассмотренной ниже, должно иметь место втягивание вглубь и поглощение океанической коры.

Напротив, в рифтовых зонах, как океанических, так и материковых, господствуют в основном напряжения растяжения, имеются тектонические признаки расширения земной коры, а интерпретация строения рифтовых поясов и процессов, в них происходящих, моделируется представлением о разрастании литосферы в океанах [Ле Пишон и др., 1977].

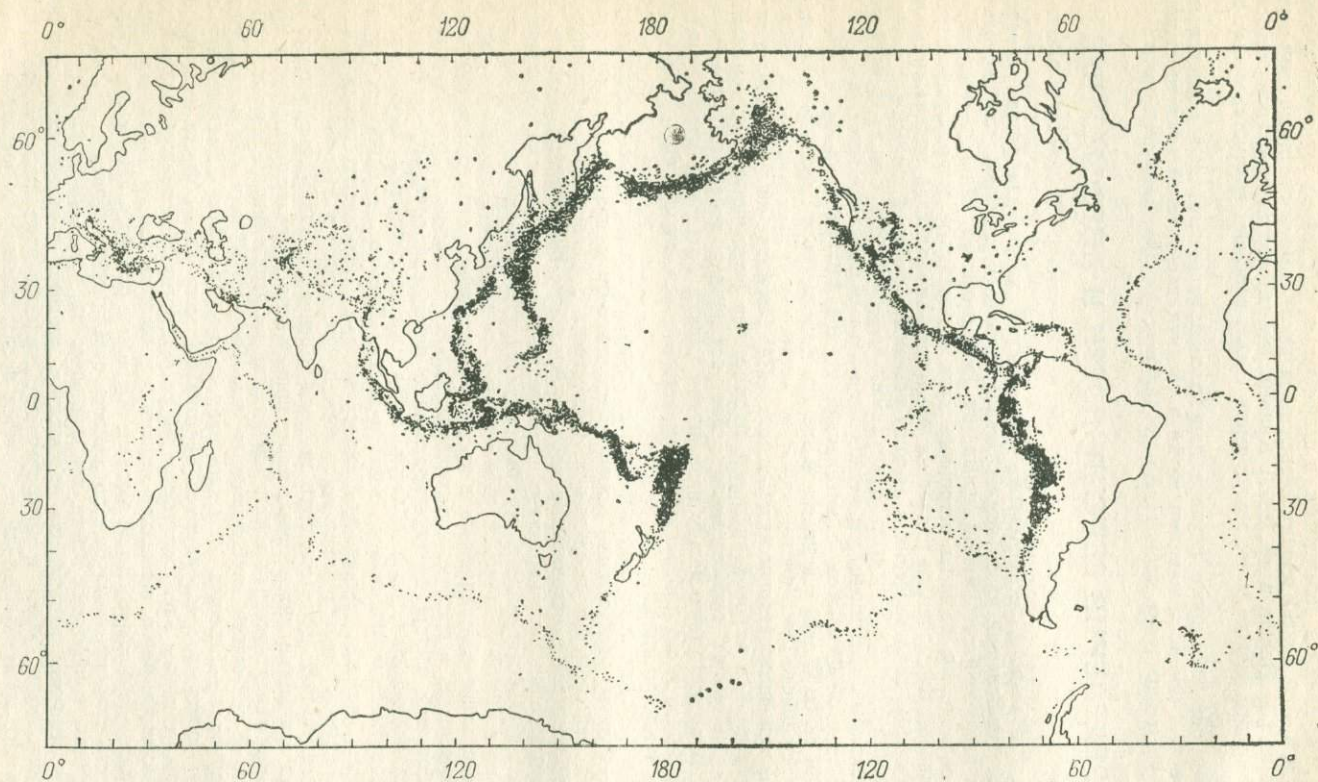


Рис. 2. Схема эпицентров землетрясений с 1961 по 1967 г. [Barazangi, Dorman, 1969].

## ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕКТониКИ ПЛИТ

Тектоника плит представляется сложной моделью, построенной на основе независимых друг от друга и разнородных потоков информации о структурах, вещественных элементах и процессах глобального масштаба. Она стремится непроторечно синтезировать всю эту информацию и, по-видимому, впервые в истории создания геотектонических гипотез обладает возможностями внутренней самопроверки (верификации) и возможностями количественных предсказаний определенных данных, которые затем могут быть проверены. Таким образом, она выполняет функции рабочей гипотезы, аналогично ряду концепций теоретической физики и других точных наук. Вопрос о реальности ее положений, по нашему мнению, можно рассматривать только в этом контексте, т. е. как соответствие сумме данных, на которые она опирается, имея в виду, что данные эти в существенной части геофизические и их геологическая и вообще вещественная интерпретация представляет собой моделирование, неизбежно включающее ряд допущений.

Согласно концепции тектоники плит литосфера Земли делится на несколько плит, которые в первом приближении считаются жесткими. Эти плиты способны латерально перемещаться по пластичной астеносфере. Выделяется по крайней мере одна крупная чисто океаническая плита — Тихоокеанская. Большинство плит являются неоднородными, т. е. состоят из океанических и континентальных частей (рис. 3).

Дрейф континентов представляется необходимым следствием перемещения плит, но континенты перемещаются не сами по себе, а лишь в качестве частей плит, в которые они как бы впаяны. На границах плит происходят геодинамические процессы трех основных типов.

В областях срединно-океанических хребтов и в редуцированном виде также в континентальных рифтах имеет место расхождение плит, причем в океанах разрастание литосферы значительное благодаря поступлению все новых порций мантийного вещества.

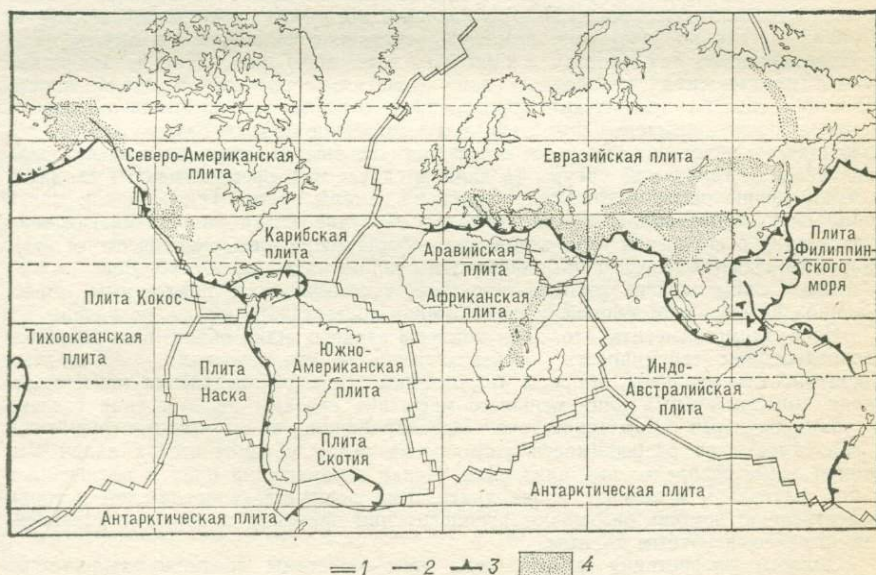


Рис. 3. Схема литосферных плит [Hamilton, 1976].

1 — границы плит в областях наращивания литосферы; 2 — трансформные разломы и сдвиговые границы плит; 3 — границы плит в областях поглощения литосферы; 4 — сейсмические (подвижные) зоны внутри материков, частью соответствующие континентальным рифтам.

В областях окраин континентов тихоокеанского типа, где имеются глубокие (до 700 км) сейсмофокальные зоны Заварицкого—Беньофа, происходит согласно данной модели наклонное погружение вдоль этих зон и поглощение на глубине литосферы океанического типа. Такие зоны поддвига и поглощения океанической литосферы называются также зонами субдукции. В отдельных случаях они располагаются на значительном удалении от материков полностью в океанической обстановке. Чаще зоны субдукции находятся у краев континентов, на границе (или около) континентальной и океанической литосферы.

Разрастание литосферы в одних местах и ее поглощение в других ведут к относительным перемещениям плит. Сближение континентальных частей плит и, в конечном итоге, столкновение континентов рассматривается как процесс, динамически близкий к субдукции и обычно представляющий ее развитие, когда океаническая часть поддвигающейся плиты полностью поглощается. Однако в отличие от океанической литосфера континентального типа не может втягиваться в зоны субдукции вследствие меньшей плотности в условиях изостазии. Таким образом, создается разнородность областей сокращения литосферы в виде поясов столкновения континентов.

Кроме границ плит, представляющих области разрастания и сокращения литосферы, выделяются еще границы, где литосфера не меняет своего объема, но происходят лишь латеральные перемещения одной плиты относительно другой. Три типа границ плит (наращивающие литосферу, поглощающие ее и нейтральные, или сдвиговые) соответствуют главным сейсмическим поясам Земли, а плиты — асейсмическим пространствам между ними.

Градуировка знакопеременных полосовых магнитных аномалий срединно-океанических хребтов, с учетом шкалы инверсий магнитного поля Земли по палеомагнитным данным, позволяет определять скорости спрединга — раздвижения литосферных плит у генерирующих границ, а более косвенные методы — оценивать также скорости субдукции в той или иной зоне.

Концепция тектоники плит в соответствии с преобладающими выводами астрономии и небесной механики не предполагает, чтобы в течение геологической истории Земли могло иметь место существенное изменение ее объема, в частности заметное расширение. Поэтому принимается, что расширение литосферы в одних местах количественно компенсируется ее сокращением в других. Это дает возможность исследовать с помощью векторного или матричного анализа баланс перемещений литосферных плит (или его современного «мгновенного» состояния или на протяжении определенных отрезков геологического времени соответственно). Решаемые при этом математические задачи базируются на положениях сферической геометрии, в частности на том, что перемещение на сфере любой недеформируемой фигуры (в данном случае литосферной плиты) сводится к ее вращению около некоторого полюса на земной сфере. Такие задачи могут решаться количественно и строго лишь в том случае, когда имеется достаточная информация о скоростях разрастания литосферы (спрединга океанического дна), направлениях перемещений по поперечным разломам, скоростях субдукции и т. д. В связи с этим строгие решения в рамках тектоники плит применимы только к кайнозойской и мезозойской истории земной коры.

Необходимо заметить, что, хотя контуры главных плит объективно рисуются распределением сейсмичности, особенно четко в океанических и переходных к континентам областях, вопросы детализации схемы распределения плит, выделения дополнительных плит меньшего масштаба связаны до известной степени с возможностями геометрического моделирования, т. е. отчасти решаются в зависимости от разрешимости упомянутых выше математических задач при данной схеме распределения плит. Для оценки перемещений плит и включенных в них материков в течение более длительных периодов геологической истории существенную помощь оказывают реконструкции прежнего положения континентов по палеомагнитным данным.

Области разрастания литосферных плит — системы срединно-океанических хребтов и континентальных рифтов, а также области сокращения (или поглощения) литосферы (системы островных дуг с окранными морями или окраины континентов южноамериканского и андийского типов) характеризуются своим специфическим типом магматизма, прежде всего эффузивного, и в последнем случае также определенной закономерностью зонального размещения вулканиче-

ских проявлений разных петрохимических типов. Это составляет важнейшую закономерность, позволяющую распознавать типы границ плит в геологическом прошлом. Диагностическим признаком поглощающих границ плит служат также зоны метаморфизма высоких давлений и относительно низких температур, которыми на основании экспериментальных данных считаются полосы развития глаукофановых сланцев.

Модель тектоники плит применяется для анализа докембрийских структурно-вещественных взаимоотношений и геотектонических процессов глобального или регионального охвата и опирается главным образом на изучение на современных примерах вещественных результатов и признаков взаимодействия литосферных плит, актуалистически распространяемых на палеозой и по крайней мере на поздний докембрий. Таким образом, предполагается, что в эти эпохи существовали условия, сходные с мезозойскими и кайнозойскими. Эти реконструкции пока имеют качественный характер, так как данные для геометрически строгих решений в отдаленном геологическом прошлом недостаточны или отсутствуют.

В рамках тектоники плит разработаны термические модели процессов разрастания (спрединга) и поглощения (субдукции) литосферных плит. При этом, например, термическая модель спрединга количественно согласуется с рельефом океанов: по расчетам океаническая литосфера должна уплотняться и углощаться по мере удаления от срединно-океанических хребтов, где имело место поступление разогретых мантийных масс из глубины. В результате должно происходить изостатическое погружение окраин океанов относительно срединных хребтов, что на самом деле соответствует основным чертам топографии океанов. Из этого вытекают как следствие значительные вертикальные движения: опускания у окраин континентов атлантического типа порядка нескольких километров. Вертикальные движения значительных амплитуд логически связываются с моделью тектоники плит и в других случаях.

3769  
Следует, однако, отметить, что до сих пор тектоника плит разрабатывалась в основном на материале подвижных зон на границах современных и древних плит. Внутриплитная тектоника только начинает входить в орбиту моделирования обсуждаемой концепции, поэтому мало что можно сказать с данных позиций о тектонике платформ и их щитов, где как раз определяющую роль по всем данным играют вертикальные движения.

В качестве глубинного процесса, проявлением которого является «конвейерный» механизм тектоники плит, большинством ее создателей и сторонников принимается конвекция в мантии Земли, которой обусловлены восходящие потоки в областях разрастания литосферы и нисходящие — в областях ее поглощения. Разрабатываются различные варианты моделей тепловой конвекции во всей мантии или только в верхней ее части, а также вещественно-плотностной конвекции в мантии, связанной с дифференциацией вещества на границе растущего ядра. Необходимо отметить известную независимость построений собственно тектоники плит от этих глубинных моделей.

Применение тектоники плит к металлогении и прогнозу нефтегазоносности основано в настоящее время на выделении типовых геотектонических и вместе с тем минерагенических обстановок в соответствии с данной концепцией.



# I ОБЛАСТИ НАРАЩИВАНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

## СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Мировая система срединно-океанических хребтов (Г. Б. Удинцев предложил называть их «георифтогеналями») выявлена и морфологически изучена сравнительно недавно (в 50-х годах) благодаря широким исследованиям батиметрии океанов с помощью новейших методов эхолотации и др.

Основные черты морфологии срединно-океанических хребтов теперь хорошо известны. Протяженность отдельных хребтов составляет многие тысячи километров. Профиль хребтов характеризуется значительной шириной (1000—2000 км), сравнительно пологими внешними склонами и в большинстве случаев наличием характерной продольной рифтовой долины. Относительные превышения гребня хребта над прилегающей абиссальной равниной ~3—4 км [Геофизика океана. Т. 1. 1979], углубление рифтовой долины по отношению к гребню 1,5—2 км.

Восточно-Тихоокеанское поднятие, принадлежащее по всем признакам к срединным хребтам, не имеет рифтовой долины. Она отсутствует или слабо выражена и в отдельных других участках мировой системы срединно-океанических хребтов. Пригребневые части последних почти лишены рыхлых отложений (донных осадков). На склонах они появляются, причем разрез последовательно наращивается вниз по стратиграфической вертикали по мере удаления от оси хребта.

Типичная ширина рифтовых долин в среднем 30—35 при глубине 1—2 км относительно гребней хребтов [Tarropier, Franche-teau, 1978 г.]. В отдельных местах имеются, по-видимому, несколько большие относительные глубины, по крайней мере до 3 км.

На основании детальных исследований 70-х годов (на отдельных участках хребтов) с применением батискафов выясняется следующая картина. Склоны рифтовых долин имеют ступенчатый характер. Ступени (или террасы) нередко обнаруживают пологий наклон наружу, а их уступы наклонены внутрь долины под углом 60° и круче. Наиболее низкая часть (так называемое внутреннее дно) долины довольно плоская. Ширина внутреннего дна 2—10 км. Отмечаются продольные, иногда зияющие вертикальные трещины растяжения. Именно здесь, в глубине долины, сосредоточена большая часть новейшей и современной

вулканической деятельности. Лавовые потоки образуют лентообразные пачки мощностью до 200 м. Имеются следы обрушения вулканических аппаратов.

Рельеф и структура лучше всего соответствуют ступенчатому грабену, а крутые поверхности ступеней — сместителям нормальных сбросов. На большинстве профилей наклон блоков наружу от оси долины увеличивается по мере удаления от этой оси долины. Сбросообразование охватывает в основном полосу шириной 10—15 км. Остальные 10 км (по 5 в каждую сторону) разбиты более редкими сбросами [Ballard, Van Andel, 1977]. Долина окаймляется холмистыми возвышенностями с пиками и трогами, которые называют «рифтовыми горами». Их высота над дном долины достаточно постоянна. Приближаясь к трансформным разломам, долина углубляется.

На Восточно-Тихоокеанском поднятении вдоль оси хребта обнаружена также очень узкая зона вулканических излияний и беспорядочно расчлененного вулканического рельефа, ширина этой зоны 2,5—3 км. На расстоянии 1,5 и 2 км по обе стороны от оси наблюдаются признаки сильного растяжения коры и развития нормальных сбросов. Наконец, следует зона более редких сбросов и холмистого рельефа (шириной в одну сторону ~7, в другую ~4,5 км), ограниченная невысокими обрывами, так что в целом получается что-то вроде слабо выраженной в рельефе рифтовой долины шириной ~17 км [Crane, Normark, 1977 г.].

Срединно-океанические хребты с их пологим рельефом на периферии переходят в абиссальные равнины, которые геоморфологи делят на холмистые и плоские, называемые также аккумулятивными [Справочные карты. М., ГУГК, 1976—1979 гг.]. Исследования последних лет показали, что у тех и у других рельеф существенно (в несколько разной степени) сглажен покровом донных осадков. Под осадками рельеф более резок и, как считается, в основном унаследован от того времени, когда нынешние абиссальные равнины согласно концепции разрастания океанического дна входили в пояса срединно-океанических хребтов.

Сейсмичность срединно-океанических хребтов характеризуется глубиной гипоцентров (главной моды) до 10 км. Лишь для отдельных сейсм в хребтах Индийского океана отмечены несколько большие глубины сейсмических очагов (10—40 км). Почти все землетрясения с магнитудой, равной 4 и более, приурочены либо к рифтовым долинам, либо к трансформным разломам, а в отдельных местах — только к последним [Ушаков, 1974]. Сейсмические исследования позволили получить представление о внутреннем строении срединно-океанических хребтов.

У гребней хребтов земная кора представлена только слоем со скоростями продольных сейсмических волн 5,0—5,3 км/с (т. е. аналогом второго сейсмического слоя нормальной океанической коры). Глубже обнаруживается скачкообразный переход сразу к скоростям 7,0—7,5 км/с. Этот слой большинство исследователей

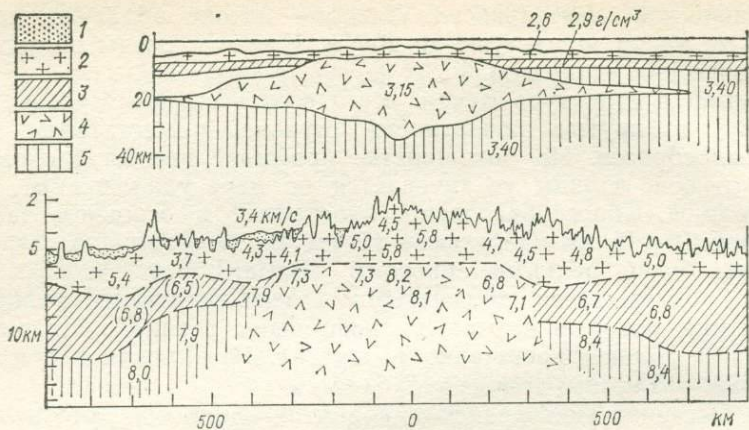


Рис. 4. Сейсмический разрез через Срединно-Атлантический хребт и его плотностная модель, удовлетворяющая данным об аномалиях силы тяжести [Talwani e. a. 1965 г.].

1 — осадочные породы; 2 — второй слой; 3 — третий слой; 4 — аномальная мантия; 5 — нормальная мантия.

считает разуплотненной мантией. Глубина ее залегания  $\sim 5$ — $10$  км от поверхности океанического дна (рис. 4).

Имеются многочисленные указания на сильное затухание сейсмических волн под гребнями хребтов. В Атлантическом океане зона затухания продольных волн имеет ширину  $\sim 50$  км ( $\sim 40^\circ$  с. ш.). Кровля этой зоны находится на глубине 6 км от поверхности дна, а боковые стенки отчетливы и резки [Steinmetz e. a., 1976 г.].

На «внутреннем дне» рифтовых долин срединных хребтов удлиненные пачки лавовых потоков, параллельных оси, могут отражать форму и размеры нижележащих магматических камер. Их размеры невелики ( $\sim 1$  км по простиранию и  $\sim 0,5$  км вкрест простирания) [Tarrounner, Francheteau, 1978 г.].

Рельеф срединно-океанических хребтов (само их существование как поднятий над ложем океана) изостатически связан с пониженными значениями плотности коры, и особенно мантии под ними, так что удается математически выразить эту зависимость. Согласно упрощенному выражению глубина, на которой находится та или иная точка поверхности срединного хребта, в среднем пропорциональна корню квадратному из расстояния от оси хребта до данной точки [Сорохтин, 1974]. Таким образом, имеется возможность рассчитать теоретические профили срединно-океанических хребтов и сравнить с ними реальную картину в том или ином районе. В результате выявляются аномалии глубин, тесно связанные с гравитационными аномалиями, например в Северной Атлантике. Объяснение этих аномалий пока неоднозначно: 1) локальные аномалии плотности в срединно-океаническом хребте, 2) компенсация аномалии раздувом литосферы

повышенной плотности, 3) компенсация путем местного понижения верхней границы астеносферы и 4) комбинация второго и третьего вариантов [Kochran, Talwani, 1978 г.].

На гребнях срединно-океанических хребтов литосфера тонка, а ее мантийная часть может местами отсутствовать. При удалении от осей хребтов мощность литосферы в целом увеличивается, сперва очень быстро, потом все медленней, причем обособляется надастеносферный слой верхней мантии, и на более значительных расстояниях происходит разделение коры на три слоя, типичные для абиссальных равнин океанов. Самый верхний, первый, слой мощностью 0,2—0,6 км характеризуется скоростями продольных волн 1,5—3,0 км/с. Он состоит в основном из рыхлых (сверху) и уплотненных (ниже) осадочных пород. Во втором слое мощностью обычно 1—3 км скорость продольных волн 4,0—5,5 км/с. По данным глубоководного бурения в его кровле залегают базальты, которые, вероятно, преобладают и ниже. Третий слой имеет мощность 4—6 км и скорости продольных волн 6,5—7,0 км/с (в нижней части по некоторым данным до 7,2—7,4 км/с) [Геофизика океана. Т. 1, 1979]. Граница Мохоровичича находится обычно на глубине 6—8 км от поверхности дна и определяется скоростями продольных волн  $\sim 8$  км/с. В нижних слоях литосферы отмечаются обычно лишь несколько более высокие скорости 8,2—8,3 км/с.

Верхняя граница астеносферы связана с температурой солидуса мантии, выше которой происходит, по-видимому, ее частичное плавление за счет отделения относительно легкоплавких магматических дериватов. Эта граница, таким образом, должна совпадать с определенной изотермической поверхностью, отвечающей по расчетам температуре  $\sim 1200^\circ\text{C}$ . Положение этой пространственной изотермы неоднократно рассчитывалось. Один из методов расчета исходит из ширины осевой тепловой аномалии срединно-океанических хребтов. Если ширину этой аномалии разделить на скорость разрастания литосферы, получаем время образования аномалии, которое оказывается примерно одинаковым для хребтов как с быстрым, так и с медленным спредингом. Эта практически постоянная величина  $C \approx 1,8 \cdot 10^{14}$  с. [Ушаков, 1974]. Мощность плиты и ряд других величин входят в упрощенное выражение

$$C = \rho c_p l^2 \ln^2 / (\lambda \pi^2),$$

где  $l$  — мощность плиты;  $\rho$  — плотность;  $c_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении,  $\lambda$  — теплопроводность.

Если принять  $\rho = 3$  г/см<sup>3</sup>,  $c_p = 0,25$  кал/°С и  $K = (5 \div 10) \times 10^{-3}$  кал/(°С·см/с), то  $l = 50 \div 60$  км, что примерно соответствует сейсмическим данным о мощности литосферы на периферии срединных хребтов [Ушаков, 1974]. Максимальная мощность литосферы уже в области абиссальных равнин океана равна 70 км.

Аномальное магнитное поле срединно-океанических хребтов имеет характерное полосовое строение с различной полярностью

отдельных аномалий. Как показывают палеомагнитные исследования, сопоставляемые с геохронологическим и стратиграфическим изучением молодых эффузивов и осадков, знакопеременные магнитные аномалии отвечают инверсиям магнитного поля. Отсюда возможность датировать магнитные аномалии в пределах последних 10 млн. лет [Вайн, Мэтьюз, 1963 г., перевод в кн. Новая глобальная тектоника, 1974 г.].

Путем экстраполяции и с некоторым контролем геохронологией эта шкала построена и для более ранних эпох (до средней юры). К центру срединно-океанических хребтов приурочены наиболее молодые современные аномалии, следующие отвечают прошедшим магнитным эпохам, все более древним к периферии склонов срединных хребтов.

Интенсивность резко выраженной центральной аномалии объясняется однонаправленной намагниченностью на оси хребта, совпадающей с современной. В частности, такая очень интенсивная аномалия имеется в полосе нормально намагниченных позднечетвертичных пород Центральной Исландии, тогда как в смежных блоках есть проявления интрузий и излияний, последующих по отношению к эпохе их намагничивания (трещинные экструзии, лавовые потоки и вулканические конусы и, вероятно, также дайки и интрузии). Часто они намагничены обратно относительно господствующей аномалии, что уменьшает ее интенсивность. Скважины иногда достигают пород, намагниченных обратно аномалии, измеренной в данном месте, что объясняется наплывом более молодого потока или покрова лавы относительно небольшой мощности. Эти данные и соображения послужили весьма веским обоснованием концепции разрастания (спрединга) океанического дна, выдвинутой Р. Дицем и Г. Хессом.

По Ф. Вайну и Д. Мэтьюзу, полосовые магнитные аномалии образуются в связи с поступлением все нового намагничивающегося материала в осевую часть хребта и с раздвижением в стороны прежних порций этого материала. Такой эффект мог бы получиться, если бы вдоль оси хребта в каждый данный момент формировалась дайка или серия даек, которая намагничивалась бы в направлении существующего в данный период магнитного поля. С каждым последующим внедрением осевые части уже существующих даек (или роев даек) разделялись бы пополам вдоль рифтовой трещины и раздвигались в стороны, тем самым увеличивая ширину аномалии. Однако смена полярности, т. е. возникновение новой аномальной полосы, происходила бы только тогда, когда изменялось направление магнитного поля, т. е. в момент его инверсии. Эта простая модель является существенно умозрительной. Пытаясь подойти к более реальному пониманию процесса, необходимо прежде всего учесть, что любое магматическое тело может намагнититься и удержать магнитные свойства не сразу после внедрения и отвердевания, а лишь при переходе через точку Кюри, которая на много сотен градусов ниже температуры отвердевания основной магмы.

Напомним, что на гребне срединно-океанического хребта имеется сравнительно тонкая кора (по некоторым оценкам 2,5—3 км) и литосферный слой мантии, который почти выклинивается к осевой линии, но все же в некоторых моделях сохраняет мощность по крайней мере порядка нескольких километров. Первая состоит из базальтов (иногда с редкими прослоями осадков и туфов), второй (судя по скоростям сейсмических волн) — из несерпентинизированных или слабо-серпентинизированных гипербазитов. По некото-

рым расчетам на формирование длинноволновых магнитных аномалий, исследованных Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом, не должен оказывать влияние самый верхний слой океанического дна мощностью  $\sim 1$  км или меньше [Angenheister e. a., 1977].

Кроме того, в результате определений глубины нижних кромок магнитовозмущающих масс на основании наблюдаемых магнитных свойств и параметров на гребнях хребтов были получены очень малые значения ( $\sim 1$  км и даже меньше). Расчеты обставлены рядом условностей и оговорок и дают представления лишь о порядке значений, притом минимальных. Определение максимальных возможных значений глубины залегания намагниченных масс основано на учете температуры Кюри. Еще Ф. Вайн и Д. Мэтьюз определяли примерное положение соответствующей изотермы на глубине  $\sim 10$  у гребней срединных хребтов и 20 км на некотором удалении в стороны от них. Одна из более поздних моделей следующим образом определяет нижнюю границу и глубинную трехмерную фигуру полосовых магнитных аномалий [Angenheister e. a., 1977] (рис. 5).

Снизу они ограничены изотермой  $500^\circ\text{C}$ , что несколько меньше максимально возможной температуры Кюри для пород срединных хребтов. В пространстве соответствующая изотермальная поверхность симметрично расходится в обе стороны от гребней срединных хребтов сперва с крутым, потом все более пологим наклоном. Осевая магнитная аномалия образуется сразу же выше этой поверхности и расширяется путем трансляции параллельного ей слоя до инверсии магнитного поля, когда возникает следующий слой аналогичной формы, но с противоположным знаком намагни-

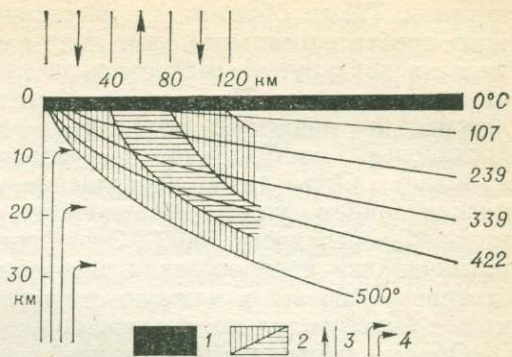


Рис. 5. Схема поперечного разреза пространственной фигуры полосовых знакопеременных магнитных аномалий океанических рифтов.

По материалам геофизических исследований в Исландии и расчетам [Angenheister e. a., 1977].

1 — относительно тонкий слой (не более 1 км, на рисунке вне масштаба), который мало вносит в конфигурацию аномалий, наблюдаемых с поверхности, из-за своей гетерогенности; 2 — зоны различной полярности намагничивания; 3 — геомангнитное поле; 4 — подъем мантийного вещества.

чивания. Таким образом, на расстоянии  $\sim 125$  км от оси срединного хребта аномальные слои уходят на глубину  $\sim 27$  км. Их влияние на картируемое магнитное поле, очевидно, скоро становится исчезающе малым. Интерес к этой модели состоит в том, что, хотя авторы не пишут об этом, она подразумевает, по существу, одинаковые поступления все нового мантийного материала, а может быть даже наступление теплового фронта с перематничиванием уже существующих пород вдоль всей изотермальной поверхности  $500^\circ\text{C}$ . Этот фронт намагничивания или перематничивания распространен авторами, как уже сказано, на расстояние  $\sim 125$  км в каждую сторону от гребня, но в принципе может быть продолжен и дальше.

Объемы центральных внедрений или ширина излияний в осевой части хребта при таком подходе не имеют влияния на конфигурацию магнитного поля, а ширина разнозначных аномальных полос определяется только соотношениями продолжительности эпох сохранения нормального и обратного магнитных полей и скоростью раздвижения литосферных плит при постоянном поступлении с глубины нагретого материала (или хотя бы тепла).

Как бы значительно ни было погружение магнитных аномалий на флангах срединно-океанических хребтов согласно рассмотренной модели, слоеобразные магнитные аномалии во всяком случае должны оставаться в пределах литосферы, ибо снизу они ограничены изотермой  $500^\circ\text{C}$ , тогда как нижняя граница литосферы определяется изотермой  $\sim 1200^\circ\text{C}$ . При этом значение температуры Кюри ( $\sim 500^\circ\text{C}$ ), как уже отмечалось, близко к максимуму возможному, потому что ферримагнитный минерал в породах срединных хребтов представлен главным образом магнетитом, имеющим температуру Кюри  $550\text{—}580^\circ$ . Однако у титаномагнетита температура Кюри значительно ниже. В связи с этим среди океанических базальтов, диабазов и долеритов широко распространены породы с температурой Кюри более низкой, чем  $500^\circ\text{C}$  (чаще всего  $\sim 300^\circ\text{C}$ ) [Храмов, 1976]. Таким образом, реальная нижняя граница возможного существования намагниченных пород может располагаться существенно выше рассчитанной для значения температуры Кюри  $500^\circ\text{C}$ .

Полосовое магнитное поле срединно-океанических хребтов распространяется на значительную часть абиссальных равнин океанов, которые, очевидно, представляют собой наиболее опущенные части разрастающегося океанического дна с рельефом, существенно сглаженным аккумуляцией осадков. Однако по периферии океанов имеются значительные площади спокойного магнитного поля, в которых полосовые аномалии совершенно исчезают.

Спокойное магнитное поле распространяется на прибрежные части Центральной Атлантики, на Большой Австралийский залив, на крайний северо-запад Тихого океана (около Камчатки и северных Курильских островов). Предполагалось, что это, возможно, наиболее древние части океанического ложа (дна), образовавшиеся в период, когда не было инверсий магнитного поля (как

полагают, более чем 150 млн. лет назад, т. е. до поздней юры). В некоторых случаях, когда к спокойному магнитному полю подходят не древние аномалии (до последней ~ 150 млн. лет), а значительно более молодые (например, в Большом Австралийском заливе), это объяснение, очевидно, не подходит [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Здесь должна быть какая-то другая причина, например глубокие опускания океанического дна у континентального склона и связанная с этим глубокая эрозия океанической коры снизу, которая вместе с компенсирующими крупными площадными излияниями уничтожает полосовое магнитное поле.

Концепция спрединга контролируется систематическим изучением строения дна океанов глубоководным бурением. Определения возраста нижних горизонтов лав и осадков на дне океанов в целом подтверждают то обстоятельство, что они становятся все более древними от осей срединных хребтов к периферии океанов [Лисицын, 1974].

Маломощные и прерывистые осадки пригребневых частей срединно-океанических хребтов переходят в более или менее сплошной чехол при удалении от гребней, и особенно на абиссальных равнинах. Мощность осадков и здесь редко больше 1 км. Осадконакопление в основном пелагическое с малыми скоростями (0,5—1 см/1000 лет). Более высокие скорости осадконакопления наблюдаются в экваториальных областях с высокой биологической продуктивностью (до 3—5 см/1000 лет) и местами (в полярных областях) за счет выноса терригенного материала с материков айсбергами.

Состав осадков Тихого океана в более древних горизонтах отражает иное, чем в настоящее время, положение экваториальных зон высокой продуктивности с большими мощностями и специфическим составом (более карбонатных). Это обстоятельство наилучшим образом объясняется в связи с перемещением на север-северо-запад Тихоокеанской плиты, определяемым другими методами.

Для срединно-океанических хребтов характерны зоны высоких значений теплового потока, составляющих 2—4 мккал/(см<sup>2</sup>·с) или 2—4 единицы теплового потока (ЕТП), представляющие в целом мощные зоны тепловой разгрузки, на которые падает более 60 % суммарных тепловых потерь Земли.

Согласно расчетам, основанным на кондуктивных моделях процесса теплоотдачи срединно-океанических хребтов, максимальный тепловой поток и термические аномалии должны быть приурочены к их гребням или осевым линиям. В действительности тепловые аномалии распределены на площади хребтов очень неравномерно и на гребнях они в среднем ниже ожидаемых, так как на термический режим оказывает большое влияние циркуляция морской воды в трещиноватых зонах, особенно пригребневых частей хребтов.

Например, в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, где сосредоточена наиболее сильная вулканическая деятельность

и налицо довольно крутой и расчлененный рельеф, существуют многочисленные неправильные тепловые аномалии (обычно над малыми замкнутыми впадинами вулканического происхождения). На периферии с линейным рельефом трещинного и сбросового происхождения отмечаются линейные тепловые аномалии, измененные в воде.

Расчеты отдельных аномалий в центральной зоне указывают на меньшие теплотери внутри этой полосы, чем по сторонам ее. Развитые здесь породы из-за трещиноватости и пористости наиболее проницаемы для морских вод, проникающих в эту зону сверху. Проницаемый слой, вероятно, распространен и в стороны, но на некоторой глубине, так как с боков он прикрыт более плотными лавами трещинных излияний. Этим объясняется боковой приток воды в пористо-трещиноватый слой. Разгрузка его происходит через сравнительно редкие трещины промежуточных зон в виде восходящих источников. В целом получается система диффузной и канализированной конвекции трещинных вод океанического происхождения, понижающей значение теплового потока в осевой зоне. Эти частные отклонения лишь несколько осложняют картину высокой теплоотдачи срединно-океанических хребтов, которые являются, очевидно, местами подъема из глубин Земли относительно нагретого вещества. Очевидно, что разуплотнение мантии под гребнями хребтов связано с этими потоками тепла, т. е. мантия разуплотнена именно в связи с ее разогретым состоянием.

В гравиметрическом отношении срединно-океанические хребты характеризуются небольшим увеличением положительных аномалий в свободном воздухе по сравнению с абиссальными равнинами океанов (до 20—40 мгал), тогда как аномалии в редукции Буге сильно уменьшены (до 130 мгал). Сколько-нибудь заметных изостатических аномалий не отмечается. Между тем их следовало ожидать, если бы срединно-океанические хребты можно было толковать подобно простым сводовым или боковым поднятиям океанической коры. Наблюдаемые соотношения хорошо согласуются с наличием разуплотненной мантии в зонах срединных хребтов. Разогретой является и кора, что неизбежно при общем высоком тепловом потоке и активном современном вулканизме. Эта кора, собственно, и состоит существенно из недавно излившихся лавовых потоков и покровов, а также даек и силлов того же состава. Низкие значения сейсмических скоростей в коре в известной мере связаны с ее разогретым состоянием, а также пористостью и трещиноватостью.

Прямые данные о вещественном составе вулканитов и глубинных пород срединно-океанических хребтов и океанической коры в целом получены драгированием и глубоководным бурением. По существу это точечное опробование при весьма редкой и неправильной сети пунктов исследования. При этом глубоководное бурение проникает лишь до первых покровов или силлов базальтов, со значительной долей условности принима-

емых за основание осадочного чехла, а драгированием добываются пробы различных изверженных и вообще глубинных пород с участков наиболее резкого рельефа, в основном на крутых уступах рифтовых долин и поперечных разломов.

Несмотря на такие неблагоприятные условия опробования океанического дна, некоторое суждение о распространенности различных пород можно извлечь из данных таблицы. [Шараськин, Куренцова, Дмитриев, 1979 г.].

**Относительная распространенность главнейших пород океанического дна, % (от числа поднятых проб), драгированных с 1880 по 1975 г.**

Океаны и структурно-тектонические зоны	Число точек опробования	Число проб	Ультра-базиты	Габброиды	Зелено-каменные породы*	Базальты
Атлантический	306	575	18,5	8,6	14,5	58,4
Индийский	90	135	14,8	12,4	14,1	58,2
Тихий	195	220	2,5	1,0	10,4	86,1
Срединные хребты	287	540	17,8	10,2	16,1	55,9
Глубоководные желоба	34	87	13,3	4,4	20,1	62,3
Прочие районы	180	303	4,4	2,2	6,9	86,5
Весь океан	591	930	11,4	6,5	11,8	60,3

\* Зеленокаменные породы — это в основном метагаббро, амфиболиты и зеленые сланцы.

Из-за неясности структурных отношений разных типов пород, наблюдаемых прямыми геологическими методами, до сих пор не достигнуто однозначное сопоставление геологических или, точнее, петрографических данных с геофизическими. Отсюда неоднозначные суждения о вероятном составе океанической коры, собственно ее наиболее мощного третьего слоя.

Г. Хесс предположил в начале 60-х годов, что этот слой состоит из серпентинизированного перидотита, т. е. является как бы гидратизированной корочкой верхней мантии. Скорость прохождения продольных волн через этот слой в среднем  $\sim 6,7$  км/с, по его мнению, соответствуют на 70 % серпентинизированным гипербазитам. Этой модели третьего слоя и сейчас, в принципе, придерживается О. Г. Сорохтин [1974] и некоторые другие авторы.

Более распространенным и, по-видимому, более обоснованным является представление, что третий слой состоит в основном из габброидов с варьирующими добавками серпентинита, причем в низу его обособляется зона мощностью только 0,5—1,5 км более слоистой текстуры. Против значительного участия серпентинитов в составе слоя свидетельствует отношение  $v_P/v_S$ , а против преобладающего участия амфиболитов — слишком высокие значения обеих скоростей [Tarling, 1978 г., и др.]. Иногда признается вероятность того, что нижняя часть третьего слоя может все же состоять из серпентинизированного перидотита, а остальное — из габброидов.

Вулканические породы срединных хребтов и других областей океана почти исключительно представлены базальтами и их полнокристаллическими аналогами-долеритами. Последние, так же как диабазы, некоторые из габбро-диабазов и др., в основном представляют, очевидно, дайки и другие субвулканические интрузии, однако долериты обнаруживаются иногда во внутренних частях наиболее мощных потоков. Характерна, но не обязательно выражена, подушечная текстура базальтов, причем даже в пределах одной подушки обнаружены переходы от стекловатой лавы до полнокристаллического микродолерита.

Бесспорные дайки установлены лишь в исключительных случаях, но, вероятно, они распространены достаточно широко (не меньше, чем в наземных вулканических районах). Развитие роев даек в Исландии, которая, с некоторыми оговорками, может представлять фрагмент срединно-океанического хребта, настолько значительно, что дает возможность рассчитать существенное увеличение площади земной коры за счет заполнения ими раскрывающихся трещин [Ломизе, 1977 г.]. При изучении предполагаемых аналогов океанической коры в складчатых областях континентов под лавами, текстурой и составом более или менее подобными океаническим, в ряде мест обнаруживается слой, преимущественно состоящий из даек (вертикальнослоистый дайковый комплекс). Если аналогия справедлива, этот комплекс должен присутствовать, но пока не обнаружен в современных разрезах океанической коры.

Вопрос о структурах и формах залегания габброидных пород, а также их метаморфизованных аналогов (амфиболитов и др.) представляется сложным. Теоретически они могут присутствовать в качестве наиболее раскристаллизованных интрузий в толще базальтов и даже в осадочных породах. Кроме того, они могут составлять верхний более или менее сплошной слой (или оболочку) мантии или самый нижний слой коры, т. е. закономерно принадлежать оболочечной структуре Земли. В последнем случае возможно также проникновение в вышележащие оболочки и структуры в виде тектонических клиньев и протрузий. В природе, по-видимому, налицо оба варианта, но различать их (по условиям наблюдений) очень трудно.

Характеризуя состав вулканических пород срединно-океанических хребтов, обычно пишут (и писали) о преобладании толеитовых базальтов океанического типа, которым существенно подчинены щелочные оливиновые базальты, развитые больше на склонах хребтов и на вулканических островах и подводных горах, расположенных в пределах абиссальных равнин. Присутствие высокоглиноземистых базальтов отмечалось спорадически и как исключение описывались феррибазальты, андезиты и даже более кислые породы до риолитов включительно (в основном в Исландии), что не является вполне типичным. Однако имеются и другие места проявления кислых пород, так что И. В. Лучицкий имел некоторое основание оценить их количество в составе океа-

нических вулканитов 8—10 % (обычно оценивалось долями процента). В последнее время появились работы, содержащие существенную переоценку роли толеитов, т. е. насыщенных кремнеземом базальтов, в составе срединно-океанических хребтов, и на первое место по количеству выдвигаются базальты промежуточного состава между толеитовыми и щелочными, отнесенные к группе высокоглиноземистых базальтов.

Габброидные породы срединных хребтов и главным образом зон трансформных разломов представлены двупироксеновыми и роговообманковыми габбро, кварцевыми габбро, в отдельных случаях нефелиновыми габбро (или тералитами), т. е. опять, как и среди базальтов, имеются варианты от насыщенных кремнекислотой до щелочных и субщелочных и даже до резко недо- насыщенных сильнощелочных пород. Отмечены также габбро-анортозиты и анортозиты. Подчиненную роль играют диориты, кварцевые диориты, плагиограниты и аплиты, указывающие на развитый процесс кристаллизационной дифференциации [Printz e. a., 1976 г.].

Особый интерес представляют гипербазиты, поскольку они, с одной стороны, являются объектом сравнения с гипербазитами офиолитовых поясов континентов, а с другой — могут непосредственно представлять состав земной или по крайней мере океанической верхней мантии. Нередко отмечается, что драгированные пробы гипербазитов преимущественно представляют нацело или в существенной мере серпентинизированный материал (что и дало основание Г. Хессу для создания его модели третьего слоя океанической коры). Однако в достаточном количестве подняты со дна океанов также слабосерпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты. Имеется детальная характеристика пород исключительно мощного обнажения в месте пересечения Аравийско-Индийского срединного хребта трансформным разломом Оуэн.

Преобладающей породой в этом обнажении является грубозернистый шпинелевый лерцолит с содержанием, %: оливина и серпентина 50—80, ортопироксена 10—40, клинопироксена 5—20, шпинели 0—3. Количественно подчинен ему гарцбургит (70—90 % оливина и серпентина, 10—30 ортопироксена, 0—5 клинопироксена и 0—3 шпинели), а также дунит (только в двух образцах). Последний кроме оливина и серпентина содержит лишь акцессорную шпинель.

Породы во многом сходны с некоторыми альпинотипными гипербазитами и, кроме того, с ультраосновными включениями в кимберлитах. Структура их определяется как протогранулярная и порфиробластическая с переходом в порфирокластическую. Клино- и ортопироксены образуют крупные (1—25 мм) ксеноморфные зерна от угловатой до овоидной формы с взаимопрони- кающими структурами распада твердых растворов и различными признаками последующих деформаций; края их перекристал- лизованы с превращением в тонкозернистый агрегат уже без признаков распада твердых растворов. Реликтов и (или) при-

знаков кумулятивных структур или текстур не обнаруживается. Постоянство отношений  $Mg/(Mg+Fe)$  в соответствующих пироксенах и оливинах, высокое содержание Al в первых, отсутствие плагиоклазов, количественные соотношения минералов, высокие отношения  $Al/(Cr+Al)$  и низкие содержания Ti в шпинели отличают исследованные породы от кумулятов, как и отсутствие характерных для последних структур.

Все это подтверждает предположение, что гипербазиты могут непосредственно принадлежать веществу верхней мантии. С этим согласуется также очень большая мощность обнажения гипербазитов, достигающая 2000 м, тогда как прослой кумулятов, образовавшихся путем гравитационной дифференциации базальтовой магмы, согласно теоретическим расчетам должны быть гораздо меньшей мощности.

При драгировании в 50 км к юго-западу от описанного обнажения обнаружилось, что в нижних и средних частях склона глубокого ущелья трансформного разлома преобладают габбро и метагаббро, по-видимому непосредственно достраивающие кверху гипербазиты и составляющие в данном месте нижние горизонты (третий слой) океанической коры. В верху того же склона преобладают базальты [Bonatti, Hamlyn, 1978 г.]. Таким образом, по крайней мере в данном разрезе не обнаруживается слоя сильносерпентинизированных гипербазитов, который, по мнению ряда исследователей, должен представлять третий слой океанической коры. Очень мощные обнажения габбро (высотой до 2—3 км) отмечались в уступах рифтовых долин, а также в других местах срединных хребтов.

Магнитные свойства океанических горных пород изучены пока недостаточно. Возможность их изменчивости фактически не учитывается при построении моделей формирования полосовых магнитных аномалий, что вызывает возражения у части петрофизиков, поэтому следует остановиться на известных фактах.

Несерпентинизированные гипербазиты вообще и океанические в частности, как правило, слабомагнитны. При серпентинизации образуются магнетит и (или) титаномагнетит и в связи с этим закономерно увеличиваются магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность с  $400 \cdot 10^{-6}$  до  $7000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Преобладающие значения температуры Кюри  $\sim 480$ — $580^\circ\text{C}$ . Этот параметр позволяет судить о титанистости ферритмагнитных минералов, выделяющихся при серпентинизации. Температура Кюри чистого магнетита  $578^\circ\text{C}$ , для титаномагнетита  $[x\text{Fe}_3\text{O}_4(1-x) \times \text{TiFe}_2\text{O}_4]$  диапазон изменений точки Кюри очень широк: от 100 в сильнотитанистых разностях до  $578^\circ\text{C}$  у магнетита. Высокие температуры Кюри у серпентинизированных гипербазитов указывают на принадлежность их ферритмагнитных минералов преимущественно к магнетитам и малотитанистым титаномагнетитам [Храмов, 1976].

Габбро, извлеченные в разных точках Атлантического океана, обнаруживают в целом слабую магнитность, за исключением

отдельных образцов. Несколько повышенную магнитность показывают габбро с серпентинизированными оливинами. Ферромагнитные минералы габбро, вероятно, существенно вторичные.

Наибольшее внимание при исследовании уделено океаническим базальтам, для которых имеются статистические данные вариаций магнитных свойств, к сожалению не скоррелированные с петрохимическими типами и частью также со структурным положением базальтов. Однако во всяком случае очевидно, что диапазон колебаний магнитных свойств относительно очень велик по сравнению с различиями состава даже наиболее отдаленных типов базальтов и, как видно также из материалов подобных же исследований базальтов материков, породы, весьма сходные по составу, обладают нередко совершенно различными магнитными свойствами. Для рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта магнитная восприимчивость  $(0 \div 6000) \cdot 10^{-6}$ , причем более модальное значение  $(150 \div 250) \cdot 10^{-6}$  СГС. Естественная остаточная намагниченность —  $(0 \div 40\,000) \cdot 10^{-6}$  СГС и более, при этом максимальное число измеренных значений падает на интервал  $(1000 \div 7500) \cdot 10^{-6}$  СГС и значительно меньше для значений  $40\,000 \cdot 10^{-6}$  СГС и более.

У базальтов Тихого океана (к сожалению, не разделенных по типам структур) магнитная восприимчивость —  $(0 \div 6000) \cdot 10^{-6}$  СГС и более, причем максимумы распространенности падают на интервалы  $(100 \div 400) \cdot 10^{-6}$  и  $(1800 \div 3000) \cdot 10^{-6}$  СГС.

Любопытно распределение измеренных значений точки Кюри для базальтов Тихого океана. Имеются температуры от 200 до 580 °С, причем максимумы распространенности падают на интервалы 250—400 °С, что должно соответствовать титаномагнетитам со значительным и средним содержаниями титана, и на значения более 550 °С, соответствующие практически чистому магнетиту. Промежуточные температуры также встречаются, хотя и значительно реже.

Сопоставление статистических распределений и обнаруживает одинаково широкие диапазоны изменений этой величины для всех океанов. Интересно сравнить эти данные с результатами относительно недавних исследований излившихся, дайковых и прочих субвулканических интрузивных пород Исландии, сопоставленных с полосовыми магнитными аномалиями острова [Angenheister e. a., 1977]. По мнению исследователей, при кристаллизации магмы базальтового состава в данном случае выделяется титаномагнетит с примерным составом  $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$ . Однако этот минерал сохраняется лишь в исключительных случаях (при очень быстром застывании породы). Обычно он окисляется и в той или иной мере переходит в магнетит. Из-за внутренних процессов этот переход наиболее полно осуществляется в дайках и интрузиях и в значительно меньшей мере в лавовых потоках, где окисление обычно локализуется лишь в верхних частях, почти не затрагивая придонные слои каждого потока или покрова.

Средняя температура Кюри в лавах  $\sim 300$  °С, и авторы многих работ считают, что носителем магнитных свойств в эффузивах

в основном является титаномагнетит. Отсюда они делают вывод, что дайки и штоки диабазов, долеритов и т. п. в значительно большей степени создают магнитное поле, и в частности длинноволновые полосовые магнитные аномалии, чем эффузивные базальты.

Исследования охватывают лишь Исландию и отчасти прилегающие участки Срединно-Атлантического хребта. Приходится иметь в виду, что в подводных частях срединно-океанических хребтов пока что трудно провести адекватное разграничение и сравнительное исследование дайковых и эффузивных пород. Другие места наземных условий, близких к таковым у срединно-океанических хребтов, представляют, может быть, некоторые вулканические острова значительно меньших размеров. Кроме того, вышеприведенные данные по базальтам Тихого океана показывают, что среди них немало пород с высокими температурами Кюри, т. е. с малоти-танисным ферромагнитным минералом. Очевидно необходимы дальнейшие специальные исследования магнитных свойств пород срединно-океанических хребтов и вообще океанов вместе с определениями глубинной локализации источников полосовых магнитных аномалий для более точного представления о глубинной фигуре и процессе образования последних. Имеющиеся данные о малой магнитной восприимчивости глубинных габбро и несерпентинизированных гипербазитов свидетельствуют против распространения аномалий в слоях литосферы, создаваемых предположительно этими породами и, таким образом, ставят определенные ограничения соответствующим моделям.

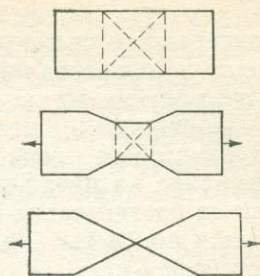
В заключение этого раздела необходимо хотя бы кратко остановиться на возможном механизме разрастания литосферы в срединно-океанических хребтах, согласующемся с приведенными данными о них.

При некоторых (относительно давних) попытках моделировать процесс образования срединно-океанических хребтов, и в частности их рифтовых долин, выдвигалось представление о вертикальном внедрении нагретого пластичного мантийного вещества, которое поднимается в пределах камеры с плоскопараллельными стенками непосредственно под рифтовой долиной. При этом мощность внедряющегося дайкообразного диапира очень невелика, сравнима с шириной рифтовых долин срединных хребтов. Эта схема кажется теперь довольно примитивной, хотя на основе ее модификации впоследствии были сделаны сравнительно успешные попытки количественного моделирования и расчетов, в том числе и для случаев отсутствия четко выраженных рифтовых долин [Lachenbruch, 1976 г.].

При сопоставлении с сейсмическим разрезом срединно-океанических хребтов представляется очевидным прежде всего, что если и можно говорить о вертикальных плоскопараллельных зонах (хотя бы умозрительно), то лишь в пределах совершенно незначительной мощности литосферы на гребнях срединно-океанических хребтов. Ниже, согласно господствующей интерпретации данных, имеется полого расширяющийся вниз и в стороны выступ разуплот-

Рис. 6. Фигура растяжения и образования «шейки» в призматическом образце при его испытании на разрыв [Tarponnier, Francheteau, 1978 г.].

Пластическая деформация и диагональные разрывы развиваются в промежутке образца, примерно равном его толщине.



ненной нагретой мантии, более нагретой и разуплотненной, чем обычная астеносфера. Как было показано выше, полосовые магнитные аномалии могут быть интерпретированы в пространстве как близконформные фигуры, облекающие выступ астеносферы на некотором расстоянии сверху.

Таким образом, совокупность имеющихся данных согласуется лучше всего с представлением о непрерывном или периодическом пополнении снизу нагретым материалом относительно пластичного мантийного диапира (выступа разуплотненной мантии), постоянно существующего под срединно-океаническими хребтами, который непосредственно оконтуривается сверху геофизическими методами. Выступы разуплотненного мантийного вещества подходят снизу очень близко к гребням срединных хребтов. Однако над ними всё

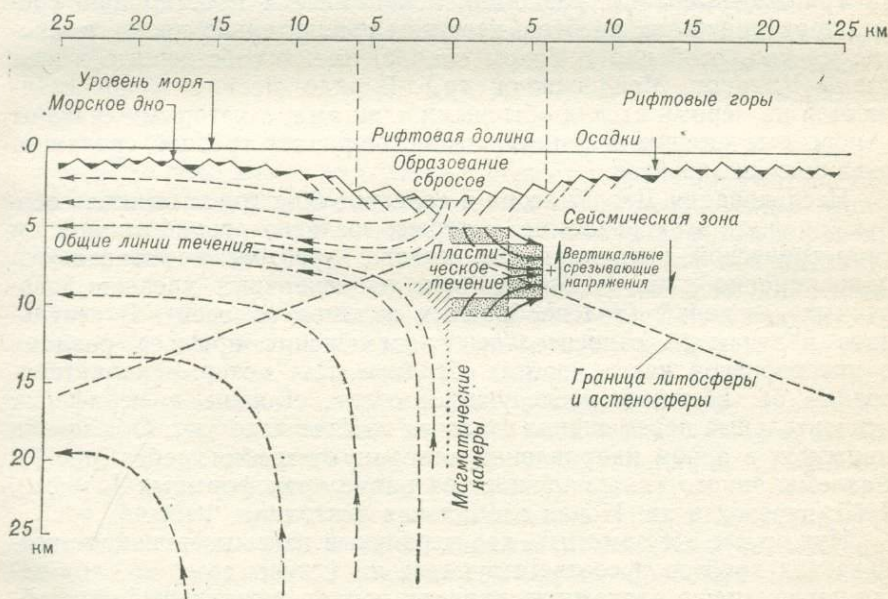


Рис. 7. Механическая модель поведения литосферы в осевой зоне срединно-океанического хребта при медленном спрединге (подобном образованию «шейки» при постоянстве растягивающего напряжения) [Tarponnier, Francheteau, 1978 г.].

же остается значительно менее пластичная литосфера, которая подвергается сильному растяжению на кровле поднятий, что приводит к образованию разрывов, заполняемых дайками и интрузиями других форм.

По-видимому, этим не исчерпывается объемная компенсация спредингового процесса. В последнее время было обращено также внимание на предшествующее и сопутствующее разрывам пластическое растягивание коры с сильным ее утонением, как это наблюдается при испытании на разрыв образцов тех или иных материалов (рис. 6).

Утонение коры в значительной мере восполняется изливаниями лав, поднимающихся по трещинам и несомненно имеющих корни в виде роев даек, более обильных на глубине, чем на поверхности. Можно думать, что при быстром спрединге кора предыдущего этапа довольно скоро утоняется и почти исчезает из разреза пригребневых частей хребтов, замещаясь обильными изливаниями, которые непрерывно наслаиваются сверху. При медленном спрединге мы успеваем наблюдать центральную рифтовую долину, довольно глубоко рассекающую свод литосферы и лишь в малой степени заполняющуюся узкими донными потоками лавы (рис. 7).

## ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ И СДВИГОВЫЕ ГРАНИЦЫ ПЛИТ

Грандиозные зоны разломов, поперечные к простиранию срединно-океанических хребтов, известны сравнительно давно, и многие из них, особенно в Тихом океане, имеют собственные имена (зоны Клариян, Мендосино и др.). В ряде мест они представляются на первый взгляд обычными сдвигами, с которыми связаны поперечные смещения (иногда очень большие) гребней срединно-океанических хребтов.

Исследования Дж. Уилсона в середине 60-х годов выявили особую природу этих разломов, которые, согласно разработанной им геометрической концепции, не моложе хребтов, а развиваются одновременно с их формированием из первичных древних поперечных смещений (колениобразных изломов их осей). В результате получают относительные перемещения крыльев разлома в пригребневой части хребта, обратные тем, которые характеризовали бы обычный последующий сдвиг. Дальше к периферии относительные перемещения крыльев вообще исчезают. Оба крыла движутся в одном направлении в сторону от гребня хребта (рис. 7). Разломы такого типа получили название трансформных [Уилсон, 1965, перевод в кн. Новая глобальная тектоника, 1974 г.].

Нужно все же заметить, что первичные изломы срединно-океанических хребтов и соответствующие им уступы сами по себе несомненно имеют разломную природу и происхождение. Таким образом, можно сказать, что структуры, породившие, согласно Дж. Уилсону, разломы трансформного типа, действительно древнее, чем срединно-океанические хребты, поскольку они существо-

вали еще на континентах до расхождения краев первоначальной рифтовой трещины. Если это так, то они должны иметь продолжение на континентах, что действительно и наблюдается. Вместе с тем многие трансформные или вообще поперечные разломы не сопровождаются достаточно ясными изломами или видимыми смещениями рифтовой долины, т. е., следуя теории Дж. Уилсона, не должны бы иметь активной части с трансформным направлением смещения.

Однако не о всех трансформных разломах можно сказать, что в них в настоящее время или в ближайшем геологическом прошлом действительно активна или была активной только часть, заключенная между смещенными или уступообразно в плане расположенными частями осевой долины хребтов. Напротив, сдвиговые перемещения по этим разломам обычно именно в том же направлении продолжаются и в настоящее время или происходили в геологическом прошлом в масштабе, отнюдь не ограниченном по размеру и направлению расхождением боков рифтовой трещины, согласно теории Дж. Уилсона.

Эти крупные сдвиги представляют особый, третий, тип границ плит, которые можно назвать «сдвиговыми». Едва ли к таким разломам следует применять термин «трансформный», если держаться его первоначального смысла по Дж. Уилсону. Наиболее известные примеры сдвиговых границ плит — это Азорско-Гибралтарский разлом, хр. Маккуори (к югу от Новой Зеландии) и др.

Теория трансформных разломов позволяет определять направление разрастания океанического дна, которому в принципе соответствует простираание разломов. Другой подход к определению направления спрединга связан с построением векторов напряжений при землетрясениях.

Основным средством определения сейсмического механизма в гипоцентрах является изучение первых вступлений упругих волн. Интерпретация результатов возможна на базе простейшей модели смещения, созданного мгновенным приложением к некоторой площадке скольжения двух равновеликих взаимно перпендикулярных сил сжатия и растяжения под углами  $45^\circ$  к этой площадке (схема простого сдвига со смещением вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений). Решение обратной задачи на основе схемы двух двойных сил неоднозначно. Оно дает два возможных положения площадки скольжения. Выбор одного из них делается на основании дополнительных физических или геологических данных, например наблюдаемых на поверхности дислокаций в связи с неглубокими землетрясениями [Ушаков, 1974].

В общем, механизмы землетрясений срединно-океанических хребтов принадлежат к двум главным типам: в рифтовых долинах они свидетельствуют преимущественно о сбросовых смещениях, а в поперечных разломах — о сдвигах. Другие результаты встречаются в качестве исключений.

Для срединно-океанических хребтов характерны рои сейсм, сходные с таковыми в районах современного вулканизма и непо-

средственно связанными с ним. Согласно тектонике плит имеется простая связь между направлением векторов напряжения в сейсмических очагах срединно-океанических хребтов и направлением спрединга, которая позволяет определять первое, если известно второе [Ле Пишон и др., 1977].

В морфологическом отношении трансформные разломы представляют собой довольно сложные образования, состоящие из глубоких рвов и гребней, параллельных общему направлению структур. Рвы имеют иногда очень большие глубины и морфологически даже резче выражены, чем рифтовые долины срединно-океанических хребтов. Например, в желобе Романш, вытянутом вдоль одноименной зоны разлома, в экваториальном сечении Атлантического океана глубина достигает 7856 м. Соседние гребни к югу и к северу от этого желоба характеризуются глубинами 3—4 км.

Фрагменты растащенного разломом гребня срединного хребта имеют отметки 2—1 км и даже местами поднимаются выше (наименьшая глубина 280 м). Такой контрастный рельеф, очевидно, указывает на более сложную природу движений в зонах трансформных разломов, чем предполагалось раньше. Кроме сдвиговой компоненты перемещения блоков океанической литосферы они содержат как раздвиговую, так и сбросовую составляющие. В зоне Романш обнажается уступ, сложенный исключительно гипербазитами, высотой 4 км, что соответствует минимальной установленной мощности мантийного материала, поднятого в данном месте над дном впадины (рва) в результате комбинации сдвига срединно-океанического поднятия и вертикальных дифференцированных движений в зоне разлома [Bonatti, Honnorez, 1976 г.]. Другими примерами являются мощные скалистые выходы в зоне разлома Сан-Паулу в Экваториальной Атлантике и Оркадских островов в Южной Атлантике.

Контрастные вертикальные движения отмечены также по субмеридиональному разлому Оуэн в северо-восточной части Индийского океана. Рельеф этой зоны разлома представляется менее сложным и контрастным, чем зоны Романш. В ее пределах прослеживается лишь одиночный гребень (хребты Чейн, Оуэн и Меррея) с глубинами ~1773 на юго-западе, до 408 м на северо-востоке рядом с абиссальными глубинами более 5 на юго-западе и 3—4 км на северо-востоке.

Углубленная часть зоны разлома — впадина Уэтли (Wheatly) с глубинами до 5803 м — хорошо выражена лишь в активной части разлома, там где он пересекает и сильно смещает Аравийско-Индийский срединный хребет (хр. Карлсберг), отрезая от него и смещая к северо-востоку его северо-западное окончание, которое направляется в сторону Аденского залива. На месте пересечения образуется крутая и высокая стена, превышающая дно впадины почти на 3 км. Этот подводный обрыв был драгирован на нескольких интервалах глубин.

Поскольку граница коры и мантии находится нормально на глубине по крайней мере 4 км и в этом месте вершина гипербази-

тового блока возвышается более чем на 1 км от основания, то следует принять вертикальное поднятие мантийного блока по крайней мере на 5 км. При этом не учитывается то обстоятельство, что благодаря горизонтальному смещению по трансформному разлому в соприкосновение приведен участок на гребне и относительно пониженная часть его отдаленного склона. Во всяком случае ясно, что наблюдаемые соотношения невозможно объяснить без вертикальных смещений порядка нескольких километров.

Помимо общих тектонических сил, обуславливающих поднятие блоков верхней мантии в зонах трансформных разломов, возможно дополнительное протрузивное внедрение гипербазитовой части блоков вследствие контраста механических свойств гипербазитов и, например, габброидов, которые могли слагать соседние (по латерали) части тех же блоков. Добавочная подъемная сила могла создаваться благодаря серпентинизации во время поднятия (и соответственно уменьшению плотности).

Сопоставляя расстояние поднятого мантийного блока, описанного Е. Бонатти и Р. Хамлином, до оси спрединга ( $\sim 40$  км) при скорости последнего  $\sim 1$  см/год и считая, что тектонические движения в зоне разломов подняли этот блок на 3—5 км, некоторые авторы определяют скорость поднятия  $\sim 1$  мм/год. Это примерно соответствует оценкам вертикального перемещения некоторых серпентинитовых тел в коре Атлантического океана [Bonatti, Hamlin, 1978 г.].

## ГЛЫБОВЫЕ И СВОДОВЫЕ ХРЕБТЫ В ОКЕАНАХ

Кроме срединно-океанических хребтов в океане имеются более или менее линейные поднятия, независимые от системы срединно-океанических хребтов и не образующие полосовых магнитных аномалий, осями которых являются последние. Эти нередко весьма рельефные образования называют по-разному: сводовыми и глыбовыми поднятиями (или хребтами), асейсмическими хребтами и т. д. В последней сводке [Геофизика океана. Т. 1, 1979] эти весьма крупные и рельефные образования разбиты на две группы: глыбовые и вулканические хребты.

К первой группе хребтов отнесены: Восточно-Индийский и Мальдивский, наиболее резко выделяющиеся в рельефе дна Индийского океана, Китовый и Риу-Гранди в Атлантическом, Наска и Лорд-Хау в Тихом океане; ко второй — Гавайский и Императорский (или Северо-Западный), Лайн, Туамоту, Маркизский в Тихом океане, цепь Кельвин в Атлантическом, а в Индийском почти широтный хребет Маскаренских островов (но не подводный Маскаренский хребет, дугообразно прослеживающийся к северу). На геоморфологических и тектонических картах океанов большинство вулканических хребтов было отнесено к сводовым поднятиям (или хребтам), меньшая часть — к глыбовым поднятиям (или хребтам).

Таким образом, единая терминология для этих важных структурных элементов пока не выработана, и мы здесь применяем тер-

мины «сводовые» и «глыбовые поднятия», сознавая их условность и недостаточную определенность. Термин «вулканические хребты» кажется еще менее удачным, так как вулканы имеются и на глыбовых хребтах, но только потухшие, как, впрочем, и на значительной части вулканических хребтов. Разница может быть в том, что в последних они более четко приурочены к гребням, а например, в очень резко выраженном Восточно-Индийском хребте цепочка вулканов тянется параллельно гребню вдоль его восточного склона. Кроме того, вулканы приурочены и к другим типам океанических и переходных структур. Не совсем удачен также термин «асейсмические хребты», применяемый особенно в зарубежной литературе. Многие из этих хребтов далеко не лишены проявлений сейсмичности, хотя бы тот же Восточно-Индийский. Единственно, что на глобальных картах размещения очагов землетрясений за тот или иной период сводовые и глыбовые хребты не подчеркиваются в целом цепочками эпицентров, как система срединно-океанических хребтов. Прослеженная длина сводовых и глыбовых поднятий океанов измеряется тысячами километров, их ширина до 200—300 км, а в отдельных местах значительно больше.

Как уже сказано, рельеф глыбовых и сводовых хребтов сравнительно резок. На поверхности дна океанов они выделяются нередко отчетливей и контрастней, чем соседние срединно-океанические хребты. Это можно видеть, например, в Индийском океане, сопоставляя Восточно-Индийский (глыбовый) и ближайший к нему Центральноеиндийский (срединный) хребты. Относительные превышения как сводовых, так и глыбовых хребтов над ложем океанических впадин обычно 1—3 км. Однако в южной части Восточно-Индийского хребта, который с востока сопровождается желобом, с глубинами до 6326 м, тогда как на ближайших участках гребня хребта они составляют лишь 1530 м, относительные превышения составляют здесь ~4800 м. Превышения ~5 км известны и в северной части Императорского сводового хребта, где тоже вырисовывается местами нечто вроде желоба, параллельного хребту. В отношении глыбовых хребтов замечено, что они разбиваются по простиранию на отдельные массивы, разобщенные котловинами [Геофизика океана. Т. 1, 1979]. Для объяснения этого явления трудно обойтись без поперечных разломов, но этот вопрос мало изучен.

Интересной чертой является прямолинейное, почти меридиональное простирание наиболее значительного из глыбовых хребтов — Восточно-Индийского (или хребта 90-го меридиана). Около параллели 30° ю. ш. он сочленяется почти под прямым углом с Западно-Австралийским хребтом, простирающимся почти широтно. Этими двумя хребтами оконтурен блок или глыба дна Индийского океана, ограниченная с северо-востока Яванским желобом. Такое положение косвенно подтверждает участие в структуре крупных граничных разломов и в целом глыбовое строение данного участка океана, включая названные хребты. Отметим, что глубины

океана внутри указанного блока значительно большие, чем вне его (отдельные глубины  $>6$  км).

Отношения простираний сводовых и глыбовых хребтов, срединно-океанических хребтов и трансформных разломов представляют определенный общий интерес, но мы ограничимся их рассмотрением в пределах Тихого океана.

На юге, где Восточно-Тихоокеанское поднятие имеет близмеридиональное простирание, глыбовый хр. Сала-и-Гомес отходит от него почти широтно, причем близкое направление имеют и трансформные разломы. Хр. Наска имеет диагональное северо-восточное простирание и сечется широтными трансформными разломами.

На севере Императорский сводовый (или вулканический) хребет тянется на юго-юго-восток. Гигантские трансформные разломы Чинук, Сервейер, Мендосино подходят к нему под углами более  $70^\circ$  в северных румбах. Полосовые магнитные аномалии едва выраженного в рельефе срединного хр. Хуан-да-Фука направлены на северо-восток, а секущие их короткие трансформные разломы — на юго-восток. Гавайский хребет имеет восток-юго-восточное простирание, относительно близкое к простиранию коротких трансформных разломов Хуан-да-Фука, но большие трансформные разломы Меррей и Молокаи подходят к нему под углами  $30-35^\circ$  в южных румбах.

Таким образом, если, как мы увидим ниже, простирание Императорского и Гавайского хребтов предположительно отражает направление движения Тихоокеанской плиты в разные эпохи, то это направление большей частью не совпадает с направлением спрединга, которое определяется простиранием трансформных разломов. На юге такое совпадение имеет место около хр. Сала-и-Гомес, но не у хр. Наска. Ниже мы вернемся к этому вопросу.

В средней части океана вереница хребтов Лайн, Маркизских, Туамоту имеет юго-восточное простирание и диагональна по отношению к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, а трансформные разломы Кларин, Клиппертон, Маркизский и другие подходят к нему под большими углами.

По сейсмическим данным кора сводовых и глыбовых хребтов существенно отличается от коры океанических абиссальных равнин и срединных хребтов. В них гипертрофирована мощность второго слоя, которая доходит до  $4-5$  км. Скорость продольных волн в его верхней части  $\sim 4$ , в нижней  $\sim 5$  км/с (при нормальной скорости второго слоя вдали от гребней срединных хребтов  $4,0-5,5$  км/с). Общая мощность коры, в противоположность срединным хребтам, повышена иногда до  $20$  км. Сводовые (вулканические) хребты имеют верхний вулканический слой коры со скоростями продольных волн  $4,8-4,9$  и нижний —  $6,5-6,8$  км/с. Общая мощность коры также повышена до  $20$  км. Таким образом, вместо утоненной коры и выступа разуплотненной мантии в срединно-океанических хребтах, сводовые и глыбовые поднятия обладают как бы коровыми корнями. При этом в некоторых случаях (Гавайские

острова) в ряде участков под корой обнаружена аномальная мантия с повышенными значениями скоростей распространения продольных волн — до 8,5—8,8 км/с.

В гравитационном поле глыбовые хребты характеризуются аномалиями Буге, пониженными относительно абиссальных равнин, и слабыми положительными аномалиями в свободном воздухе, а вулканические хребты — более отчетливыми положительными аномалиями в свободном воздухе (100—200 мгал), аномалии Буге также понижены (200—260 мгал). Эти данные указывают на присутствие в обоих случаях «корней гор» и на изостатическую неуравновешенность, особенно сводовых (вулканических) хребтов. Гравитационные аномалии последних указывают на избыток масс, который трудно объяснить только утолщением коры. Последняя отличается от нормальной для океанов несколько меньшими сейсмическими скоростями и, значит, относительно разуплотнена. Мантия под хребтами, наоборот, переуплотнена (сейсмические скорости больше нормальных), и именно с этим, вероятно, связан наблюдаемый избыток масс или большая его часть. Это можно рассматривать как поднятие к поверхности Мохоровичича глубинных слоев мантии, а вместе с утолщенной корой — как общее вздутие скорей плавного (сводового), чем глыбового или горстового, профиля, хотя участие разломов не исключено. Об этом говорят, например, узкие желобообразные депрессии около Гавайского и других хребтов этого класса.

Различие между глыбовыми и сводовыми (или вулканическими) хребтами проявляется и в аномальном магнитном поле. Первые нередко слабо выражены в магнитном поле. Возможно, это является следствием развития немагнитных горных пород, в частности осадочного чехла. Вулканические хребты, наоборот, резко проявлены в виде продольных аномалий, выраженных, однако, локально и не всегда в линейной форме; в целом магнитное поле контрастное, причудливых очертаний с изометрическими участками. Характерно, что те и другие хребты совершенно не согласуются с полосовыми магнитными аномалиями прилегающих участков океанического дна. Хребты секут их под большими (хотя и не прямыми) углами. При этом нередко они разделяют резко различные поля океанических плит. Это особенно выражено около Восточно-Индийского хребта. К западу от него полосовое магнитное поле параллельно Центральноиндийскому хребту, и аномалии указывают на все более древний возраст океанической литосферы по мере удаления от гребня последнего (т. е. на северо-восток). Это нормальная картина спрединга в данной части Индийского океана. Напротив, к востоку от Восточно-Индийского глыбового хребта последовательность полосовых аномалий и другие признаки указывают на все более древний возраст океанического дна по направлению на юго-запад от Яванского глубоководного желоба, что является совершенно аномальным. С позиций тектоники плит это можно объяснить лишь поглощением Яванским желобом древней оси спрединга. Отметим, что в этой

части Индийского океана возраст дна преимущественно мезозойский, тогда как по другую сторону Восточно-Индийского хребта он преимущественно кайнозойский. В сущности, этих различий достаточно, чтобы рассматривать хребет как границу литосферных плит. Характер этой границы неясен, возможно, он близок к сдвиговому.

Для суждения о кинематике этой возможной границы имеются следующие данные. В Восточно-Индийском хребте с 1913 г. произошло четыре землетрясения с магнитудой, равной 7 и более, и десять с магнитудой, равной 6, не считая более слабых. Сейсмична в основном северная часть хребта (до 10—11° ю. ш.), наиболее южный эпицентр сильного землетрясения (магнитуда 6,6) в 1974 г. находился около 26° ю. ш. Исследование механизмов этих землетрясений показало, что в северной части хребта происходят одновременно как вертикальные, так и латеральные сдвиговые перемещения блоков. Сдвиги являются левосторонними. Это согласуется с тем, что западный блок, включающий Индию, упирается в Гималайскую зону столкновения континентов, тогда как восточное крыло должно перемещаться на север, в сторону Яванской зоны поддвига. В этой более рельефной северной части хребта он, по-видимому, ближе всего к сдвиговым отрезкам признанных границ плит (например, хр. Маккуори к юго-западу от Новой Зеландии, где механизмы сдвига также установлены при изучении очагов землетрясений). К вертикальным составляющим движений следует отнести довольно расчлененный рельеф этой части хребта с кулисно расположенными диагональными и частью поперечными неправильными блоками, разделенными узкими долинами.

Значительно труднее разобраться в характере деформаций и напряжений в южной части хребта, которая сейсмически охарактеризована единственным сильным землетрясением. Характер рельефа здесь совсем иной, чем на севере. Поверхность дна океана плавно поднимается с запада к плоскому верху хребта, а затем круто обрывается по линии протяженного уступа, почти прямолинейного в плане. Этот уступ, вероятно, соответствует поверхности надвига, поскольку механизм южного землетрясения в очаге его указывает на сжатие. Направление последнего северо-западное, т. е. диагонально простиранию хребта. На западном склоне хребта одновременно имеются признаки нормального сбросообразования. В целом пока рано говорить что-либо определенное о характере этой части возможной границы плит.

Глубоководным бурением и драгированием изучен состав вулканитов глыбовых и сводовых (вулканических) хребтов. В последних он частью доступен для наблюдения в надводных вулканических постройках (Гавайские острова и др.). В том и в другом случае преобладают базальты. В глыбовых хребтах — как насыщенные кремнеземом толеиты, так и щелочные оливиновые базальты. Г. Л. Кашинцев и Г. Б. Рудник [1975 г.] нашли, что и толеитовые базальты восточного склона Восточно-Индийского хребта сходны с континентальными платобазальтами, что озна-

чает слабое обогащение щелочами, особенно калием, а главным образом возрастание содержания  $Fe_2O_3$  и отношения  $Fe_2O_3/FeO$  по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов. Щелочная тенденция дифференциации базальтовой магмы более ясно проявлена на вулканических или сводовых хребтах, где на толент-базальтовом цоколе возвышаются вершины островов и подводных вулканов, существенно сложенные субщелочными и щелочными породами. Кроме преобладающих среди них щелочных оливиновых базальтов здесь представлены гавайиты (щелочные оливиновые андезито-базальты), трахиты и даже фонолиты и нефелиниты.

Особые петрохимические тенденции вулканизма нерифтовых хребтов (совместно глыбовых и вулканических) рассмотрены ниже в сопоставлении со срединно-океаническими хребтами и островными дугами.

Нужно сказать, что на глыбовых хребтах нередко обнаруживаются молодые осадки в отдельных случаях мощностью до 1—2 км. Чаще всего они представлены карбонатными породами, которые, очевидно, отложились выше уровня кальцитовой или доломитовой компенсации. Еще более поразительно то, что в нижних слоях осадков на Восточно-Индийском хребте бурением обнаружены прослойки лигнита. Это должно указывать на отложение в условиях мелководья или даже частичного осушения и на дальнейшее погружение хребта. Однако признаков коры континентального типа в этих же участках не обнаружено.

Интересная особенность, по крайней мере части как глыбовых, так и сводовых хребтов, выявилась при изучении возраста их вулканитов. В Императорском и Гавайском хребтах последний закономерно увеличивается от современного до 67—70 и даже до 80 млн. лет в северо-западном конце подводного Императорского хребта. Промежуточные значения—40 млн. лет на сочленении Императорского и Гавайского хребтов и 20 млн. лет в средней части последнего. Подобное же положение имеется и в рядах островов Туамоту—Лайн—Маркус—Неккер или Бас-Тубуан—Самоа—Тувалу—Гильберта—Маршалловых и Восточно-Карибских.

Некоторые из глыбовых хребтов связаны со срединно-океаническими хребтами (рифтами). Они попарно расходятся в обе стороны от их гребней, например хр. Китовый на северо-восток в сторону Африки и хр. Риу-Гранди (плато) на запад-северо-запад в сторону Южной Америки. В данном случае наиболее молодыми являются вулканы на гребне Срединного хребта—острова Тристан-да-Кунья и Гоф, а к обоим континентам возраст извержений увеличивается до 20, затем до 35, до 70—80, до 110—120, наконец, до 150—160 млн. лет. Линия, соединяющая точки с указанными значениями возраста,—ломаная с перегибами в этих точках. Аналогичный излом простираний имеется на сочленении Императорского и Гавайского хребтов. Уменьшение возраста излияний здесь также происходит по направлению к сре-

динному хребту (Восточно-Тихоокеанскому поднятию), но в отличие от предыдущего случая современные вулканы Гавайских островов (конечная точка) все еще очень далеко отстоят от него.

Эти отношения послужили основой для концепции горячих точек, относительно сохраняющих свое положение в мантии. Литосферные плиты, перемещаясь над этими точками, как бы проплавляются выходящими от них вертикальными мантийными струями (или плюмажами), оставляющими след в виде гряды вулканических островов, которые омолаживаются в сторону, противоположную движению плиты. Более подробно об этой концепции будет сказано ниже, при рассмотрении глубинного механизма тектоники плит.

Другой вариант объяснения происхождения глыбовых и вулканических хребтов связан с предполагаемыми вдоль них крупными сдвигами. Это предположение перекликается с фактом резкого рельефа ряда трансформных разломов, но в этом случае происхождение очень значительных перепадов рельефа еще труднее объяснить одними только, или хотя бы преобладающими, горизонтальными перемещениями по разломам. Своеобразная петрохимия и геохимия глыбовых и вулканических хребтов ставит проблему, во-первых, происхождения этой особенности, а во-вторых, — влияния на баланс вещества при включении этих элементов океанического дна в «конвейерный» механизм тектоники плит.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ

Подобно срединно-океаническим хребтам, континентальные рифты обычно представляют собой поднятия с рифтовыми долинами вдоль осей. Возвышенные борта рифтов часто называют «плечами». Имеется очевидная связь, но нет прямой корреляции между высотой и (или) шириной поднятий и глубиной вреза осевой долины (или долин), а также их шириной. Как исключение встречаются рифты или участки рифтов, где поднятия (или «плечи») вообще не выражены. В историческом развитии некоторых рифтов имеются также периоды, когда характерный рифтовый рельеф не был еще выражен.

Рифтовые долины обычно с обеих сторон (или с одной стороны) ограничены нормальными сбросами, т. е. это односторонние или двусторонние грабены. Иногда сбросы замещаются флексурами или моноклиналями. Нередко сбросы на каком-то этапе развития структур превращаются в сдвиги и такими предстают в настоящее время (рис. 8).

Большинство типичных рифтов располагается на древних континентах, т. е. платформах (щитах) или на их краях. Тектонотип континентальных рифтов — Восточно-Африканская система, в общем, располагается в той широкой зоне Африканской платформы, где (по крайней мере в южной половине Африки) была развита система грабенов Карру позднего палеозоя и раннего мезозоя. Депрессионные структуры позднего докембрия также имеют не-

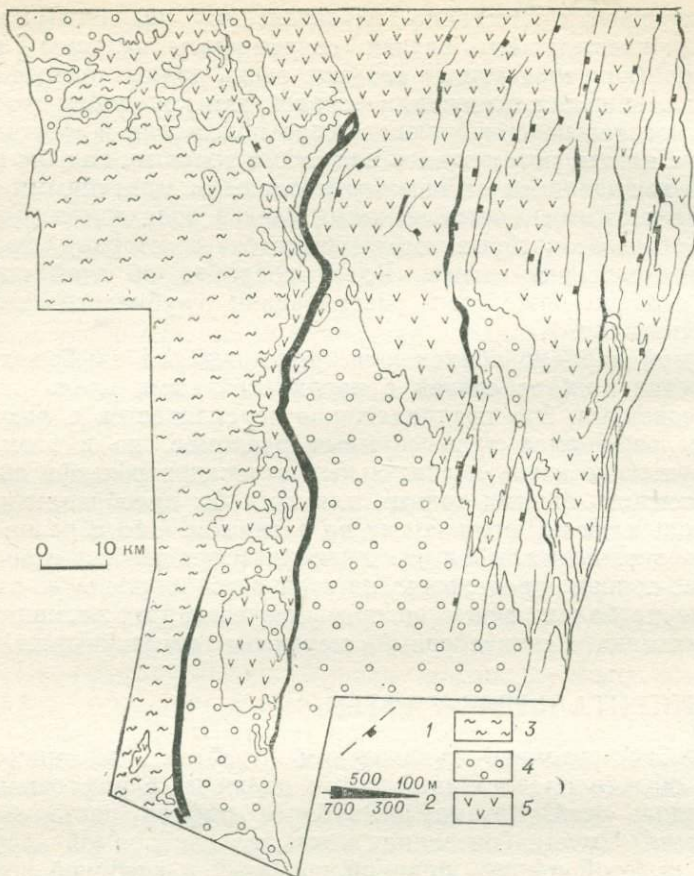


Рис. 8. Конфигурация сбросов в западной части рифтовой долины Южной Кении [Crossley, 1979 г.] (упрощено).

1 — сброс, по которому смещения прекратились 1,5 млн. лет назад; 2 — вертикальное смещение по сбросам, имевшим место менее 1,5 млн. лет назад (представлено шириной заливки); 3 — докембрийское основание; 4 — третичные и четвертичные осадки (в том числе современные наносы); 5 — третичные и четвертичные (плейстоценовые) вулканиты.

которую тенденцию располагаться примерно в этой же мегазоне. Однако они имеются и в других местах, причем отличаются значительной разнонаправленностью. Таким образом, с одной стороны, как будто бы улавливаются признаки унаследованности положения и направления рифтовых структур от более древних, но с другой — это общее впечатление может быть и оспорено, особенно если входить в детали структурных соотношений.

Континентальные рифты — сейсмические области. Как и срединно-океанические хребты, они характеризуются неглубоким положением очагов землетрясений. Изучение их механизмов по-

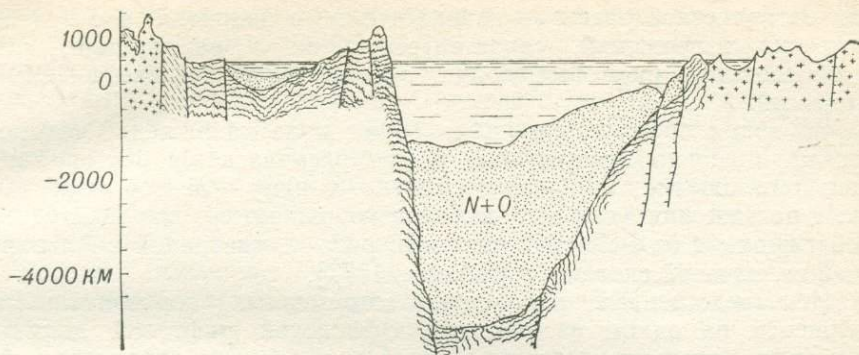


Рис. 9. Поперечный разрез через Байкальскую рифтовую зону [Florensov, 1969]  
 Вертикальный масштаб увеличен примерно в 6 раз, падение главных сбросов  $\sim 60^\circ$ .

казывает обычно растяжение, перпендикулярное к простиранию рифтовых долин.

Для континентальных рифтов характерен повышенный тепловой поток. Однако тепловые аномалии в большинстве случаев уступают таковым у вулканических областей островных дуг и даже, по некоторым данным, Альпийской области горообразования в целом.

Гравитационное поле характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести под осями рифтов. Это связано с наличием мощных выполнений рифтовых долин осадками, а частью и водой озер. Во впадине Байкала мощность осадков местами превышает 4 км, оз. Альберт в системе Восточно-Африканских рифтов — 2,5 км [Милановский, 1976] (рис. 9). Однако отрицательные аномалии силы тяжести обнаруживаются и под такими рифтами (или их участками), где мощности рыхлых осадков малы и рифты существенно заполнены плотными эффузивами. Причиной отрицательных аномалий является дефект плотности не в коре, а ниже, в верхней мантии.

Сейсмические исследования указывают на присутствие под рифтовыми зонами аномальной мантии с пониженными скоростями сейсмических волн, подобно тому, что наблюдается под срединно-океаническими хребтами. Это же подтверждается повышенной электропроводностью мантии под континентальными рифтами. Наличие таких зон трактуется как поднятия мантийных диапиров, с которыми связаны повышенный тепловой поток и другие явления, характерные для рифтов.

Раньше предполагали, что рифтовые зоны являются прежде всего сводовыми поднятиями, а рифтовые долины — результат растяжения на сводах, однако теперь главное значение придается горизонтальному растяжению. Это доказано, в частности, наличием «щелевых рифтов» [Милановский, 1976], в которых сводовое поднятие слабо выражено, а рифт налицо. В некоторых риф-

тах историческое развитие начинается не с поднятий, а с вулканических извержений, свидетельствующих о растяжении, или с образования рифтовых долин, заполнявшихся мелкозернистой молассой.

Во время образования рифта общее поле напряжений таково, что параллельно простирацию рифта располагается вектор наибольшего сжатия, а перпендикулярно к нему — вектор наибольшего растяжения (как это установлено, например, для Центральной Европы с ее Рейнской системой рифтов, связанной с Альпийской складчатой системой) [Иллиес, 1977].

Непосредственные измерения современных горизонтальных движений на одном из участков Эфиопской рифтовой долины показали довольно сложную картину небольших перемещений. Траектории отдельных точек представляют собой ломаные линии. Эти комбинации разнонаправленных движений представляются на первый взгляд хаотичными и не производят впечатления хотя бы преобладания движений вкрест простираения рифтовой долины. Предполагают, что эти локальные направления перемещений, вероятно, частью связаны с магматической активностью на небольших глубинах. Более региональное значение имеют установленные правосторонние сдвиговые смещения вдоль наиболее крупных разломов этого участка. Имеются данные скорости раздвигания на северном окончании рифтовой системы, составляющей минимум 5 мм/год, что устанавливается по морфологии сбросов [Мор и др., 1977].

Усредненные скорости раздвигания (в основном по косвенным данным, а не по прямым измерениям) за все время существования рифтов составляли, мм/год: для Кенийской системы 0,5, для Рейнской 0,1, для Байкальского рифта 0,05, а для Провинции Бассейнов и Хребтов на Западе США до 8 [Thomson, Burke, 1974 г., и др.]. Согласно общей схеме движения плит раскрытие Эфиопского рифта должно быть  $\sim 1$  мм/год при таком же значении правосдвиговой компоненты [Ле Пишон и др., 1977]. Таким образом, в целом скорости раскрытия континентальных рифтов по крайней мере на порядок меньше, чем океанических.

Картина магматизма континентальных рифтов является сложной и с трудом поддается систематизации и краткому обобщению. Характерна общая щелочная тенденция, но значительную роль играют и толеитовые серии. Некоторые части рифтовых зон практически амагматичны, например Байкальская рифтовая система, кроме Тункинской впадины на ее юго-западном фланге.

Нередко история магматизма начинается с толеит-базальтовых излияний в то время, когда еще слабо выражена морфология рифта. Однако в рифте Рио-Гранде (запад США) такую же роль играют излияния известково-щелочного состава. В более поздние стадии чаще всего приобретают главенство более или менее щелочные серии вулканитов. Выделяются слабощелочная и сильнощелочная линии дифференциации. Подсчитано, что в рифте Грегори (Кения) излились наибольшие в мире объемы

фонолитовой магмы. Относительно подчиненными являются кислые дифференциаты толеитовой и обеих щелочных линий эволюции магм, которые появляются большей частью лишь на поздних этапах развития рифтов. Отдельные рифты и их системы в отношении магматизма сильно разнятся между собой. Характерны, но не так часто встречаются, карбонаты, в том числе и излившиеся в виде вулканических построек или их частей (лавовых потоков). Интрузивные образования представлены помимо субвулканических аналогов эффузивов трубками и дайками кимберлитов. Последние обычно распространены на плечах рифтов и достаточно далеко за пределами собственно рифтовых структур.

Кайнозойская история рифтов в ряде случаев подверглась детальному изучению и рассмотрена в ряде работ. Деление Е. Е. Милановского на рифтовые зоны и пояса сводово-вулканического и щелевого типов является в известной мере историческим, по крайней мере в освещении автора, который считает, что вначале формировались рифтовые долины, а возвышенные плечи рифтов, как правило, возникали на более поздних стадиях развития систем. А. Пильгер и А. Рослер [1977] выделяют как бы две стадии развития континентальных рифтов.

1. Предрифтовое состояние, объединяющее «все тектонические и магматические события, происходившие до начала собственно грабенового разломообразования, но генетически относящиеся к рифтовой эволюции». Это в основном медленно усиливающееся развитие локальных трещин (но без настоящих грабенов). Вместе с этим уже проявляется магматизм с характерной для рифтов в общем щелочной направленностью дифференциации. В качестве примера приводится так называемая «трапповая серия Афара и Йемена», излившаяся после образования сети трещин, в значительной части отмеченных дайками. Эти события происходят нередко на фоне обширных сводовых поднятий, значительно более широких, чем собственно рифтовая возвышенность, например Аравийский свод в целом, противопоставляемый более локализованным поднятиям в рифтовой зоне, возникшим позднее.

2. Позднее наступает «тафрогеническая» стадия или фаза — собственно развитие рифта со всеми типичными чертами тектоники и магматизма. Этот период характеризуется значительной сложностью развития как первой, так и второго. Так, в Африканской рифтовой системе отмечается чередование периодов более сильного и более слабого вулканизма.

Во впадине Мертвого моря, по тем же авторам, предрифтовое состояние начало проявляться еще до позднего мела: в Северном Афаре — в палеоцене, в части Южного Афара — в начале эоцена, а в другой его части, так же как в главном Эфиопском рифте и в рифте Грегори, только в начале миоцена, в Танзании еще позже — на границе миоцена и плиоцена.

Собственно рифтовая стадия во впадине Мертвого моря наступила уже в конце эоцена, в Северном Афаре — на границе оли-

гоцена и миоцена, в Южном Афаре, в главном Эфиопском рифте и в рифте Грегори — на границе миоцена и плиоцена, в Танзании — только в конце плиоцена.

Серия выполнения рифтовых впадин обычно начинается с конгломератов. В системе Восточно-Африканских рифтов характерны: 1) предшествующие прогибы и складчатые системы рифейского возраста и 2) мезозойские депрессии системы или эпохи Карру. Соотношения последних с рифтообразованием не совсем ясны. По некоторым данным отдельные прогибы системы Карру первично простирались под углом и даже перпендикулярно к кайнозойским рифтам. Однако в результате последующих тектонических движений и эрозии они приняли нынешнее, в общем согласное с современными рифтами, простирание.

В Рейнском регионе начало развития рифтов, по И. Х. Иллиесу [1977], относится к среднему эоцену. В это время сжимающие усилия были направлены параллельно Рейнскому рифту, о чем можно судить по структурам стилолитов. В настоящее время они направлены косо по отношению к нему и преимущественно в северо-западном направлении. Значительную роль в связи с этим играют левосдвиговые составляющие крупных разломов, ограничивающих рифтовую долину.

Непосредственная связь континентальных рифтов с океаническими через межконтинентальные рифты [Милановский, 1976] проявилась особенно ярко в Восточно-Африканской рифтовой системе: Афар—Красное море—Аденский залив—Аравийско-Индийский (океанический) хребет (хр. Карлсберг).

По А. Пильгеру и А. Рослеру [1977] Суэцкий залив, Красное море, Аденский залив характеризуются более ранним развитием, чем собственно Восточно-Африканская рифтовая система: предрифтовое состояние в Суэцком заливе и Красном море наступило еще в позднем мелу, в Аденском заливе — на рубеже мела и палеогена. Собственно рифтовая стадия проявилась в Суэцком заливе и в Красном море (одновременно с районом Мертвого моря) в конце эоцена, в Аденском заливе — на грани эоцена и олигоцена, а спрединг океанического типа — в конце олигоцена. Эти события хорошо вписываются в общую закономерную последовательность развития рифтовой мегасистемы.

Таким образом, связь устанавливается и в пространственном и во временном (или историческом) отношении. Остановка в развитии континентальных рифтов заключается не только в более позднем возникновении, но и в малой скорости раздвижения.

Признаки распознавания континентальных рифтов геологического прошлого — утонение коры в связи с подъемом мантийного диапира и вулканизм, особенно щелочной. По этим признакам Донецкий авлакоген может быть отнесен к рифтам. К палеозойским рифтам должен быть отнесен грабен Осло, особенно учитывая его характерный щелочной магматизм.

Континентальные рифты, как правило, не образуют границ крупных (или главных) плит, а лишь дополнительных, например

Сомалийской и Аравийской. Малые скорости движения на этих границах не играют в настоящее время существенной роли в мировом балансе движений плит. В соответствии с этим распознавание древних континентальных рифтов имеет ограниченное значение для палинспастических реконструкций.

По мнению Е. Е. Милановского [1980], можно установить глобальные стадии активизации растяжения в рифтовых зонах. Они чередуются с «периодами ослабления или прекращения растяжения или даже складчато-сдвиговыми деформациями, установленными во многих мезозойских, палеозойских и позднепротерозойских рифтовых зонах».

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

Континентальные окраины этого типа практически асейсмичны и часто резко дискордантны по отношению к структурам прилегающих континентов. Их можно разделить на два подтипа. Преобладает подтип рифтогенных окраин, согласно модели тектоники плит сформировавшихся при раздвигании материков. Подчиненное значение имеет подтип сдвиговых окраин, развившихся вдоль разломов.

В любом случае при развитии и расширении дна океана происходит углубление его краев, и поэтому для обоих подтипов окраин атлантического типа характерны крупные опускания по системам граничных разломов в зоне перехода океан—континент и, в частности, опускания материкового шельфа. Последнее проявляется и как общее, и как локальное явление, усиленное в отдельных впадинах.

Кроме общей причины, о которой сказано выше, опускание шельфа предположительно связывают с остыванием литосферы. Вероятно, здесь играют роль следующие факторы: 1) утонение литосферы вследствие денудации, 2) изостатическое растекание коры на краях континентальных глыб, 3) изостатическое опускание под нагрузкой мощных осадков, 4) уплотнение литосферы вследствие фазовых переходов [Bott, 1976].

Рифтогенные окраины континентов характеризуются сериями сбросовых ступеней, параллельных проторифту с грабенами, горстами и поднятиями фундамента в пределах полосы шириной до 250 км. Для сдвиговых окраин континентов типичны очень узкий шельф, крутой континентальный склон и небольшая зона подножия. Ширина всех зон обычно не превышает 75 км.

В составе краев континентов морфологически выделяют шельф, континентальный склон, континентальное подножие. Некоторые авторы, например Л. И. Красный, объединяют последних два под названием континентальный склон, который подразделяется на континентальные уступ и подножие.

Границами названных областей являются перегибы рельефа. При этом на границе шельфа и континентального склона нередко

можно различить не один, а два перегиба: первый скорее абразионного или аккумулятивного, второй собственно тектонического происхождения. Глубина перегиба от шельфа к континентальному склону варьирует в довольно широких пределах. Наиболее обычная глубина несколько менее 200 м (в качестве стандартной принималась глубина 185 м), однако местами глубина края шельфа 300—500 м и даже более. Ширина шельфа, как известно, исключительно непостоянна, и здесь едва ли имеет смысл приводить какие-либо цифры. Ширина континентального склона обычно десятки километров, редко до 100 км и более. Наклон шельфа обычно меньше  $1^\circ$ , а более расчлененная поверхность континентального склона имеет в среднем наклон несколько больше  $3^\circ$ . Континентальное подножие снова имеет более пологий наклон и в основном аккумулятивные формы рельефа. Континентальный склон и континентальное подножие занимают глубины до 2—5 км. Имеются еще подводные плато и уступы (террасы), лежащие на глубинах от 1 до 2 км. Например, Австралия окружена одиннадцатью подводными плато.

В некоторых шельфовых морях обнаруживается относительно расчлененный рельеф с различными, в частности линейно-вытянутыми, впадинами глубиной 300—500 м. Очертания этих впадин нередко прямолинейные, такой же характер имеют обычно и другие границы в зонах рифтогенных окраин континентов. Это является лишним подтверждением разломной природы большинства развитых здесь элементов морфологии и тектоники.

Структуры континентальных окраин представляются довольно сложными, значительно более сложными, чем это следует из сглаженного рельефа поверхности. Последний обусловлен в основном осадконакоплением, особенно на шельфе и в самой верхней части континентального склона, впрочем нередко прорезанного эрозийными формами подводных каньонов. Однако подземный рельеф под слоем рыхлых океанических осадков, особенно на шельфе, по геофизическим данным рисуется значительно более расчлененным.

На восточной окраине Североамериканского континента прослеживается, например, хребет, под малым углом секущий перегиб шельфа. Такие краевые хребты и параллельные им трого-долины встречаются и в других местах. Это, очевидно, горсты и грабены, разделенные крупными разломами. Их простираение обычно близко к простираению нижней границы шельфа (и в самом общем приближении также края континента), но в некоторых случаях сильно отклоняется от него. Встречаются грабены даже перпендикулярные к границам шельфа, например у побережья Аргентины. Здесь прогибы, заполненные осадками мощностью до 6 км, имеют субширотное простираение и пересекают весь шельф [Пучков, 1974].

Шельф характеризуется литоральной и неритовой областями осадконакопления, а континентальный склон — батальной. Определение глубины осадконакопления весьма важно для геостро-

ческих реконструкций с позиций тектоники плит (особенно методы распознавания близости больших океанических глубин). В этом отношении, однако, батимальная область предоставляет значительно меньше возможностей, чем шельфовая. На шельфе сообщества организмов, с одной стороны, и фации осадков, с другой, обладают, особенно в совокупности, большей чувствительностью к изменениям глубин. Напротив, в батимальной области, т. е. в огромном диапазоне глубин от 200 до 2000—5000 м, господствует однообразие как фаций осадков, существенно представленных илами, так и организмов, которые лишь частично являются донными, а в основном — пелагическими и, значит, не связанными с глубиной бассейна их обитания.

Граница шельф — континентальный склон нередко характеризуется как «линия ила», т. е. перехода к илистым отложениям. Современные исследования показывают сложность реальной картины этого перехода, наличие промежуточных разностей, например илистых песков, залегающих на разных глубинах, и т. д. Однако пренебрегая деталями и некоторой расплывчатостью границ, можно все же считать реальной границу илистых фаций, в общем совпадающую с изобатой 200 м и с краем шельфа. Это граница продуцирующей и потребляющей зон в океанической биосфере в том смысле, что в первой имеются растения, производящие фотосинтез, а во второй их нет, поскольку отсутствует необходимая минимальная освещенность.

Область батимального осадконакопления нехарактерна не только в отношении разделения отдельных глубинных зон, но она обычно еще сильно засорена вещественными элементами и остатками организмов, вынесенными из более мелководных зон континентальной окраины. Большую роль в этом играют мутьевые потоки, весьма характерные для многих участков континентального склона. Если их нет или они редки, то преобладает пелагическое или, по В. Н. Пучкову и другим авторам, «батипелагическое» осадконакопление. Главными элементами здесь являются тонкие илистые частицы, вынесенные из неритовой зоны, и скелеты планктонных микроорганизмов (радиолярий, фораминифер, птеропод, коколитофорид, диатомей и др.).

В конечном счете терригенные отложения неритовой и батимальной областей по составу сравнительно мало различаются между собой. Значительно большие возможности разграничения и распознавания дают карбонатные породы. В неритовой области выделяют восемь различных характерных фаунистических ассоциаций в карбонатных породах, в том числе коралловых рифов, бентосных фораминифер и моллюсков и др. Для батимальной области характерна только одна ассоциация, господство которой начинается сразу же от изобаты 200 м, а именно планктонных фораминифер. Как исключение (на плато Блейк) присутствуют еще ассоциации планктонных фораминифер с агерматипными «глубоководными» кораллами, а также планктонных фораминифер с птероподами (глубина плато до 1000 м). Таким образом, присутст-

вие континентального склона и перехода к глубоководным впадинам дает о себе знать прежде всего контрастами неритовой и литоральной областей. Последняя отличается разнообразием вещественного состава отложений и фаунистических ассоциаций, и те и другие резко обедняются в батинальной области.

Кроме того, для батинальной области характерны осадки мутьевых потоков континентального склона — турбидиты. Их особенностью является ритмичное наслоение песка, алевролита и пелита (глинистого материала). Последовательная смена сравнительно крупнозернистого осадка все более мелкозернистым происходит в пределах каждого из многочисленных маломощных прослоев так же, как это наблюдается во флише. Поэтому турбидиты обычно и считают современным аналогом флиша.

В целом признаками глубоководных осадков батинальной зоны могут служить турбидиты (отложения мутьевых потоков, развитие структур подводных оползней, конденсированные или «голодающие» серии), в которых крупные стратиграфические интервалы представлены малыми мощностями. Признаками глубоководности являются также выдержанность на большие расстояния некоторых специфических прослоев, например кремнистых пород, а также особенности глубоководных организмов, приспособленных к жизни в темноте. Характерна также смена относительно мелководных отложений более глубоководными вверх по разрезу. Так, например, на основании сейсмических исследований МОВ и МПВ, магнитометрии и батиметрии, исследований с помощью акустических буйковых станций, а также результатов глубоководного бурения осадочная толща плато Сан-Паулу у Бразильского побережья и на противоположной стороне Атлантики у берегов Анголы разделена на три комплекса. Нижний, вероятно, представлен грубообломочными отложениями, средний — соленосный с диапирами и верхний — глубоководными осадками [Masclé e. a., 1976 г.].

В геоисторическом аспекте в структуре рифтогенных окраин континентов можно различать следующие элементы:

- 1) дорифтовый складчатый фундамент континента;
- 2) дорифтовый платформенный чехол (иногда) или его фрагменты (чаще);
- 3) впадины и отложения стадии континентального рифта (грабеновые фации), обычно в виде реликтов и останцов;
- 4) отложения собственно океанического шельфа и континентального склона-подножия (последние элементы не совмещаются, понятно, с 1-м, 2-м и 3-м, как это свойственно отложениям шельфа) (рис. 10).

Образования стадии континентального рифта хорошо выражены на побережьях Атлантического океана. Здесь выявляются многочисленные рифты, заполненные осадками мощностью в несколько километров с покровами и потоками базальтов. Эти грабены местами образуют сложные и одновременно связанные системы. Развитие этих рифтов, как бы дополнительных по отношению к главному рифту Атлантики, было прервано в связи с обра-

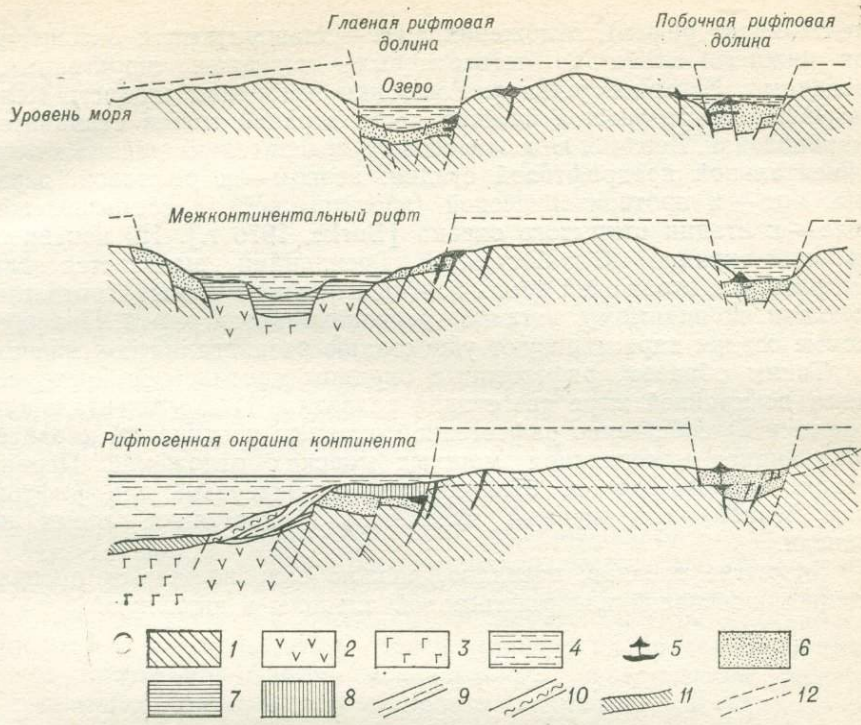


Рис. 10. Схема превращения континентального рифта в рифтогенную окраину континента.

Тип коры: 1 — континентальный, 2 — промежуточный и (или) океанический, 3 — океанический; 4 — вода озер и океана; 5 — магматические породы стадии континентального рифта; отложения: 6 — впадин континентального рифта (грабенные фации), 7 — лагунные и мелководные морские межконтинентального рифта, 8 — океанического шельфа, 9 — континентального склона, 10 — континентального подножия, 11 — абиссальные океанические глубоководные; 12 — предельные уровни: вверх — поверхности рифтового свода, непрерывно снижаемые эрозией, вниз — дальнейшая эрозия и морская абразия окраины континента.

зованием океана, что можно видеть по прекращению их заполнения при наступлении стадии нормальной морской седиментации. Однако влияние некоторых рифтов чувствуется еще в течение 100 млн. лет, что свидетельствует о продолжении их жизни на дне океана.

Между 3-м и 4-м структурными элементами можно было бы поместить стадию и формации межконтинентального рифта, которая вместе с началом морской ингрессии во впадину континентального рифта и первоначальным периодом существования океанического бассейна характеризуется присутствием соленосных и вообще эвапоритовых отложений. Таковы, например, мессинские отложения на дне значительной части Средиземного моря, эвапоритовые толщи среди осадков Африканского и части Южноамериканского побережий Атлантики и др. Действительно, на шельфе Бразилии отложения, например, верхней юры—неокома представлены континентальными терригенными осадками (стадия конти-

нентального рифта), отложения апта — эвапоритами и отложения от нижнего альба до четвертичных — морскими терригенными осадками. Севернее устья р. Амазонки эвапориты нижнего мела исчезают из разреза, а нижняя часть верхней толщи становится карбонатной. Верхняя юра отнесена исследователями района к континентальной предрифтовой стадии, неоком — к рифтовой, верхний апт — к протоокеанической (эвапоритовой) и все вышележащее — к стадии открытого океана [Bugke, 1976 г.]. На континентальной окраине Юго-Восточной Гренландии выявляется зона мезозойских отложений вдоль континентального склона, соответствующая, по-видимому, стадии первоначального рифта. Палеогеновые осадки характеризуют уже стадию раздвигания континента.

Таким образом, рифтогенные окраины континентов претерпевают по крайней мере две стадии развития: 1) континентального рифта и 2) собственно рифтогенной окраины континента, характеризующаяся накоплением мощных морских отложений. Первая стадия сопровождается вулканизмом, характерным для рифтов, для второй — современный вулканизм в настоящее время не описан.

Закрытие океанов, очевидно, должно сопровождаться превращением пассивной или рифтогенной окраины в активную.

---

## II ОБЛАСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

### ОБЩАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В составе активных областей перехода от океана к материкам, которые часто называют переходными областями тихоокеанского типа, выделяются следующие элементы: 1) глубоководные желоба и связанные с ними зоны глубокофокусных землетрясений, обычно называемые зонами Беньофа или Заварицкого—Беньофа\*, 2) окраинные моря и 3) островные дуги.

На восточной стороне Тихоокеанского пояса окраинные моря и, следовательно, островные дуги отсутствуют, но структурно-вещественные элементы последних, а именно краевые вулканические пояса, накладываются непосредственно на края континентов.

В противоположность симметричным океаническим рифтам (срединным хребтам) оба варианта активных зон перехода от океана к континенту характеризуются резкой асимметрией строения и размещения.

Перед глубоководными желобами на океанической стороне имеются валообразные поднятия (передовые валы). Их образование связывают с механизмом формирования желобов путем субдукции или поддвига океанической плиты. Зональность самих вулканических дуг будет охарактеризована далее.

### ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА И ГЛУБОКИЕ СЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

В структуре Земли желоба выделяются как экстремальные отрицательные формы рельефа. Наибольшие известные глубины в них достигают 11 км (в Марианском желобе). Длина отдельных желобов составляет тысячи километров при ширине 100 км (Перуанско-Чилийский желоб прослеживается на 4500 км, желоб Тонга глубже 9 км на протяжении 700 км и т. д.). Большинство желобов дугообразны, с выпуклостью, обращенной к океану. Характерен асимметричный V-образный профиль желобов с более крутым (8—10°) внутренним (надвинутым) склоном. Поверхность маломощных осадков на дне желобов нередко представляется плоской, образует серии равнинных участков шириной 1—5 км.

\* Фактически они были открыты К. Вадати в 1935 г.

В целом дно желобов несколько наклонено в сторону материка. Несмотря на различия в мелких деталях, в целом профили всех желобов поразительно сходны между собой, что обнаружилось при их графическом совмещении.

Закономерная связь глубоководных желобов и зон глубоководных землетрясений Заварицкого—Беньофа слишком очевидна, чтобы можно было придавать серьезное значение попыткам оспаривать или как-то умалять ее глобальное значение, которые тем не менее можно найти в литературе.

По глубине гипоцентров зоны Заварицкого—Беньофа можно разбить на две группы, нерезко разделенные между собой. Зоны Алеутская, Южно-Китайская и моря Скоша имеют максимальные глубины сейсмических очагов 300 км и менее; в Курильской, Марианской, Тонга—Кермадек, Новозеландской и большей части Перуанско-Чилийской (или Южно-Американской) максимальные глубины достигают 700 км.

К первой группе иногда причисляют Критскую и Калабрийскую фокальные зоны в Средиземном море, но в последнем случае нет глубоководного желоба и вообще средиземноморские структуры с позиций тектоники плит, как нам кажется, заслуживают выделения в особый класс.

В большинстве глубоких фокальных зон имеются интервалы глубин, лишенные очагов (как бы перерывы фокального слоя). Особенно резко это выражено в Перуанско-Чилийском желобе [Nappis, Vapek, 1976]. Положение и, если можно так выразиться, форма фокальных зон сильно варьируют, причем даже для разных участков (профилей) одной и той же зоны. Так, наклон (падение) зон Тонга и Марианской изменяется по простиранию от 45 до 80°. Изменчива также ширина (или мощность) фокального слоя: обычно это первые десятки километров; крайний предел увеличения — до 100 км.

Зоны глубоководных землетрясений обладают рядом интересных и частью еще не вполне разгаданных особенностей. Около этих зон наблюдаются аномально высокие скорости распространения и пониженное затухание сейсмических волн, как бы приуроченные к плоским наклонным телам, уходящим на глубины до 300—700 км. Аномальное повышение скоростей (например, для дуги Тонга) на 6—7% больше, чем для нормальной мантии на тех же уровнях. Разность времени прохождения — до 5 для продольных и 10 с для поперечных волн (рис. 11).

Резкий контраст сейсмических параметров на верхней поверхности наклонных тел (плит), связанных с сейсмофокальными зонами, проявляется также и в частом наличии сейсмической фазы, по-видимому, вследствие конверсии продольных волн в поперечные. Контраст скоростей прослеживается до наибольших глубин гипоцентров, указанных выше [Oliver, Isacks, 1967 г.].

Представляется наиболее вероятным связывать различие сейсмических скоростей и затухания с разностью температур между более холодной наклонно погруженной плитой и окружающей ман-

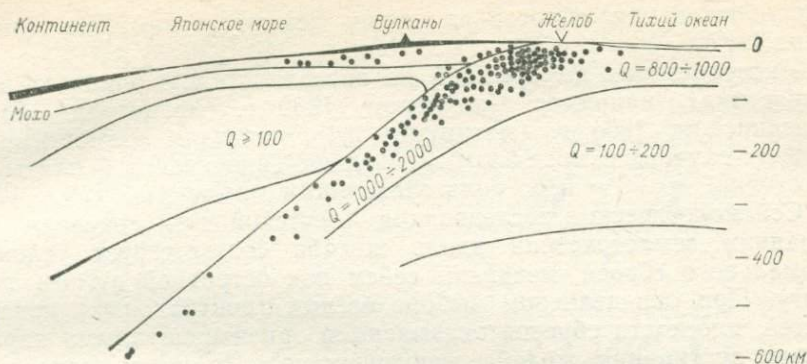


Рис. 11. Распределение очагов землетрясений и добротности  $Q$  в мантии под Японской островной дугой (поперечный разрез) [Ушаков, 1974; по Utzu, 1971].

тий, причем эта разность (по расчетам) порядка нескольких сотен (если не тысячи) градусов.

Интерпретация геофизических данных допускает несколько вариантов. Наиболее простым и непротиворечивым является вариант наклонного тела мощностью 60—100 км, которое является непосредственным продолжением океанической литосферы вниз, вдоль фокальной зоны. Наличие такой погруженной плиты обуславливает ошибки в локализации гипоцентров при стандартных методах.

Гипоцентры землетрясений располагаются в основном в зонах, значительно более ограниченных по мощности, чем вычисленная мощность опущенных плит. Мощности фокальных зон обычно не более 20 км, нередко еще меньше, реже 20—40 км (местами). Это позволяет достаточно точно определять геометрическую характеристику («рельеф» этих зон). Однако конфигурация сейсмических зон в их верхних частях, до глубины 60 км, напротив, устанавливается с трудом и весьма неточно. Падение зон обычно очень пологое ( $\sim 5^\circ$  около желоба). Оно быстро возрастает (выкручивается) примерно до  $20^\circ$  ниже 60—70 км. Этот уровень как бы делит зоны на две части. Здесь имеются резкий перегиб и максимальные напряжения изгиба и возможного течения материала. Ниже наклон возрастает до более или менее постоянного значения (от  $30$  до  $90^\circ$ ) [Isacks, Molnar, 1971]. Х. Беньоф первоначально трактовал фокальные зоны как громадные трещины взброса (или поддвига) океана под материк.

Изучение механизмов землетрясений и теоретический анализ вопроса не позволяют остановиться на этой слишком упрощенной интерпретации. Все же перемещение лежащего бока фокальных зон вперед и вниз по отношению к висячему в целом подтверждается тщательными сейсмологическими исследованиями полей излучения больших мелкофокусных землетрясений, в частности для поверхностных волн и свободных осцилляций. Кроме того, характер перемещения подтверждается изучением деформаций на поверхности

при образовании сбросов во время землетрясений [Ле Пишон и др., 1977].

Интерпретация деформаций на поверхности при сильных землетрясениях, например Чилийском, 1960 г. (магнитуда 8,5) и Аляскинском, 1964 г. (магнитуда 8,4), показали совместимость в обоих случаях с моделью поддвижения Тихоокеанской плиты на расстояние до 20 м и по пологопадающим плоскостям (20 и 10°).

Сейсмологические исследования Алеутской дуги доказали, что механизм землетрясений вдоль желоба соответствует условию нормального сброса, механизм сейсм под островной дугой — поддвигу. При определенном выборе осевых (центральных) поверхностей, плоскости сбросов оказываются ориентированными параллельно простиранию желоба, меняющемуся от точки к точке, в то время как направление поддвига постоянно и не зависит от кривизны дуги. Зависимость направления сбросов от простирания желоба может быть связана с тем, что сбросы вызваны растяжением вследствие изгиба плиты [Grow, 1972 г.].

Обобщая данные и выводы, опубликованные в литературе, можно сказать, что в самой верхней части фокальных зон Заварицкого—Беньофа (сотни метров до 10 км) обнаруживаются механизмы нормальных сбросов, несколько глубже (60—100 км — по разным источникам) — признаки поддвига. Однако на еще больших глубинах сейсмические механизмы соответствуют ряду сжимающих или растягивающих напряжений, которая происходит, по-видимому, в самом теле плиты, а не на границах ее с окружающей мантией, как наверху. Теоретически это связывают с разогревом и все более пластическим состоянием граничных трущихся слоев.

Ориентировка сжимающих и (или) растягивающих усилий на больших глубинах в зонах Заварицкого—Беньофа характеризуется в литературе не совсем однозначно. Согласно Б. Изаксу и П. Молнару, до глубины 350 км по падению зон направлена в большинстве случаев ось максимального растяжения, но достаточно часто такое положение занимает ось сжатия. Глубже 350 км практически всегда по падению зон направлена ось максимального сжатия и как исключение наблюдается иное положение осей, но ось максимального растяжения ни в одном случае не направлена по падению фокальной зоны. Перуанская и Чилийская зоны Заварицкого—Беньофа до глубины ~200 км имеют пологое падение, с которым совпадают в основном оси растяжения в сейсмических очагах. Однако на глубинах 500—700 км (после большого перерыва сейсмичности) зоны поставлены круто и по падению их в очагах направлены только зоны сжатия [Isacks, Molnar, 1971] (рис. 12).

С. А. Ушаков [1974] считает общей тенденцией направленность оси сжатия по падению фокальных зон глубже 100 км, причем оси растяжения направлены в основном перпендикулярно к поверхности зон Заварицкого—Беньофа, а по их простиранию направлены нулевые (средние) оси. В ряде случаев, например

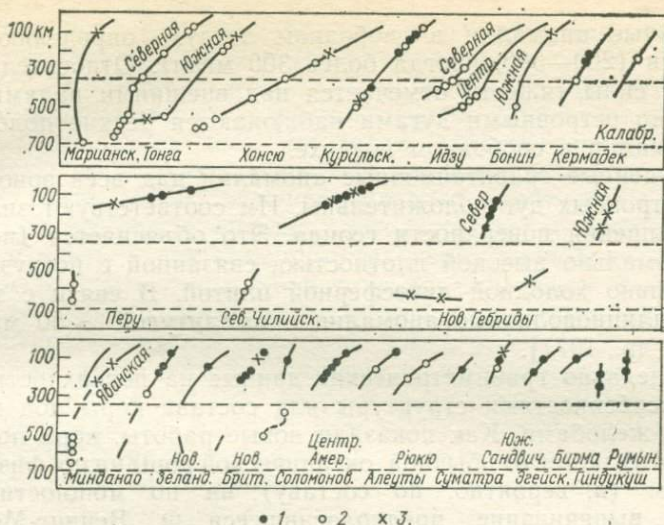


Рис. 12. Механизмы землетрясений в различных зонах погружения литосферных плит [Isacks, Molnar, 1971].

1 — ось растяжения направлена по падению плиты; 2 — ось сжатия — по падению плиты; 3 — совпадение одной из главных осей напряжения с плоскостью погружения не установлено.

в Алеутской дуге, сейсмологически установлены сдвиговые компоненты смещений.

В приведенных работах сейсмические данные интерпретируются в соответствии с моделью субдукции, т. е. поддвига и наклонного погружения в нижние слои мантии океанической литосферы на границах плит, которые являются областями ее поглощения.

Корреляция между размером поддвига и длинами сейсмических зон по падению наиболее просто интерпретируется при допущении, что глубинные максимумы сейсмической активности располагаются у ведущих краев погружающихся плит. На этих и подобных соотношениях основаны расчеты скорости субдукции (поддвига) в различных островных дугах, выполненные в 1968 г. Кс. Ле Пишонем. В ряде работ субдукция прямо связывается с нисходящими конвекционными потоками в астеносфере или во всей мантии. Так, по О. Г. Сорохтину [1974], картина распределения сейсмических напряжений разных типов в глубоких фокальных зонах в целом хорошо сопоставляется с данной моделью: океаническая плита, погружающаяся в зоне субдукции, вверху растягивается благодаря опережению нисходящего астеносферного течения и изгиба, а внизу сжимается вследствие близости упора более плотных слоев мантии.

Системы желобов и островных дуг характеризуются большими гравитационными изостатическими аномалиями. Наибольшие от-

рицательные аномалии в свободном воздухе определяются над желобами (200—300, иногда более 300 мгал). Относительное повышение силы тяжести отмечается над внешними валами, а над собственно островными дугами наблюдаются резкие положительные аномалии в свободном воздухе.

Усредненные гравитационные аномалии над всей зоной желобов и островных дуг положительны. Им соответствуют значительные повышения поверхности геоида. Это объясняется (по расчетам) аномально высокой плотностью, связанной с погружившейся относительно холодной литосферной плитой. В связи с этим вероятны длинноволновые аномалии с амплитудой  $\sim 50$  мгал [Ле Пишон и др., 1977].

Еще недавно гравиметрические данные на поверхности объяснялись особенностями структуры или состава коры под глубоководными желобами. Как показали новые работы, кора под желобом не отличается от обычной океанической коры ни по физическим свойствам (и, вероятно, по составу), ни по мощности. Пластическое выпячивание, предполагавшееся Ф. Венинг-Мейнесом, соответствует этим данным. В целом они согласуются с изгибанием плиты вниз.

Вместе с тем гравиметрические данные и соображения, связанные с изостазией, указывают на резкое увеличение плотности (утяжеление) опущенной плиты на глубине. Этот факт получает петрологическую интерпретацию (следствие перехода базальта в эклогит и других фазовых превращений) в свете экспериментальных данных. Также вероятной интерпретацией механизмов в глубоких сейсмических очагах является погружение плиты существенно под действием собственной массы. При этом наличие «перерывов» фокальной зоны по высоте может быть связано с отрывом нижней части плиты. Эти части погружаются с большей скоростью, чем верхние [Isacks, Molnar, 1971; Ушаков, 1974, и др.].

В работе Кс. Ле Пишона и др. [1977] рассмотрена следующая модель, основанная на данных исследований Алеутского желоба.

Мощность литосферы принята равной 80 км, средняя плотность 3,4, плотность астеносферы 3,35, разность плотностей  $0,05 \text{ г/см}^3$  соответствует средней разности температур  $400^\circ\text{C}$ . Эта модель позволяет обойтись без ранее принимавшегося допущения, что гравитационные максимумы островных дуг и минимумы желобов поддерживаются только большими сжимающими усилиями. В данной модели топографические и гравитационные аномалии дуг и желобов связаны с термальной аномалией погруженной плиты (и должны сохраняться пока она существует). Погружающаяся плита поддерживается стрессами в окружающей астеносфере, но она также как бы свисает благодаря разности плотностей.

Спокойное магнитное поле над глубоководными желобами нередко находится в резком контрасте с полосчатым аномальным полем ближайших участков океана. Это, в частности, отчетливо наблюдается в районе Алеутского желоба [Peter et al., 1970 г.], где резкие полосы магнитных аномалий с амплитудой  $\sim 1000$  гамм

четко обрезаются границей, близкой к осевой линии желоба, за которой аномалии достигают максимум 300 гамм.

По Кс. Ле Пишону и др. [1977] спокойное магнитное поле у желоба не может быть следствием очень глубокого положения магнитовозмущающих масс. Что касается размагничивания плиты при ее опускании, то оно, очевидно, происходит не вследствие повышения температуры, как предполагали некоторые исследователи. Более вероятная причина — это стрессы, возникающие при изгибании плиты и достигающие нескольких килобар.

Тепловой поток над глубоководными желобами имеет пониженные значения, которые сохраняются в некоторой зоне в сторону континента. Далее тепловой поток возрастает до существенно повышенных значений, особенно в вулканических зонах островных дуг. Считается, что современное распределение тепловых потоков отражает термальное равновесие, достигнутое в течение миллионов лет, и разные регионы могут находиться на разных стадиях достижения этого равновесия [Ле Пишон и др., 1977].

Процесс термической эволюции погруженной плиты был подвергнут математическому анализу в ряде работ. Нагревание опускаемой плиты должно происходить в основном по экспоненциальному закону и дополнительно ускоряться адиабатическим нагреванием и, особенно, стресс-эффектом на верхней границе плиты, а также фазовыми превращениями вследствие повышения давления на глубине. Главным следствием этого является повышение теплового потока в зоне, удаленной от желоба на расстояние 100—200 км, вплоть до образования вулканического фронта островных дуг или окраины материков, которые будут рассмотрены в следующем разделе. Другим следствием нагревания плиты должно быть ее растяжение и поднятие в зоне перегиба перед желобом, с образованием передового вала.

Мощность осадков на дне желобов ~200 м. На внутреннем склоне желоба Тонга осадков не оказалось. При драгировании обнаружены только гипербазиты и базиты. Кроме того, южная часть Чилийского желоба к югу от 32° ю. ш., по-видимому, полностью погребена осадками. Осадки на дне желобов и на их внешних (океанических) склонах слабо нарушены: наблюдаются лишь общий наклон к оси желоба и нормальные сбросы. Напротив, у подножия внутренних склонов (т. е. ближайших к континенту или островам) акустическими методами обнаруживается сильное смятие и скупивание осадков. Смятые осадки в виде звуконепроницаемого гребня резко отделены от акустически проницаемых осадков внешнего склона желоба. В ряде случаев такое строение подтверждено другими сейсмическими методами.

Особенно интересен детальный разрез через Алеутский желоб и склон островной дуги [Grow, 1972 г.] (рис. 13). На последнем имеется терраса — прогиб, заполненный осадками мощностью до 10 км. Эта депрессия образована сбросами в зоне прогибания.

Сейсмический профиль через Яванский желоб показал, что островной (яванский) склон желоба характеризуется нагромож-

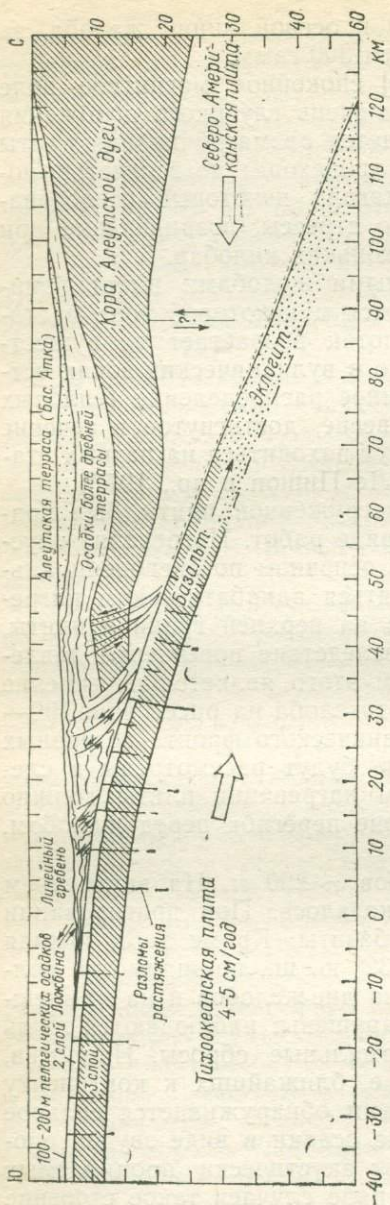


Рис. 13. Геологическая интерпретация разреза через Алеутский желоб [Ле Пишон и др., 1977; Grow, 1972]

Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы.

дением смятой массы осадков в виде так называемой аккреционной линии. Поверхность океанического фундамента погружается у оси желоба на глубину 7, а на расстоянии 50 км в сторону о. Ява до 14 км [Beck, 1972 г.]. Это указывает на то, что ось желоба представляет лишь фронт деформированных осадков и ее положение зависит от условий привноса осадков океанической плитой и, в частности, от мощности осадков в прилегающем океане и скорости движения в зоне субдукции (Заварицкого—Беньофа) и др.

Ненарушенные осадки на дне желобов, по мнению ряда исследователей, противоречат трактовке этих структур как выходов на поверхность зон значительных разрывных нарушений (зон поддвига океанической коры). Вместе с тем разломный в целом характер зон Заварицкого—Беньофа, связанных с желобами, бесспорно следует из сейсмических данных.

В литературе 70-х годов имеются попытки объяснить это противоречие. Например, по мнению одного из авторов, при интенсивной абразии внутреннего склона желобов и очень большой скорости седиментации наблюдаемые осадки так молоды, что не успели подвергнуться деформации. Согласно другому исследователю, турбидиты желобов подвержены периодическим встряхиваниям в связи с землетрясениями и при этом своего рода периодическому переотложению в условиях тектонического разжижения и т. д.

Кс. Ле Пишон и др. [1977] считают, что ни одно из этих объяснений не вяжется с детальными наблюдениями. Эти авторы по-

лагают, что деформации в желобах резко локализованы на внутренних склонах и не распространяются на дно желобов, так как слабые осадки очень мало способны передавать напряжения по латерали. Надо отметить, однако, что глубоководным бурением в относительно неглубоком желобе Нанкай была открыта лежащая антиклинальная складка с нормально залегающим и опрокинутым крыльями. Слагающие ее плейстоценовые отложения уплотнены и имеют кливаж. Складки отложений на внутренней стороне желоба проявляются и в рельефе. При этом преобладающее падение в нормально залегающих слоях  $6^\circ$ , в опрокинутых  $13,5^\circ$ , а кливажа, падающего в ту же сторону, соответственно  $23^\circ$  и  $4^\circ$  [Initial Reports, 1969—1979, v. 31, 1975]. Если такие лежащие складки широко распространены в глубоководных желобах, то они могут маскировать дислоцированность пород в этих структурах.

Поддвиг океанической коры, с которым связано образование зон Заварицкого—Беньофа и глубоководных желобов, подразумевает резкий изгиб поддвигающейся плиты перед желобом, что должно сопровождаться возникновением разрывов, падающих в сторону океана. Это подтверждается наличием сейсмофокальных зон такого падения, менее отчетливых и глубоких (до 150 км), чем зоны Заварицкого—Беньофа [Кропоткин, 1980].

## ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Островные дуги в ряде случаев представляются морфологически слитными в поперечном сечении, например Японские острова, или однорядными, например маленькие о-ва Кермадек к северу от Новой Зеландии. Во многих других случаях они расчлениаются на параллельные или сходящиеся на концах гряды, и тогда различают внешнюю невулканическую дугу, нередко прерывистую и (или) представленную частью или только подводными возвышенностями, узкий междуговой бассейн между нею и следующей дугой и внутреннюю собственно вулканическую дугу. Последняя представляет главный, самый характерный элемент системы, наиболее отчетливо связанный с зоной Заварицкого—Беньофа и согласно модели тектоники плит — с процессом субдукции. За внутренней дугой или дугами (так как вулканические гряды иногда бывают двойными) находится окраинное море или в редких случаях — океаническое пространство иного типа.

Геофизическое изучение островных дуг показывает, что они бывают сложены корой океанического, промежуточного, либо субконтинентального типа. Различной является и мощность коры (15—30 км).

Морфология островных дуг представляется сложной. Крупные и средние острова, имеющие в основании микроконтиненты различного возраста и структуры, характеризуются большими высотами вулканов, которые и составляют собственно островодужный, специфический элемент их топографии и геологического строения.

Большинство вершин 2—4 км (гора Джая в Новой Гвинее с отметкой 5029 м представляет исключение). В Индонезии наивысшие отметки всех значительных островов 3400—3805 м. На о. Хоккайдо высоты достигают 2077 м (вулкан Токати) и даже 2290 м (гора Асаха). На о. Хонсю на фоне больших площадей с высотами 1,5—2 км и более возвышается ряд вершин и гребней, имеющих отметки ~3 км и более (гора Комогатаке 2956, гора Яцугатаке 2899, вулкан Норикура 3026, вулкан Фудзияма 3776 м). На Курильских островах вулканические вершины достигают 1,8 км и более на крайних северном и южном окончаниях дуги и ограничиваются интервалом 1324 (о. Онекотан) — 1563 м (о. Уруп) в ее средней части; на Алеутских островах высоты еще менее значительны (в основном до 1 км и только на о. Уникак больше 2 км). Следует иметь в виду, что цоколи вулканов на этих небольших островах расположены гораздо ниже, чем на крупных. На островах Тонга, Кермадек и др., расположенных далеко от материков, вулканические постройки едва выступают своими вершинами над уровнем моря, между тем как их превышение относительно прилегающего дна океана близко к 4 км.

По заключению И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина [1978], высоты вулканов островных дуг не столь характерны для поисков корреляционных зависимостей от других элементов системы дуга—глубоководный желоб, как отметки основания вулканов, которые обнаруживают также наилучшие корреляционные связи с глубинным строением по геофизическим данным. Статистически обработанные ими данные обнаруживают, однако, и для них широкие пределы вариаций (с отрицательными значениями для малых островов).

Расстояние вулканов островных дуг от глубоководных желобов является важным параметром, связанным с глубинным строением и геодинамикой системы дуга—желоб. Диапазон вариаций этого параметра значителен. Для некоторых вулканических островов, наиболее приближенных к желобу (например, в гряде Новые Гебриды, для о. Амчитка в Алеутской дуге и некоторых др.), это расстояние составляет 125—135 км. Вулканы Больших Зондских островов (Индонезия) отстоят от Яванского желоба на 200—350 км. Наиболее типичными следует считать расстояния 150—200 км (крайние пределы 120—400 км).

Это расстояние в первую очередь зависит от угла падения зоны Заварицкого—Беньофа, но, по-видимому, влияют и другие факторы. Так, имеются данные о пропорциональном соответствии расстояния дуга—желоб длительности вулканизма в геологической истории островной дуги. Делались даже попытки рассчитать среднюю скорость увеличения этого расстояния, которая получилась (для средних уклонов зоны Заварицкого—Беньофа) ~1 км за 1 млн. лет [Dickinson, 1973 г.].

Изучение глубинного строения земной коры и мантии в пределах собственно островных дуг с помощью сейсмических методов существенно осложнено в районах действующих вулканов, под

которыми обнаруживается весьма гетерогенное строение, связанное с очагами зарождения магмы (путем частичного плавления), расположенными на разных глубинах. В относительно спокойных районах типично более или менее монотонное увеличение глубины поверхности Мохоровичича от глубоководного желоба к островной гряде. В некоторых случаях, однако, наблюдается увеличение мощности коры океанического типа под желобом, например в южной части Курильских островов или около о-вов Новая Британия. Однако это лишь осложняет рельеф поверхности Мохоровичича, понижающийся в сторону островов. Утолщение коры, связанное с желобом, может находиться не прямо под ним, а с некоторым смещением в сторону островной дуги.

В работе И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина [1978] сделана попытка рассчитать коэффициенты корреляции целого ряда величин: глубина поверхности Мохоровичича под островными дугами и под глубоководными желобами, глубина и ширина желобов, высота основания вулканов островных дуг и многие другие. Парные коэффициенты корреляции получились в основном равными 0,5, исключение составили четыре коэффициента в пределах 0,6—0,8. Отметим коэффициент корреляции 0,8, выражающий прямую зависимость высоты основания вулканов островных дуг от глубины поверхности Мохоровичича под этими дугами. Как некоторую, не слишком ясновыраженную тенденцию можно проследить, что с удалением от желоба несколько увеличиваются высота основания вулканов и глубина поверхности Мохоровичича.

Изостатическая связь высоты рельефа и глубины поверхности Мохоровичича, установленная для континентальных областей, в общем справедлива и для островных дуг. Как там, так и здесь имеется достаточное число нарушений этой простой зависимости, в частности, в районе о-вов Новая Британия мощность коры относительно очень большая, примерно такая же, как в континентальных районах. Авторы не усматривают отчетливой связи скорости распространения сейсмических волн с мощностью земной коры. Например, в районе о. Хонсю мощность коры почти вдвое меньше, чем в Андах, а сейсмические скорости для соответствующих слоев являются средними. Для вулканических зон Хоккайдо, Хонсю (Япония) мощность коры 28—35 км, а средняя скорость распространения продольных волн 6,3—6,4 км/с [Туезов, 1975 г.]. Те же значения скорости для Курильских островов (6,3), для Алеутских (6,18 км/с).

И. И. Абрамович и И. Г. Клушин пришли к заключению, что скорости распространения сейсмических волн связаны с интенсивностью процесса субдукции (если судить о последней по значениям глубины и ширины желобов), а также с продолжительностью этого процесса, в связи с тем что мощная кора вулканической цепи может рассматриваться как один из показателей длительного процесса субдукции.

Скорости распространения упругих волн в мантии, подстилающей островные дуги, варьирует в довольно широких пределах,

причем связать эти вариации с другими геологическими, геофизическими и морфологическими параметрами довольно трудно. Отметим, что вообще для типичных островных дуг характерны пониженные значения сейсмических скоростей верхней мантии. Вероятно, это связано с разогревом верхов мантии и нижней части коры. Однако имеются вулканические районы с повышенными значениями сейсмических скоростей в верхней мантии, расположенные обычно в глубоком тылу островных дуг [Абрамович, Клушин, 1978].

Нужно сказать, что определения коры островных дуг (океанической, промежуточной или континентальной) разноречивы иногда для одних и тех же объектов в зависимости от того, какому параметру придается больше значения. Так, например, тип коры Северных и Южных (но не средних) Курильских островов определялся как континентальный при мощности в первом случае 18, во втором — 30 км [Горшков, 1970 г.]. Кору Алеутских островов относили частью к континентальному и промежуточному, частью (или даже полностью) к океаническому типу. Соответствующие скорости распространения продольных волн отмечались в данном случае до глубины 8—9 км от вершины хребта, а глубина верхней поверхности мантии достигает, возможно, 19 км от той же отметки. Однако граничная скорость на этой поверхности значительно выше нормальной (8,9 км/с). Промежуток 9—19 км достаточно не охарактеризован.

В Японии верхний слой земной коры имеет мощность несколько километров и скорость продольных волн 5,5 км/с. Иногда этот слой отсутствует. Местами кроме верхнего слоя имеется слой со скоростью 5,8 км/с. Под ним всегда расположен слой со скоростью 6,0—6,2 км/с и мощностью 10—30 км. Еще ниже — слой коры очень сложного строения (по сейсмическим данным) мощностью до 10 км и более. Наконец, граничная скорость на поверхности Мохоровичича 7,8—7,9 км/с или немного больше. Методом преломленных волн получены данные по ряду профилей. На северо-востоке Японии глубина поверхности Мохоровичича достигает максимально 35, а на побережье Японского моря — 28 км. В коре выделяется «гранитный» слой со скоростью продольных волн 6,0 и «базальтовый» — 6,8 км/с [Рикитаке, 1970]. Таким образом, на этом профиле имеется почти континентальный тип скоростного разреза.

Приведем следующее сопоставление мощностей земной коры островных дуг и максимальных глубин землетрясений в зонах Заварицкого—Беньофа [Miyashiro, 1974].

Дуга	Мощность коры, км	Максимальная глубина гипоцентров, км
Тонга	12	700
Марьянская (северная часть)	?	700
Идзу-Бонин (малые острова)	15	500
Курильская (центральная часть)	15	500

Дуга	Мощность коры, км	Максимальная глубина гипоцентров, км
Кермадек	15	400
Курильская (южная и северная части)	18—30	500
Японская (северо-восточная часть)	28—30	600

Магнитные аномалии в районе Японских островов имеют полосчатый вид и простираются вдоль островной дуги. Полосчатость аномалий не полностью исчезает на континентальном шельфе и прослеживается в сторону желоба и даже под ним. В этом видят одно из морфологических отличий от полосовых магнитных аномалий срединных хребтов. Главное же отличие состоит в отсутствии закономерной симметрии, свойственной последним. В центре аномальной площади вариации вертикальной и горизонтальной составляющих магнитного поля ( $\Delta Z$  и  $\Delta H$ ) примерно одинаковы и значение  $\Delta Z/\Delta H$  соответственно велико. Это не свойственно горизонтально расслоенной земной коре. При этом в Северо-Восточной Японии отмечена аномалия противоположного знака. Происхождение этих отклонений пока неясно [Рикитакэ, 1970]. В качестве современных образований островные дуги предстают как тектонические и орографические поднятия и как вулканические цепи современных и недавно потухших вулканов и соответственно как места накопления молодых и современных вулканитов, а также подчиненных им пирокластических и частью осадочных пород. Современный и постплиоценовый вулканизм приурочен преимущественно к внутренним дугам и лишь в виде исключения местами проявляется на внешних (Курильские и Алеутские острова).

Основание, на котором возвышаются вулканические постройки и разливаются лавовые потоки, представляется весьма разнообразным: от предположительно нормального океанического дна до консолидированных складчатых сооружений, содержащих иногда выступы, вероятно, докембрийского основания.

Наибольший теоретический интерес представляют островные дуги, которые, возможно, образовались и даже образуются в настоящее время непосредственно на океанической коре. К ним относятся очень немногие из островных дуг в средней и юго-восточной частях Тихого океана.

О-ва Кермадек представлены очень маленькими базальтовыми островами. Кора в этом месте типично океаническая мощностью  $\sim 15$  км (по сейсмическим данным). О-ва Тонга — четвертичные и современные вулканические острова и подводные вулканы. Лавы преимущественно представлены толеитовыми андезитами (исландитами). Мощность коры по данным сейсмического зондирования несколько больше 12 км (глубина, до которой скорость продольных волн примерно равна 7,6 км/с).

Острова этих дуг приблизительно на 4 км возвышаются над нормальным океаническим дном. Прямых данных о начальном

периоде их образования или составе основания практически пока нет. Можно думать, что поднятие островов и подводных возвышенностей произошло не только за счет накопления вулканогенного материала (лав и пирокластов), но и в процессе воздымания океанического дна, но достаточных геофизических подтверждений этому пока нет.

Закономерные изменения состава вулканитов в течение развития и наращивания кверху вулканических гряд островных дуг позволяют представить себе начальные стадии их развития путем ретроспективной экстраполяции [Miyashiro, 1974]. Наиболее ранние экструзии зарождающихся вулканических гряд должны были иметь состав толеитовых базальтов с малым содержанием  $K_2O$ ,  $47-62\%$  —  $SiO_2$  и  $FeO^*/MgO = 1,0 \div 2,5$  ( $FeO^* = FeO + 0,9 Fe_2O_3$ ). Они должны быть весьма близки к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов, которые характеризуются следующим составом, %:  $K_2O - 0,0-0,4$ ,  $SiO_2 - 47,5-52,5$  ( $FeO^*/MgO = 0,5 \div 2,0$ ). Отношение  $FeO^*/MgO$  очень редко превышает 2,5 в абиссальных толеитах. Однако в начале формирования островных дуг вероятно небольшое его повышение в базальтах. Отмечалось также, что в низкокальциевых толеитах островных дуг всегда несколько меньше окиси титана и натрия, чем в абиссальных толеитах [Miyashiro, 1974]. Можно распространить эти предположения на ненаблюдаемые, но реконструируемые начальные стадии островодужного вулканизма.

Логично допустить, что подобное же развитие имели островные дуги с типичной океанической корой мощностью также  $\sim 15$  км (например, части дуги Идзу—Бонин, северная часть Марианской и др.). Фундаментом всех остальных островных дуг являются серии пород, претерпевшие более или менее длительное и сложное развитие.

Несколько искусственно можно было бы выделить среди островных дуг долгоживущие островные вулканические гряды, в которых современные вулканы покоятся на более древних вулканических породах также островодужного типа, как бы продолжая развитие одной и той же вулканической островной дуги.

На о. Суматра современному вулканическому циклу предшествовало формирование так называемой древней андезитовой формации, начиная с позднего олигоцена и в основном в миоцене. После излияний лав и выбросов более кислого пирокластического материала в конце миоцена и в плиоцене наступил перерыв вулканической деятельности, не ознаменовавшийся существенными тектоническими событиями. Современный цикл сильного вулканизма и мощного горообразования начался в плейстоцене и продолжается в настоящее время.

Однако нужно иметь в виду, что кайнозойский вулканический цикл Больших Зондских островов в свою очередь предваряется длинной цепью более давних событий, начинающихся достоверно с позднего палеозоя, а возможно с протерозоя. Этот существенно позднепалеозойский цикл в отношении вулканизма также имеет

в основном черты островодужного с преобладанием излияний и выбросов андезитового состава.

Этот цикл закончился сильными деформациями с образованием изоклиальной складчатости, внедрением интрузий гранитов и гранодиоритов, поднятием и сильной денудацией всей системы, с растяжением и образованием грабенов орогенного типа с континентальными грубообломочными отложениями. Иначе говоря, как бы сдвоенный современный третичный островодужный вулканический комплекс покоится на вполне оформленной палеозойско-мезозойской складчатой системе, хотя и образовавшейся, вероятно, в свою очередь из системы островодужного типа. На чем заложена последняя, неизвестно, так как в отношении возраста и происхождения ограниченно развитых здесь же кристаллических сланцев и гнейсов нет ясности и это остается дискуссионным вопросом [Катили, 1977].

В Японии также имеется развитая складчатая система с историей, начинающейся, возможно, с докембрия и, во всяком случае, с широкоразвитого верхнего палеозоя (в частности, с гранитными интрузиями нескольких поколений). Третичный вулканический цикл, предшествовавший современному, и, по-видимому, развивавшийся, как и теперь, в условиях окраинно-материковой системы, является лишь началом заключительного этапа этой истории.

Также условно выделяется редкий тип развития островной дуги на осадочной толще континентального шельфа или, возможно, древнего окраинного моря. Его представителем является (вероятно, частично) Алеутская вулканическая дуга. Здесь неоген-четвертичные вулканы подстилаются в основном флишевыми и другими терригенными осадками, сформировавшимися в условиях нижней части шельфа и частично (флиш), может быть, на континентальном склоне.

Новейший вулканизм островных дуг традиционно характеризуется преобладанием или значительной ролью андезитовых лав и их пирокластов (андезитовая линия). Однако это справедливо не для всех островных дуг. Так, например, во внешней вулканической зоне о-вов Бонин, на некоторых островах северной части Марианской дуги, на большинстве островов дуги Кермадек, в южной части Сандвичевых островов и некоторых других отчетливо преобладают базальты.

Характерной особенностью островных дуг является их поперечная зональность, с возрастанием щелочности от вулканического фронта (на океанической стороне) к континенту (или окраинному морю). При этом на внешней (океанической) стороне развиты обыкновенно толеитовые серии базальтов, андезито-базальтов, андезитов, в некоторых случаях, как, например, на о-вах Тонга — существенно андезитов, а на внутренней стороне появляются оливиновые щелочные базальты и их производные. Между теми и другими развиты серии промежуточного характера, которые классифицируются и именуется по-разному. Наиболее употребительно выделение либо высокоглиноземистых, либо известко-

во-щелочных серий. На этом главным образом петрохимическом вопросе мы остановимся несколько ниже.

Согласно Г. П. Вергунову и А. Ф. Прялухиной [1974], в разрезе вулканических серий внутренних островных дуг основность пород существенно уменьшается снизу вверх и в среднем характеризуется наличием 50—58 %  $\text{SiO}_2$ . Щелочность пород ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) увеличивается вверх по разрезу от 1,8—2,0 до 2,3—3,5 %, при возрастающем отношении  $\text{K/Na}$ .

Судя по геофизическим данным под внутренними зонами предполагается более глубокий прогиб поверхности Моховичича, чем под внешним. Прогнута и поверхность Конрада, резко увеличена мощность горизонта со скоростью продольных волн 4,7—5,0, под которым появляется слой со скоростью 6,0—6,2 км/с, что уже близко к характеристике «гранитного» слоя.

Довольно сложным является вопрос о природе так называемых внешних невулканических дуг (имеется в виду современное и недавнее их состояние, т. е. отсутствие неоген-четвертичного вулканизма). Ссылаясь на более ранние работы Ю. М. Пушаровского [1972 г.] и Г. М. Власова [1958 г.], П. Е. Бевзенко [1979] дает примерно следующую обобщенную характеристику их строения и состава. Внешние невулканические дуги сложены в основном донеогеновыми сильноскладчатыми толщами (поздний мел—палеоген). В их составе в разных соотношениях имеются как морские осадочные породы, так и субмаринные вулканы существенно основного состава, среди которых упоминаются спилиты. В ряде мест имеются выходы гипербазитов и габброндов. Ассоциация последних с субмаринными базальтами дает основание для сопоставления с офиолитовыми комплексами древних эвгеосинклиналей. Местами в основании серий, слагающих внешние дуги, выступают фрагменты более или менее глубокометаморфизованных зеленокаменных серий. Эти, по-видимому, доверхнемеловые породы предположительно являются преобразованной океанической корой. Согласно Г. П. Вергунову и А. Ф. Прялухиной [1974], внешние дуги представляют наиболее раннюю стадию формирования островодужной системы в целом и связаны с фундаментом, который мы назвали бы океаническим. Во всяком случае это существенно базит-гипербазитовые комплексы, о которых сказано, что они сопоставимы по физическим свойствам с базальтовым слоем земной коры. Нужно иметь в виду, что в ряде островных дуг цоколь мелких складов не выходит на поверхность.

Типовой состав складчатого комплекса, преобладающего в составе внешних дуг, рисуется теми же авторами с определенностью, которая представляется результатом не совсем оправданного распространения на всю рассматриваемую категорию структур того, что в действительности относится лишь к части внешних дуг, главным образом из числа расположенных в северной части Тихого океана. В нижней части разрезов, следуя авторам (детали опускаем), преобладают или единственно представлены субмаринные вулканические породы толеитового состава, обычно метаморфизо-

ванные до фации зеленых сланцев и содержащие габброидные и диоритовые интрузии. Выше появляются и вскоре получают преобладание кремнистые, глинистые и глинисто-карбонатные осадочные породы. В верхней части разрезов снова господствуют субмаринные базальты и андезито-базальты и, наконец, появляются субаэральные лавы основного, среднего и кислого составов, а также их туфы, туфобрекчии и т. д. При этом основность плагиоклаза кверху относительно падает, уменьшается содержание кальция и магния при возрастании  $\text{SiO}_2$  и суммы  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , особенно за счет  $\text{K}_2\text{O}$ .

Трехленный разрез, в общих чертах сходный с охарактеризованным выше, наблюдается, например, в Малой Курильской гряде. Нарушения предполагаемой однотипности по отношению к приведенному обобщению состоят в появлении в существенно осадочной части разреза силлов неожиданно богатых калием пород (калиевых тефроидов), а также трахидолеритов и, главное, в неопределенном характере фундамента, который, судя по результатам драгирования подводной части гряды и ксенолитам в лавах, наряду с габброидами содержит различные в основном метаморфические породы, в частности много кварцитов и даже граниты [Васильев и др., 1979 г.]. Этому, впрочем, не приходится удивляться, учитывая непосредственную связь Малой Курильской дуги с Японским микроконтинентом. Кроме того, Малую Курильскую внешнюю гряду лишь с некоторой долей условности можно назвать невулканической (в близсовременную эпоху), так как на ней имеется не только мезозойский, но, по-видимому, и плиоцен-четвертичный вулканизм (зеленовская свита, возраст которой определяется не совсем уверенно).

На Восточной Камчатке (которая является почти островом) допозднемеловая метаморфическая толща фемического характера (амфиболиты, гранат-амфиболовые, хлорит-эпидот-актинолитовые а также пумпеллиит-альбитовые, глаукофан-актинолит-альбитовые и другие сланцы) выступает в тектонических блоках. В нее включены согласные тела базитов и гипербазитов. Позднемеловые отложения представлены различно в разных зонах, но в общем это кремнисто-вулканогенный ряд формаций, где в низах преобладают базальтоиды и их пирокласты, а в верхах постепенно приобретают господство граувакково-терригенные отложения. Эта толща сильноскладчатая.

Несогласно залегающие на ней палеогеновые формации в основном характеризуются граувакково-терригенным составом. Вулканиды имеют подчиненное значение наравне с карбонатными породами. Лавы — базальт-андезитового и андезитового состава [Бевзенко, 1979].

Особый интерес представляет северная часть о. Новая Гвинея. В восточной части острова имеется разрез офиолитовой серии мелового возраста, который многократно рассматривался в литературе как типовой [Пейве, 1969, и др.]. Внизу залегают гипербазиты, выше габброиды и, наконец, подводные подушечные лавы,

лежащие на предыдущих с некоторым угловым несогласием. На всех этих меловых породах с большим перерывом и несогласием лежат миоценовые базальтоидные вулканиты с рифовыми известняками.

Всю эту зону можно было бы рассматривать как внешнюю по отношению к расположенной юг-юго-восточнее короткой вулканической гряде с плиоценовыми, плейстоценовыми и современными излияниями базальтов, андезитов и дацитов. Однако строение данной части активной окраины Австралийского континента сильно осложнено по сравнению с типовой последовательностью желоб—дуга—окраинное море—континент. В частности, Новогвинейский желоб не доходит (с запада) до восточной части о. Новая Гвинея, где находится новейшая вулканическая гряда; на острове развиты надвиги и шарьяжи; возможно, что эти явления взаимосвязаны.

Кора внешних дуг рассмотренной группы имеет значительно увеличенную мощность базальтового слоя (скорость продольных волн 6,6—7,0 км/с) и резкое в целом опускание под ними поверхности Мохоровичича при очень неровном ее рельефе в деталях (чередование поднятий и прогибов).

То же самое в еще большей степени характеризует поверхность базальтового слоя. Над ним преобладают вулканогенные породы с граничными скоростями 4,7—5,0 км/с. Мощность базальтового слоя в прогибах кровли увеличена иногда в 3—4 раза против средней. Самый верхний слой характеризуется скоростью продольных волн 3,1—3,7 км/с.

Совершенно иное строение и частью противоположные возрастные соотношения с внутренними вулканическими грядами имеются, например, в Индонезии, к северо-востоку от гигантского Яванского желоба. Внешней дуге на северо-западе Больших Зондских островов принадлежат относительно малые Ментавай и др., отделенные одноименным проливом от о. Суматра. Они сложены исключительно наиболее молодыми породами из всего разреза Больших Зондских островов (не старше эоцена — олигоцена), являющимися почти целиком осадочными, непрерывное накопление которых было лишь однажды нарушено локальными тектоническими движениями в середине миоцена. Такое строение давало повод рассматривать эту зону как передовой прогиб или часть передового прогиба складчатой системы Больших Зондских островов, которой мы коснулись выше. Само по себе поднятие этой внешней дуги началось не раньше, чем поднятие внутренней дуги с вулканами, и происходило практически одновременно (в плейстоцене) и продолжается в настоящее время.

Вместе с тем среди этих осадочных пород наблюдаются небольшие выходы базит-гипербазитового комплекса, по-видимому, в основном в виде тектонического меланжа. Они являются, несомненно, более древними, чем осадки (считаются позднемезозойскими) [Катили, 1977]. Эти соотношения можно и, вероятно, следует интерпретировать так: рядом с формировавшейся на краю

континента или в древней островной дуге, начавшей свое развитие с позднего палеозоя, в кайнозойе находилось океаническое дно, на которое сносился обломочный материал, где относительно недалеко от берегов накапливались значительные по мощности осадки.

Дважды в кайнозойской истории возникала ситуация вулканической островной дуги (в миоцене и в плейстоцене — голоцене), и оба раза происходили поднятия в прибрежной океанической зоне, причем в миоцене они сопровождались складчатостью и надвигами. Дважды в том или ином виде формировалась параллельная внутренней внешней невулканическая дуга.

Другой не менее яркий, но во многом несходный пример дает наиболее восточная часть той же Зондской островной дуги и ее крутой заворот, называемый дугой Банда. Здесь внешнюю зону представляют острова Тимор на юге и Серам на севере, а также ряд более мелких. В отличие от предыдущего случая, здесь именно острова внешней дуги различаются длинной геологической историей, тогда как внутренняя вырождается в цепь островов, размеры которых к востоку уменьшаются, а в геологическом разрезе восточнее меридиана  $114^{\circ}$  в. д. почти ничего не остается, кроме неогеновых осадков и неоген-четвертичных вулканитов.

Геологическая история островов Тимор и Серам, особенно первого из них, в общих чертах аналогична рассмотренной выше истории о. Суматра. Здесь также имеются метаморфические породы неопределенного, по некоторым мнениям очень древнего, возраста, обнажающиеся, впрочем, лишь на соседних малых островах. Известны достоверные пермские, триасовые, юрские, меловые, эоценовые, олигоценые, миоценовые и плиоценовые отложения. В разрезе имеется ряд перерывов. Главнейшее отличие от того, что мы видели на о. Суматра, — это исключительно осадочный состав практически всей последовательности палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород. Лавы и туфы появляются лишь дважды (в перми и в олигоцене), причем в обоих случаях они играют совершенно подчиненную и незначительную роль [Одли-Чарлз, 1977].

Таким образом, и в целом складчатая зона имела не островодужный, а миогеосинклинальный тип, т. е. скорей всего формировалась на шельфе или континентальном склоне. По-видимому, зона осадконакопления соответствовала как тому, так и другому, судя по присутствию глубоководного флиша неритовых отложений. Вместе с тем значительные выходы базит-гипербазитового меланжа и более массивных пород описаны и здесь. Возможно, что это связано с тектоническими деформациями, которые развивались особенно в среднем и позднем миоцене. Необходимо отметить, в частности, что наблюдается сближение фаций мелководного и глубоководного флиша соответственно в автохтоне и аллохтоне.

Таким образом, валообразное вздутие, которое нередко (хотя и далеко не всегда) образуется перед фронтом активной остров-

ной дуги, лишь в отдельных случаях можно рассматривать как более раннюю подобную же дугу, затухшую до начала образования современной. Большой же частью в это вздутие вовлекаются самые разнообразные структурно-вещественные комплексы. Вместе с тем ему часто свойственно распространение гипербазитов, которые, хотя и не полностью, отсутствуют (как иногда пишут), но действительно встречаются в фундаменте лишь сравнительно немногих внутренних вулканических дуг (например, в Японии). Это, вероятно, не случайное обстоятельство и далеко не всегда его можно связать с древностью или глубоким размывом структур внешних дуг. В случае внешней гряды островов около о. Суматра определено можно говорить о, вероятно, относительно меньшей мощности недислоцированных осадков над симатической корой океанического типа как причине появления гипербазитов. Вслед за другими авторами, П. Е. Бевзенко [1979] рассматривает молодые формации внутренних вулканических дуг как отложения прогибов. Их подстилают, по этим же представлениям, складчатые толщи мела—палеогена, т. е. того же возрастного интервала, который характерен для внешних дуг. Сильная складчатость этих толщ, очевидно, указывает на то, что после их отложения произошло преобразование систем островных дуг по существу в складчатые системы. Однако не поясняется, каким образом это происходило в рамках островодужной пространственно-временной системы и вообще не предлагается хотя бы гипотетического механизма этого превращения. Разделяя почти те же взгляды, Г. П. Вергунов и А. Ф. Прялухина [1974] говорят об отмирании эвгеосинклинальных зон внешних дуг, на которые могут накладываться (но могут и не накладываться) мезогэосинклинальные зоны внутренних дуг. Отмирание согласно канонам геосинклинальной концепции должно означать, по-видимому, опять-таки складчатость, внедрение интрузий и т. д.

Из предыдущего изложения видно, что возрастные соотношения материала, из которого построены внешние и внутренние дуги, согласно рассмотренной обобщающей модели отражают скорее геологические соотношения в определенной части складчатого обрамления Тихого океана, чем внутренние закономерности развития островных дуг как особого типа структур. Последние же состоят в частом, хотя и не обязательном, поднятии перед фронтом вулканических внутренних дуг одновременно с ним (или несколько позже) возникающего невулканического поднятия, которое (как, впрочем, и фундамент вулканической дуги) может состоять из самых разнообразных структурно-вещественных элементов, которые пространственно окажутся в соответствующем месте. Теоретически это могла бы быть и более ранняя вулканическая дуга, затухшая при перемещении зоны Заварицкого—Беньофа и всей связанной с нею системы, но, кажется, в чистом и неосложненном виде такие случаи не известны (кроме, быть может, Анtilьских островов).

## СТОЛКНОВЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Особый интерес представляет район Молуккского моря, в котором две сейсмофокальные зоны Заварицкого—Беньофа падают в разные стороны—под островные дуги Сангихе и Хальмахеера.

Изобаты осевой поверхности этих зон рисуют в этом месте весьма своеобразную фигуру, совершенно сходную на глубинах ~100 км с изображением в изогипсах плавного рельефа топографической возвышенности или простой антиклинали, выраженной в изогипсах какого-нибудь стратиграфического горизонта. Изобата 100 км образует замкнутый контур почти со всех сторон облекаемый изобатой 200 км [Одли-Чарлз, 1977].

В середине Молуккского моря, между обрамляющими его островными дугами, расположен в основном подводный хребет, который возвышается над поверхностью моря на островах Талауд, Тифор, Сайе и др. Он сложен большей частью из деформированных пород третичного возраста, а частью из тектонического меланжа, состоящего из перидотитов, серпентинитов, габбро, а также мезозойских и третичных осадочных и вулканических пород. Масса, связывающая и облекающая эти разнообразные глыбы и линзы в разной степени раздробленных и перемятых пород, сама расланцована и перемята со следами сдвиговых деформаций.

Акустически непрозрачная масса, выступающая в подводной части на перегибе (гребне) хребта, имеет размеры 500×150 км и при драгировании оказалась состоящей в основном из меланжа.

Смятые третичные осадки преобладают на всем остальном пространстве дна Молуккского моря (до шлейфов островных дуг с обеих сторон). Вместе с меланжем их можно назвать «комплексом столкновения», по всей вероятности образовавшимся в связи со сближением двух островных дуг вследствие дивергентной субдукции в западном и восточном направлениях. В отличие от прежних предположений о развитии в этом районе типичной обдукции, на основании новых данных можно говорить с наибольшей вероятностью о надвиге на островные дуги не океанической коры, а лишь покрывающего ее комплекса столкновения, состоящего в основном из осадков междугового моря и лишь частью из материала подстилающих их слоев фундамента океанического типа. При этом оказалось, что комплекс столкновения имеет довольно сложные тектонические контакты с осадочным шлейфом островных гряд.

На восточной окраине моря комплекс столкновения надвинут на шлейф островной дуги. Последний состоит из двух частей: механически слабого и слабослоистого верхнего горизонта и механически более крепкого и хорошо слоистого нижнего горизонта. Через последний не просвечивает акустическое основание шлейфа. Именно этот горизонт пододвинут под комплекс столкновения, с перекрытием 15—30 км. Верхняя часть шлейфа сама включается в комплекс столкновения.

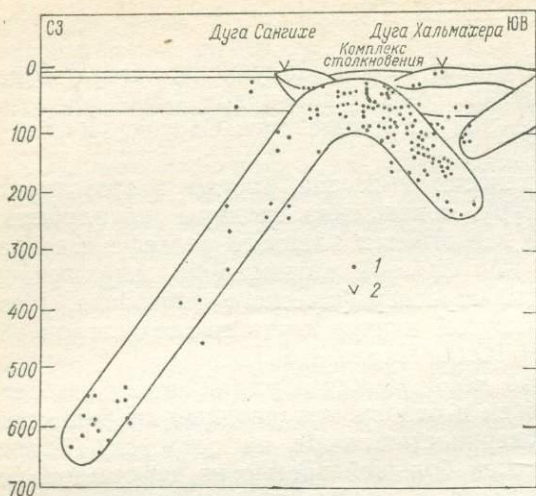


Рис. 14. Схема двусторонней субдукции в зоне столкновения островных дуг в районе Молуккского моря по сейсмическим данным [Silver, Moore, 1978].

1 — гипоцентры землетрясений; 2 — вулканы. Очерчены литосферные плиты в поперечном сечении в пределах полосы шириной 300 км, поэтому на рисунке помещается часть субдуцирующей плиты Филиппинского моря (справа).

Описанное является интерпретацией сейсмоакустического зондирования на наиболее типичном профиле через обе островные дуги и Молуккское море. На других профилях отношения несколько варьируют. В большинстве случаев шлейф островной дуги как бы расщепляется и под комплекс столкновения пододвигается обычно только нижняя часть шлейфа.

Некоторые особенности имеет профиль, пройденный к северу от о. Моротай, где разветвляется восточная зона Заварицкого—Беньофа. Между двумя ее ветвями находятся подводный хр. Снеллиса и бассейн Моротай. На хребте обнаруживается картина, аналогичная вышеописанной: пологий надвиг комплекса столкновения на шлейф островной дуги. В бассейне надвиговая структура неожиданно сменяется спокойными складками и вертикальными сбросами. Основание той и другой структуры неясно.

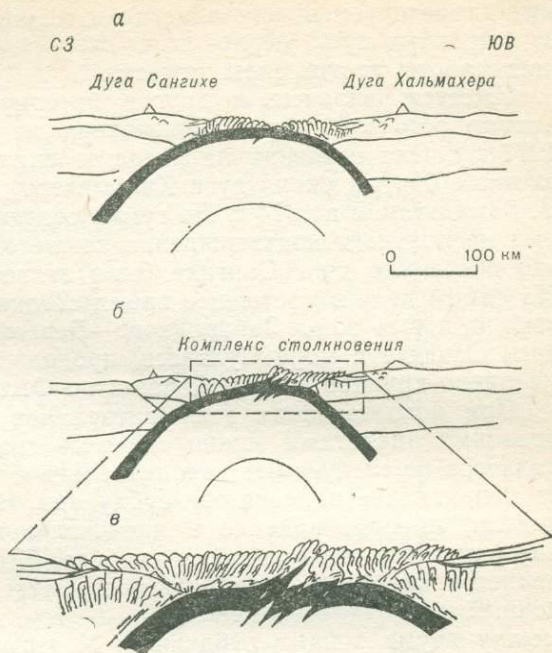
Западный контакт является более простым и бесспорным. Здесь не было других столкновений, кроме надвига, направленного из Молуккского моря на дугу Сангихе. При этом шлейф дуги деформирован вертикальными нормальными сбросами и взбросами.

Развитие зоны столкновения двух островных дуг в данном случае представляется следующим. До столкновения каждая из дуг состояла из внутренней вулканической гряды, комплекса субдукции и преддугового бассейна (удлиненной впадины).

Вероятно, субдукция на запад, под дугу Сангихе, была более активной и длительной, чем на восток. По крайней мере глубина зоны Заварицкого—Беньофа по сейсмическим данным здесь значительно больше (рис. 14). По-видимому, имело место также изменение направления субдукции с западного на восточное перед дугой Хальмахера. Мощность комплекса столкновения, очевидно, значительно увеличена за счет скупивания.

Рис. 15. Схематическая интерпретация структуры зоны столкновения Молуккского моря в поперечном разрезе [Silver, Moore, 1978].

*а* — гипотетическая структура во время начального столкновения в результате двусторонней субдукции; *б* — гипотетическая современная структура зоны (комплекс столкновения показан штриховой линией); *в* — увеличенный вид комплекса столкновения.



Присутствие гипербазитов, серпентинитов и основных пород на островах Майу, Тифор, Талауд и в драгированных пробах с подводной части хр. Талауд—Майу показывает, что по крайней мере фрагменты субдуцирующей плиты выведены на поверхность и включены в комплекс столкновения. Исследование механизмов землетрясений в центральной части Молуккского моря указывает на деформацию сжатия [Fitch, 1972 г.]. Вероятно, еще до столкновения имело место вовлечение в океаническую кору гипербазитовых масс из низов коры и из мантии. По-видимому, деформированный и перемятый комплекс столкновения недостаточно прочен механически, чтобы сохранять крутые склоны на значительном протяжении. Поэтому он расползается в стороны и образует пологие надвиги над зонами субдукции (в обратном направлении). Каменные массы сползают с центрального хребта поднятия (Талауд—Майу), и это вызывает дополнительное погружение фронта дуги под действием добавочной нагрузки (рис. 15). Нужно сказать, что нисходящие движения масс были отмечены и на материковом склоне Яванского желоба (очевидно, под действием гравитационных сил, как видно из неопубликованных материалов нефтяных компаний, согласно У. Гамильтону).

Различие заключается в том, что в данном случае массы, сползающие с центрального хребта Молуккского моря, не только достигают лежащих впереди наиболее низких мест, но и несколько выползают на противоположный склон. Однако в целом движение остается гравитационным и ясно показывает характер

механизма перемещения пластин и меланжированных масс вверх на островную дугу (вернее на ее шлейф), которое отнюдь не означает работы против силы тяжести.

Имеется, впрочем, и другая интерпретация: предполагаемый надвиг островной дуги Хальмахера на дугу Сангихе [Roeder, 1977 г.]. Она основана на представлении о надвиге с восточным всячим бортом около дуги Хальмахера, которое было высказано У. Гамильтоном в 1974 г. По сумме современных фактических данных не получает подтверждения также заключение этого автора, что островная дуга Сангихе была захвачена дугой Хальмахера. На самом деле в настоящее время столкновение дуг почти закончено и новые зоны Заварицкого—Беньофа намечаются западнее дуги Сангихе в море Сулавеси, продолжающей развиваться симметрично крупной зоне субдукции по Филиппинскому желобу.

При использовании этих материалов для сравнения с более древними аналогами важно отметить два момента. Направления надвигов не следует без дополнительных доказательств принимать за направление падения зон субдукции. В данном случае, как мы видели, имеется падение в противоположные стороны надвигов наверху и зон субдукции на глубине. Вторым важным моментом является внедрение гипербазитового меланжа в существенно осадочный комплекс столкновения, т. е. осадков сокращающегося моря между двумя зонами субдукции. К этому добавляются еще расщепление шлейфов островных дуг и включение некоторых их частей в тот же комплекс столкновения.

## ОКРАИННЫЕ МОРЯ

Для окраинных морей характерны глубоководные впадины с корой океанического типа (по геофизическим данным). Шельфы морей и часть островных подводных возвышенностей обладают континентальной корой (микроконтиненты), другие, также подводные возвышенности (хребты) — корой океанического типа. Однако даже наиболее крупные из таких хребтов в Тасмановом и Филиппинском морях не имеют характерного рельефа срединно-океанических хребтов (рис. 16).

Согласно новым данным [Kagig, e. a., 1978] трогообразный бассейн первого типа (Марианская впадина) по всей длине отличается высоким (расчлененным) рельефом. Однако здесь не выявлено ни осевого рифта, ни трансформных разломов, похожих на таковые срединно-океанических хребтов. В морях обнаружены узкие линейные грабены и борозды, вероятно связанные с разломами. Они часто направлены косо по отношению к островным дугам и главным подводным хребтам. Остальная поверхность дна большинства глубоководных впадин подобна абиссальным равнинам океанов, но располагается все же на меньших глубинах.

В Охотском и Беринговом морях рельеф погребен под осадками и зоны разломов отражаются лишь в линейных магнитных

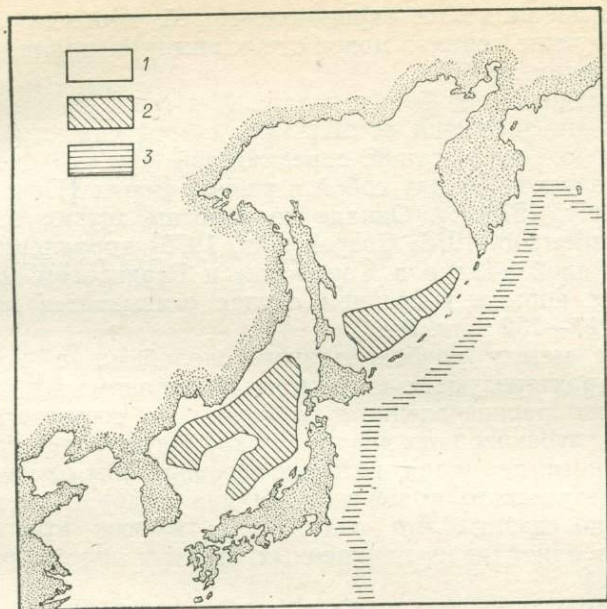


Рис. 16. Соотношения шельфа и глубоководных впадин с корой океанического типа в Охотском и Японском морях.

Схема составлена с использованием карты разломов СССР и сопредельных стран масштаба 1:2 500 000, 1980 г.  
1 — шельф; 2 — глубоководные впадины; 3 — глубоководные желоба.

аномалиях [Паккэм, Фалви, 1974]. Мощность осадков (1-й слой по Каригу, 1974) в Беринговом море  $\sim 4$ , в Охотском — 3, в Японском — 3,5 км, но включая слой со скоростью продольных волн 4,8 км/с. В остальных морях мощность отложений гораздо меньше. Например, в Филиппинском море общая мощность 1-го и 2-го слоев 2,5, в Ново-Каледонском бассейне максимальная мощность 2,5 км. Мощность 3-го слоя в океане  $\sim 4$ , в Южно-Фиджийской котловине 6, в бассейне Ямато (Японское море)  $\sim 8$  км, но нижняя граница имеет скорость продольных волн 7,4, а не 8 км/с.

Имеется прямая зависимость между глубинами окраинных морей и их размерами, из которой, однако, выпадает восточная часть моря Фиджи с аномально большой глубиной. Как установлено прямыми геологическими данными, все окраинные моря Тихоокеанского пояса образовались, с одной стороны, не ранее кайнозоя, кроме Алеутской впадины, Берингова (К) и Тасманова морей  $K_2$  (по определению возраста древнейших осадков). С другой стороны, в литературе отмечена обратная зависимость между глубинами морей и мощностью их коры, а также относительное понижение скоростей упругих волн в мантии под морями, т. е. разуплотнение последней.

Магнитные аномалии окраинных морей в общем линейнополосчаты, но чаще гораздо менее отчетливы, чем аномалии срединно-океанических хребтов.

Ряд исследователей 60-х и начала 70-х годов пришли к заключению, что эти аномалии не обладают осевой симметрией, не коррелируются со стандартной спрединговой шкалой океанических аномалий, а также между собой в разных морях [Паккэм, Фалви, 1974; Connely, 1976 г.]. Однако по работам других исследователей [Christofferson, 1976; Cooper e. a., 1976] корреляция со стандартной шкалой налицо в Карибском и Беринговом морях, причем возраст коры в последнем случае оказывается неожиданно древним (117—132 млн. лет).

Области между глубоководными желобами и континентом в целом характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, но их распределение и значения не соответствуют ожидаемым. В глубоководных впадинах окраинных морей отсутствуют гравитационные аномалии, которых следовало бы ожидать исходя из гипсометрического положения их дна с корой океанического типа. Можно сказать, что поля силы тяжести этих морей не следуют ни одной из предложенных простых изостатических моделей.

Окраинные моря отличаются аномально высоким тепловым потоком [Кариг, 1974; Connely, 1976 г., и др.]. Например (по Паккэму и Фалви) региональная тепловая аномалия Японского моря выражается значениями более 2 ЕТП. Максимальные значения (3,23 ЕТП) отмечены около возвышенности Ямато, но на самой возвышенности тепловой поток, наоборот, понижен.

Японская региональная аномалия при детализации разделяется на три, из которых восточная приходится на острова, а центральная и западная — на море. Анализ данных показал, что аномалии могут быть представлены моделью наклонной дайки. Максимум теплоотдачи находится вблизи островной дуги.

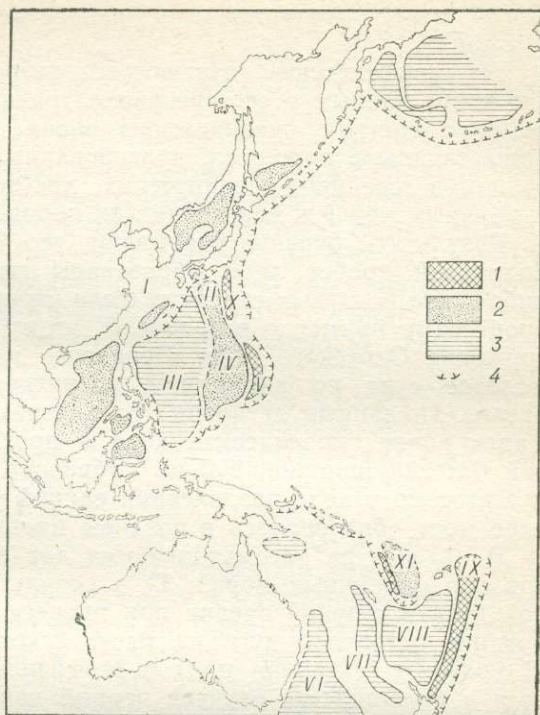
Расчет максимальной глубины кровли теплопроизводящей зоны в этих местах дает несколько меньше 100 км, что примерно отвечает теоретической глубине генерации магмы щелочно-оливиновых базальтов, излившихся вдоль западного края Японских островов.

В системе окраинных морей западной части Тихого океана Д. Кариг [1974] выделил следующие три типа бассейнов: 1) тектонически активные, с высоким тепловым потоком, 2) тектонически уже неактивные, но с еще высоким тепловым потоком и 3) неактивные, с нормальным тепловым потоком.

Первые представлены на приокеанических окраинах больших сложнопостроенных морей — Филиппинского и Фиджи. Это узкие трогообразные впадины около островных дуг. В сторону континента за ними зонально следуют бассейны второго и далее третьего типов, что отвечает последовательности их образования от молодых к более древним и, в общем, гипотетическому механизму асимметричного разрастания.

Рис. 17. Окраинные моря западной части Тихого океана (по Д. Каригу, 1974 г. с изменениями применяемой терминологии).

Впадины: I — Окинавская, II — Сикоку, III — Западная, IV — Паресс-Вела, V — Марианская, VI — Тасманова, VII — Новокалужная, VIII — Южно-Фиджийская, IX — Лау-Хавр; X — зона Бонин; XI — плато Фиджи. 1 — активные междуговые и другие впадины (троги) с океанической корой; 2 — неактивные глубоководные впадины с корой океанического типа и повышенным тепловым потоком; 3 — то же, с нормальным тепловым потоком; 4 — глубоководные желоба.



В морях Охотском, Японском, Южно-Китайском (по Д. Каригу) имеются только бассейны второго типа, в Беринговом и Тасмановом — только третьего (рис. 17). В составе осадков описываемых морей преобладают окрашенные — коричневые пластичные и плотные (камневидные) глины, диатомовые и другие илы, пески. Карбонатные осадки встречаются лишь в отдельных местах.

Различаются проксимальные и дистальные турбидиты и пелагические осадки. Выделение осадочных формаций и их сопоставления с таковыми геосинклиналей геологического прошлого в полной мере до сих пор не произведено. Около вулканических островных и подводных гряд имеются довольно широкие шлейфы вулканических брекчий, туфов и туфогенных пород. Туфы (в частности, типичные зеленые туфы миоценового возраста) встречены буровыми скважинами в низах осадочного покрова в Японском море, где ни одну скважину не удалось добурить до базальтов из-за поступления этана.

В Филиппинском море двумя скважинами под осадками вскрыты мощные вулканические конгломераты и брекчии, в одной — базальты в зоне крупного разлома в западной части Филиппинского моря с обломками metabазальтов и гнейсовидных пород кварц-диоритового состава. Из-за мощных, к тому же газоносных, осадков подстилающие их образования окраинных

морей менее доступны для непосредственного изучения, чем в океанах.

По геофизическим, отрывочным петрофизическим и петрографическим данным в составе рассматриваемых пород имеется аналогия с третьим океаническим слоем. Метаморфизованные породы сходны с породами, драгированными из зон трансформных разломов срединно-океанических хребтов. Данные о возрасте окраинных морей и слагающих их пород следующие.

Результаты бурения указывают, что Филиппинское море и Каролинский хребет либо образованы новой океанической корой, либо ложе исходных структур было переработано вулканическими процессами примерно в эоцене. К этому времени относится и погружение Охотского моря. Берингово море, по-видимому, раннемеловое, судя по аномалиям магнитного поля в прилегающем океане. По данным детальных исследований в системе Тонга—Кермадек новая океаническая кора в прогибе Лау-Хавр (междуговой бассейн шириной 200 км) образовалась в плиоцене, предположительно в ходе раздвижения единой островной дуги. Андаманское море образовалось в позднем миоцене.

В литературе рассматриваются два возможных способа образования окраинных морей: 1) в результате перемещения островной дуги в сторону океана при процессе рифтогенеза, 2) формирование островной дуги на месте с отсечением участка океана. С моделью тектоники плит и геофизическими данными согласуется в большинстве случаев первый вариант, однако для Берингова моря имеются некоторые данные в пользу второго [Соорег е. а., 1976].

По Д. Каригу [1974] океаническая кора окраинных морей, вероятно, создавалась вдоль рифтовых зон в связи с внедрением мантийного магматического материала (диапира) у островных дуг, причем асимметрия спрединга обусловлена сдерживающим влиянием близкой субдукции океанической плиты.

Модель мантийного диапира требует допущения низкоплотной аномальной мантии под междуговыми бассейнами до зоны Заварицкого—Беньофа. Совокупность гравиметрических и сейсмических данных, а также повышенные электропроводности и тепловой поток подтверждают существование таковой. Наиболее серьезным аргументом в пользу этого является отсутствие над бассейнами положительных аномалий силы тяжести, ожидаемых в связи с тем, что океаническая кора находится в подобных структурах много выше обычных океанических глубин.

По Дж. Паккэму и Д. Фалви образование окраинных морей связано с перераспределением движений мантии после столкновения континентов. Гипотетическое раздвижение Юго-Восточной Азии на юго-восток сопровождалось правыми сдвигами на юго-западном (о. Суматра) и левыми на северо-восточных флангах (Филиппины). Причиной этому является замыкание Тетиса в районе Гималаев, прекращение погружения плит в этом месте и движение мантийных масс под объединившейся Азиатско-Индийской пли-

той в сторону границы с Тихоокеанской, иными словами, конкретная перестройка движений мантийных масс в связи с событиями глобального масштаба, связанными с наличием и взаимодействием континентов. Горообразование и внедрение гранитов происходили с эоцена до миоцена.

В юго-западной части Тихого океана в позднем мелу возник новый срединный хребет и в связи с этим начало формироваться Тасманово море. Конец мезозоя ознаменовался в Японской дуге не только складчатостью и метаморфизмом, но и общим изгибанием структур будущих Японских островов почти под прямым углом вдоль зоны Фосса—Магна с ее мощной системой разломов. Образование морей Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси, вероятно, было связано с общим расширением Юго-Восточной Азии в юго-восточном направлении.

Дж. Паккэм и Д. Фалви [1974 г.] приходят к модели раскрытия впадины при нежестком поведении пластины, несущей систему островной дуги. Большая часть раскрытия может быть связана, по их мнению, с общим перемещением (вращением) Филиппинской плиты, но к этому необходимо добавить изгиб и утонение пластины, несущей островную дугу, с последующим отрывом от плиты ее южного конца. Авторы считают возможным, что и в других окраинных морях образование и разрастание дна происходило отлично от нормального спрединга. Процессы, близкие к нему, имели место лишь в некоторых морях, что выразилось в рисунке магнитных аномалий, хотя и менее четких, чем в океанах. Кора, образованная в глубоководных впадинах окраинных морей, по-видимому, гораздо тоньше коры океанических бассейнов.

Гипотетический механизм образования окраинных морей был приложен к анализу позднекайнозойской эволюции Паннонского бассейна. Подъем мантийного диапира вызвал подкоровую эрозию континентальной коры. Мощность последней сокращена под бассейном за счет нижней части (5—8 км), тогда как мощность «гранитного» слоя нормальная (16—19 км); верхняя мантия разуплотнена.

Позднейшие более детальные исследования с учетом глубоководного бурения в Филиппинском море привели к достаточно сложным палеотектоническим реконструкциям, в которых последовательное раскрытие бассейна, перемещения ранее сформировавшихся частей моря, островных дуг и микроконтинентов увязываются с периодами пароксизмов и ослабления вулканизма.

Филиппинское море рассматривается как отдельная малая плита и ее продолжающееся общее движение связано с субдукцией по зонам Заварицкого—Беньофа. 30 млн. лет назад восточно-филиппинские бассейны первого и второго типов еще не начали раскрываться, а существовавшая тогда Западно-Филиппинская плита была повернута на 20° против часовой стрелки относительно современной топографии. Ее формирование, т. е. раскрытие Запад-

но-Филиппинского бассейна (теперь третьего типа), имело место 40 млн. лет тому назад, когда расположение сохранившихся с тех пор структурных элементов имело мало общего с современным.

## АКТИВНЫЕ КРАЯ КОНТИНЕНТОВ

Наиболее характерно выражены активные края континентов без окраинных морей в Южной Америке примерно от 3—5 до 36—37° ю. ш., т. е. на всем протяжении Перуанско-Чилийского глубоководного желоба. Исключительно контрастным является рельеф этого региона. Глубины желоба превышают в его средней части 8, а высоты на континенте более 6 км над уровнем моря.

Между желобом и берегом находится подводная терраса, морфологически похожая на шельф, в северной части у берегов Перу между 6 и 14° ю. ш. достигающая значительной ширины (до 185—200 км), южнее она становится уже и более круто наклонена в сторону океана; за Южным тропиком террасы как таковой почти нет, за исключением отдельных мест, зато на юге появляется наземное нагорье между прибрежными возвышенностями с отметками 1,5—1,8 км, в отдельных случаях даже немного выше. Наиболее плоскую часть этого прибрежного нагорья занимает известная пустыня Атакама в Чили.

Сами Анды представляют собой систему местами параллельных, местами расходящихся горных цепей и высоких плато между ними. Наиболее выдержанной является Западная Кордильера, гребень которой расположен от оси желоба в среднем на расстоянии ~300 км. Южнее 36° ю. ш. желоб как таковой исчезает. По некоторым геофизическим данным он все же выражен в рельефе коренного дна, но заполнен осадками. Во всяком случае очевидно, что тектонический режим, создающий его (субдукция), становится значительно менее активным, и вместе с тем снижается рельеф Анд. Южнее 36—38° ю. ш. уже нет вершин более 4 км над уровнем моря, кроме горы Сан-Валентин (4058 м) и вулкана Домуйо (4308 м) у южного окончания желоба. Таким образом, в южной части региона имеется отчетливая связь между надводным и подводным рельефом активной окраины континента. Однако выклинивание желоба здесь имеет очевидную связь с тем, что к краю континента подходит под большим углом и упирается в него Чилийское поднятие типа срединного хребта. Два противоположных процесса — спрединг и субдукция, — интерферируя, должны ослаблять или уничтожать друг друга.

Подобное же явление наблюдается около экватора, где вал Карнеги почти под прямым углом подходит к побережью Эквадора и желоб в этом месте выклинивается. Однако Анды северней этого сочленения не снижаются так резко, как на юге, а продолжают к северо-востоку, расходясь на три кордильеры с почти 6-километровыми вершинами (максимальная высота — несколько изолированная гора Кристобаль-Колон на крайнем севере Колумбии — 5775 м). Относительно параллельная Запад-

ной — Центральная Кордильера Перу несколько ниже первой (до 4634 м). Южнее, на территории Чили, к востоку от Западной Кордильеры, имеется целая система хребтов и плато с наибольшими высотами 6600—6720 м.

Самая широкая часть горной страны между 15 и 25° ю. ш. имеет в поперечнике ~750 км и представляет наиболее приподнятое на Земле обширное нагорье после Тибетско-Памирского узла. Географически оно занимает антиподальное положение по отношению к Тибетско-Памирскому узлу.

Исследования четвертичной тектоники Андийского региона подтверждают новейшие и современные вертикальные движения больших амплитуд, запечатленные в системе морских террас, которые часто находятся на высотах 400, а местами даже до 800 м над уровнем моря.

Изучение микротектоники и ее механизмов в очагах землетрясений показывает, что в прибрежной полосе имеются смещения типа нормальных сбросов с преобладающими простираниями под большими углами к линии побережья и желоба, рисующие картину обстановки растяжения. Несклько дальше в глубь континента главным направлением стрессов станвится, по аналогичным данным, сжатие в северо-западном и компенсирующее его растяжение в северо-восточном направлениях [Svulas, 1976]. Деформации, в том числе и небольшие складки, захватывают рыхлые четвертичные отложения.

В Перу ближе всего к побережью обнажаются палеозойские и докембрийские породы, а главным образом береговой батолит мезозойских гранитоидов, вытянутый более чем на 1000 км. Западная Кордильера залита в основном третичными вулканитами. Центральная Кордильера снова сложена преимущественно древними породами, но вместе с тем именно здесь (на западном склоне ее и между кордильерами) располагается большинство плиоцен-четвертичных вулканов и вскрытых эрозией субвулканических интрузий с оловянным оруденением. Состав вулканитов существенно риолитовый. Еще дальше к востоку, в полосе низких предгорий (Восточная Кордильера), имеются выходы плиоцен-четвертичных вулканитов и субвулканов щелочного состава (фонолиты) [Mitchell, 1976].

Таким образом, современный и наиболее молодой вулканизм, который, по всей видимости, связан с зоной Заварицкого—Беньофа и процессом субдукции, проявляется на расстоянии ~300—350 км и более от оси желоба (зоны субдукции). Это соответствует углу наклона зоны субдукции ~20°. Щелочной вулканизм образует зону еще более отдаленную (на расстоянии ~400—450 км и более). Южнее, в Боливии, сохраняются примерно те же отношения, но, как будто, не отмечаются зоны щелочных изверженных пород; риолиты известны на плато Алтипака на расстоянии ~390—400 км от желоба.

Зона мезозойских и третичных вулканитов Западной Кордильеры Перу представляет собой наиболее приподнятый вал

перед вулканическим фронтом, как бы замещая внешнюю гряду островных дуг. Высокое плато между Западной и Восточной Кордильерой, а также продольная долина между Западной и Центральной Кордильерой имеют по ряду признаков рифтогенный характер и в какой-то мере могут рассматриваться как зачатки окраинных морей. Современный режим растяжения подтверждает такой взгляд.

В меридиональной части окраины Южноамериканского континента (в Чили, Боливии и в Аргентине) ближайšie к океану и к желобу действующие и недавно потухшие вулканы расположены в основном на восточном скате (около гребня Западной Кордильеры) южнее  $24^{\circ}$  ю. ш. на ближайших параллельных и ответвляющихся хребтах и участках плато; их расстояние от побережья 150—280, от оси желоба 300—380 км, причем эти дистанции увеличиваются к югу. По обобщенным данным ось плейстоценового вулканизма находится от оси желоба на расстоянии 339 км, на фоне гораздо более широкой зоны миоцен-плиоценового магматизма, распространенного по обе стороны от этой оси, и более древних вулканических зон, отступающих все ближе к желобу по мере увеличения их возраста. Предполагается, что наклон зоны Заварицкого—Беньофа был раньше более крутым [Clarke e. a., 1976]. В данном случае современный и новейший вулканические фронты несколько (но не намного) ближе к желобу, чем в Перу, и проходят почти по гребню Западной Кордильеры, однако к югу имеют тенденцию отступать от желоба и от Западной Кордильеры к востоку.

Постоянство расстояния от желоба и от дуг, связь с рельефом и другие черты взаимозависимостей показывают, что гигантские вертикальные движения, обусловившие исключительно контрастный рельеф Центральных и Северных Анд, можно довольно уверенно связывать с явлением субдукции в условиях окраины континента, когда не развились окраинные моря и островные дуги, или, вероятно, как было в данном случае, после столкновения с континентом и поглощения им в той или иной форме зачаточных энсиматических островных дуг. Необходимо отметить, что полного размаха все явления, характеризующие описанные возвышенные края континентов, достигают только в интервале границы между Южно-Американской плитой и достаточно крупной плитой Наска. При сближении с океаническим поднятием срединного рифтового типа на юге континента происходит весьма эффективный спад, а затем и исчезновение как признаков субдукции, так и рельефообразования и вулканизма.

Загадочным представляется северный участок, где такого параллелизма и взаимосвязи явлений не наблюдается по крайней мере на первый взгляд. В этом месте, к северу от вала Карнеги, как мы увидим ниже, выделяется малая плита Кокос, и Центральноамериканская зона субдукции оказывается стороной сравнительно небольшого треугольника, ограниченного с двух других сторон океаническими рифтами. Уже при приближении к валу

Карнеги с юга желоб, как уже говорилось, выклинивается и на довольно значительном протяжении Панамской котловины его нет, а береговые цепи остаются достаточно высокими (от экватора до  $10^{\circ}$  с. ш.).

Исследования, проведенные в этом регионе, по профилям ГСЗ обнаружили ряд деталей, указывающих на то, что активный характер границы плит здесь сохраняется. В океане ( $\sim 200$  км от берега) обнаружены невысокие антиклинали (или валы) с намечающимися грабенами вдоль вершины. В этом районе выгибание вверх поверхности дна сопровождается началом опускания поверхности Мохоровичича и некоторой неглубокой сейсмичностью в верхних слоях мантии. Океаническая поверхность Мохоровичича может быть прослежена ясно по первым вступлениям продольных волн вниз до глубины 50 под береговыми осадочными породами и далее вглубь примерно до 200 км.

По сейсмическим исследованиям восточный край Панамской котловины интерпретируется как погребенный желоб. Западная Кордильера по геологическим данным состоит из симатических пород океанического типа, что подтверждается высокими скоростями сейсмических волн и высокой плотностью слагающих ее пород. По мнению исследователей района, она демонстрирует явление недавней обдукции коры океанического типа на континент. Возможно, что на небольшом участке малой плиты Кокос, между валами Карнеги и Кокос (которую тогда следовало бы выделить в отдельную, еще меньшую плиту), действительно имело место преодоление субдукции или замещение ее обдукцией — надвигом на континент океанической коры Панамской котловины. Цепь андезитовых вулканов тем не менее существует в Центральной Кордильере, примерно в 500 км от скрытого желоба и примерно на высоте 150 км над субдуцирующей океанической корой. Центральная Кордильера показывает признаки континентальной коры

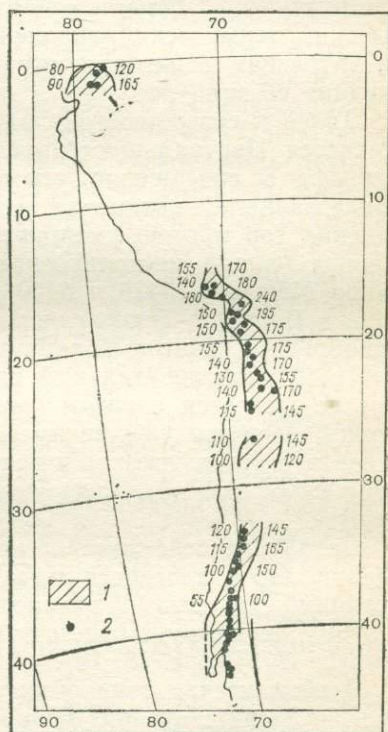


Рис. 18 Проекция на поверхность промежуточного асейсмического пере­рыва и размещение активных вулканов в Андах Южной Америки [Hanus, Vanek, 1976].

Цифры у контура асейсмического пере­рыва — глубины, км.  
1 — асейсмический пере­рыв; 2 — вулкан.

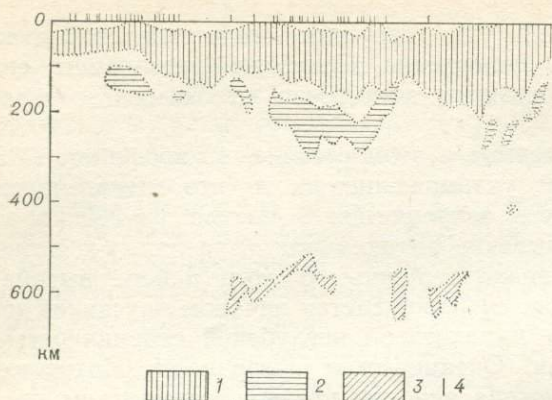


Рис. 19. Меридиональное сечение сейсмичности Анд между 0 и 45° ю. ш. [Напус, Ванек, 1976].

Зоны сейсмичности: 1 — приповерхностная, 2 — промежуточная, 3 — глубокая; 4 — вулканы.

и структуры с малыми сейсмическими скоростями в коре. Здесь высокий термический градиент. Помимо субдукции имеет место значительная сдвиговая компонента перемещения плиты за последние 60 млн. лет.

Далее к северо-востоку на протяжении более 2500 км прослеживается Центральноамериканский желоб и зона Заварицкого—Беньофа с совершенно нормальным отношением к структурам прилегающего континента. Наивысшие точки Центральноамериканских гор обычно умещаются в интервал 3—4 км, кроме одиночных вершин, несколько превышающих 4 км, и громадных вулканов Мексики (5428 и 5700 м). Желоб выклинивается при подходе к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, и далее граница плит приобретает сдвиговый характер, вернее, океанический рифт уходит в межконтинентальный рифт Калифорнийского залива, а затем подменяется сдвигом Сан-Андреас. Западное побережье Северной Америки уже не имеет характера активной окраины континента в таком четком и ясно выраженном виде, как Южноамериканское, так как здесь тектонические условия крайне усложняются.

Детальные сейсмические исследования между 0 и 45° ю. ш. показали, что в плоскости зоны Заварицкого—Беньофа имеется отчетливый перерыв в распределении гипоцентров землетрясений и этому перерыву соответствуют проявления вулканизма [Напус, Ванек, 1978] (рис. 18, 19).

Асейсмическая зона объясняется образованием магматических очагов, препятствующих разрядке упругих напряжений путем землетрясений.

## ОБЛАСТИ СТОЛКНОВЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

Альпийско-Гималайский пояс на западе представляет широкую область столкновения континентальных частей Африканской и Евразийской, а на востоке Евразийской и Индо-Австралийской плит. На востоке, в Гималайском секторе, имеет место наиболее интен-

сивное и сравнительно простое взаимодействие континентальных масс, тогда как на западе наличие обширного Средиземноморского бассейна существенно усложняет картину взаимодействия материков.

Морфологически вся область столкновения отличается большой сложностью. Она характеризуется резким молодым рельефом, охватывающим не только область альпийской складчатости, но и ряд прилегающих регионов герцинид, каледонид и даже байкалид.

В Гималайском секторе и в его ближайшем соседстве находятся высочайшие вершины и нагорья мира. В Гималаях отметки ряда вершин превышают 8 км; близкие значения имеют вершины в Восточном Тянь-Шане, в Каракоруме, на Памире. В Средиземноморском секторе наиболее высоко поднята крутая дуга Альп, в которую упирается Апеннинский полуостров, значительная часть которого рассматривается как далеко вдающийся Апулийский выступ или отчленившийся отрог Африканского материка. Наиболее высокие вершины в Альпах немного не достигают 5 км (например, Монблан 4807 м). Подобные и даже несколько более высокие вершины есть на Кавказе (Эльбрус, Казбек и др.). Широтные цепи на западе, на севере и на юге Пиренейского полуострова и в Северной Африке значительно ниже. Наибольшие вершины лишь приближаются к 3,5 км в Бетской Кордильере и несколько превышают это значение в Высоком Атласе. К востоку, по берегам Средиземного и Адриатического морей, высоты (в Динаридах и Эллинидах) снижаются до 2—2,7 км, лишь гора Олимп достигает 2917 м. Примерно тот же интервал высот характерен и для восточной части Атласской системы, а также для большей части Понтид, Таврид, Загроса и Эльбурса, за исключением одиночных вершин вроде вулкана Демавенд (5604 м). Контрастность рельефа дополняется глубинами Средиземного моря: 2,5 в обширной Алжиро-Прованской котловине и 3 км в Тирренском и Ионическом морях, а также в восточной части Средиземного моря.

Альпийско-Средиземноморский пояс характеризуется существенной сейсмичностью, причем с северной краевой системой разломов (на западе — в Анатолии и на востоке — в Гиндукуше) связаны продольные фокальные зоны с глубиной очагов от нескольких десятков до 250 км. В южной краевой зоне пояса, граничащей с Африкано-Аравийской платформой, сейсмичность часто оказывается приуроченной к поперечным молодым нарушениям.

Возвышенностям Альпийско-Гималайского пояса соответствуют понижения поверхности Мохоровичича. Наиболее утолщена земная кора в районе Гималаев, Тибета и Памира. В Гималаях ее мощность превышает 70 км. Геофизические данные подтверждают предположенное на основании структурных соображений удвоение верхнего слоя коры в этом районе.

Механизм столкновения континентов в вертикальном разрезе наилучшим образом выявляется в Гималаях. Согласно реконструкциям по палеомагнитным данным, Индия пришла в столкнове-

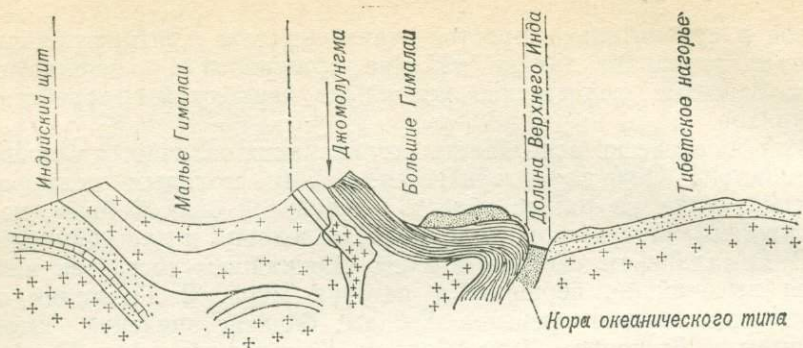


Рис. 20. Гималаи как область столкновения двух континентальных плит (поперечный разрез) [Auger, Leppiller, 1978 г.].

ние с Евразией ~ 10 млн. лет тому назад, т. е. уже в конце миоцена. Первоначальная линия столкновения материков сохранилась в виде Индской шовной зоны с офиолитами, которая закартирована в западной части Трансгималаев и, как считают, проходит вдоль их границ с Тибетскими Гималаями по рекам Мацанг и Цангпо (Брахмапутра в ее верхнем течении). Южнее и несколько позже образовался грандиозный Центральный надвиг, разделяющий Большие и Малые Гималаи. Отчетливо выражено северное пологое падение этого разлома, висячем боку которого залегают докембрийские толщи. Южнее такие же толщи выходят в Малых Гималаях, и часть исследователей считает, что это продолжение изогнутого и прерванного эрозией тектонического покрова Больших Гималаев. На юге Малые Гималаи отделены от предгорий Субгималаев «граничным» разломом, который также имеет характер довольно пологого надвига и является активным в настоящее время (рис. 20).

Таким образом в течение второй половины неогена и четвертичного периода происходило перемещение надвигового фронта в сторону пододвинутого субконтинента Индии, с захватом его краевой полосы и включением в надвинутый край северной материковой массы. Наиболее мощные подвижки происходили, по-видимому, по Центральному надвику, с которым связывают молодой метаморфизм и образование юных, плиоценовых гранитов [Bird, 1978].

Характерным явлением представляется обратная зональность метаморфизма около Центрального надвига, т. е. более высокотемпературные фации в относительно вышележащих слоях. При северном падении толщ и надвига с юга на север следуют зоны развития хлорита, биотита, граната, кианита и силлиманита, причем метаморфизм в лежащем боку развился в фанерозойских породах до неогеновых включительно.

Термодинамические расчеты показали, что гранитизация не может быть связана с трением в зоне надвига при сколько-нибудь вероятных скоростях относительного перемещения крыльев.



Рис. 21. Принципиальная схема трех возможных геодинамических ситуаций в зоне столкновения континентов.

*a* — спонтанная нестабильность мощной литосферы; *б* — растяжение и разрыв, вызванные избыточной плотностью субдицирующей плиты; *в* — то же, с дополнительным эффектом ротации и изгибом субдицирующей плиты в основном вследствие продолжения ее движения в направлении зоны столкновения: 1 — кора; 2 — литосфера.

Значение последних может быть  $\sim 5$  см/год. Большие скорости не соответствуют перемещениям плит. Но даже если допустить скорость 40 см/год, то и тогда рассчитанное распределение изотерм в зоне надвига и условия теплопроводности не будут соответствовать возможности образования гранитов. Кроме того, это предположение не соответствует возможности возникновения обратной зональности метаморфизма.

В связи с этим предложено три варианта модели, общей чертой которых является отслаивание литосферной части верхней мантии от коры, ее погружение в зоне столкновения континентов и проникновение под кору вещества астеносферы, разогретого до температуры выше солидуса гранитов (рис. 21). При этом разогреваемая снизу кора надвигалась на относительно более холодную кору лежащего крыла разлома, что может объяснить обратную температурную зональность метаморфизма в зоне надвига, т. е. такую, при которой более высокотемпературные зоны находятся выше более низкотемпературных. При этом на достаточном расстоянии от Центрального надвига над зонами высокотемпературного метаморфизма появляются признаки относительно низкотемпературных зон, т. е. обратная зональность сменяется нормальной. Сейсмические данные показывают вероятное перекрытие коровых плит в Гималайско-Тибетском регионе по крайней мере на 300 км.

Как известно, Гималаи образуют широкую дугу, выпуклую к юг-юго-востоку. Как на северо-западном, так и на юго-восточном концах этой дуги наблюдаются исключительно резкие загибы структур, которые через широтное простираение приходят к простираанию, близкому к гималайскому, а затем отклоняются к югу и далее к юг-юго-востоку и юг-юго-западу соответственно. Эти необыкновенно крутые загибы являются в то же время местами сучивания складок разрывов и описываются в качестве Индо-Бирманского и Кашмирского синтаксисов.

На востоке в пределах Северной Бирмы и Северо-Западной Индии граница Индо-Австралийской и Евразийской больших плит

сохраняет характер области столкновения континентов. Южнее она приобретает характер активной окраины континента тихоокеанского типа. На Индо-Бирманском участке прослеживаются верхнемеловые офиолиты среди флишевых отложений в зоне интенсивных надвигов.

Вдавливание Индийского субконтинента подчеркнуто развитием близмеридиональных правых сдвигов в индо-бирманских хребтах. На крутых перегибах и на северных участках сдвигов и надвигов отмечается сильная сейсмичность с глубинами очагов преимущественно 71—300, тогда как в Гималаях глубина гипоцентра в основном до 70 км [Гансер, 1977]. Огромной сейсмической областью и вместе с тем ареалом распространения гигантских сдвигов представляется пространство Центральной и Восточной Азии к северо-западу, к северу и к востоку от Гималаев.

Через интервалы порядка первых сотен километров проходят крупнейшие разломы почти широтного и юго-восточного направлений, образуя плавный перегиб примерно к северу от Индо-Бирманского синтаксиса; они представлены левыми сдвигами. Это (с юга на север) разломы Кантин, Кунлунский, Кансу и др. Сдвиговые механизмы здесь повсюду отмечаются и при изучении механизмов землетрясений. Эта система как бы срезается надвигами Лунмен-Шаня (на территории КНР), около которой создается область сильного сжатия. Напротив, к северо-востоку и к востоку от окончания сбросо-сдвига Кансу в провинции Шанси (КНР) выделяются северо-восточные полосы и далее к востоку — широкая область расширения, прослеживающаяся до Японского моря. Они характеризуются развитием нормальных сбросов и грабенов на западе и сейсмическими проявлениями на востоке, где, однако, механизмы землетрясений соответствуют правому сдвигу [Tarronpner, Molnar, 1977]. Все эти крупные разломы, как правило, достигают поверхности Махоровичича и многие проникают глубже. Очевидно, некоторые из них, особенно сейсмически активные и занимающие соответствующее структурное положение, можно рассматривать как границы малых плит: Тибетской, Таримской, Джунгарской и др. [Зоненшайн, Савостин, 1979].

Важно отметить, что в омоложенных и активизированных герцинидах Тянь-Шаня, Джунгарии и других главные системы разломов были заложены и активны еще в палеозое, но подновлялись позднее, до четвертичного времени включительно. Лишь размах соответствующих горизонтальных и вертикальных молодых перемещений последовательно замирал к северу, например в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы и всего Казахстанско-Тянь-Шаньского блока в целом. Система сдвигов к северу от Индии достаточно хорошо подчиняется экспериментально воспроизведенным закономерностям развития сдвиговых деформаций около вдавливаемого горизонтального штампа.

Тибетская плита в общем имеет вид клина, расширяющегося к востоку и сжимаемого с юг-юго-запада со стороны Гималаев и с севера со стороны Таримской малой плиты и Тянь-Шаня. Ее

северным ограничением является близширотный Алтынтагский левый сдвиг. В этих динамических условиях она должна выжиматься к востоку и растягиваться в этом направлении. Признаками, подтверждающими это, являются меридионально направленные мелкие грабены и некоторые (далеко не все) механизмы землетрясений в Тибете [Molnar, Tarronnieg, 1978 г.; Ni, York, 1978 г.]. На востоке границей плиты, вероятно, нужно считать надвиги Лунмен-Шаня. Несомненно, что вопрос о границах малых и средних плит на юге и юго-востоке Азии, а также в центральной части Азиатского материка пока находится в стадии первоначальных набросков и требует дальнейших разработок.

К интересному, хотя и спорному, заключению пришли исследователи, изучающие в последние годы горные системы Центральной Азии и Китая в основном по материалам фотосъемок из космоса и сейсмологическим данным [Molnar, Tarronnieg, 1977 г.]. Динамическая обстановка, связанная с давлением Индии на Евразию, по их мнению, возможно, распространяет свое влияние очень далеко на север и восток. При этом, однако, положение главных осей деформации и напряжения постепенно меняется. На юго-востоке ось наибольшего сжатия направлена меридионально, наименьшего (т. е. относительного растяжения) — близширотно, средняя — вверх. Таково положение в Советском и Гобийском Алтае и на востоке в Тянь-Шане.

К северо-востоку при подходе к району Байкала ось наибольшего сжатия принимает вертикальное положение, средняя — северо-восточное (параллельное Байкалу), а малая (т. е. ось относительного растяжения) — перпендикулярное к нему. Отсюда согласно данной трактовке развитие нормальных сбросов в районе Байкала.

Байкальская рифтовая система включается скорей в систему Гималайско-Средиземноморской области столкновения, чем в мировую систему растяжения и рифтогенеза. Эта как бы псевдорифтовая система отличается, по их мнению, от настоящей (например, Восточно-Африканской рифтовой системы) слабым вулканизмом и, согласно Н. А. Флоренсову, развитием поднятия в Байкальском районе позднее образования грабенов и сбросов. Поэтому схема образования рифта вследствие подъема мантийного вещества, отражающегося вздутием на поверхности и затем образованием грабенов на своде, не подходит к Байкалу. Однако такая упрощенная схема не соответствует (см. Континентальные рифты) геологической истории других рифтовых систем.

Следует сказать, что в обширном районе Тянь-Шаня, на юго-западной окраине Тарима, в Западном Нань-Шане и в Восточном Тибете ось наибольшего сжатия имеет согласно тем же данным почти меридиональное или северо-восточное направление, т. е. в общем перпендикулярна к направлению давления Индийского массива (плиты). Перпендикулярно к ней располагается не малая, а средняя (нейтральная) ось; ось наименьшего сжатия направлена вертикально, т. е. в этом регионе имеются условия не

для растяжения перпендикулярно к главной оси сжатия, а для сдвиговых деформаций.

Структура западного окончания Гималаев характеризуется такой же резкой сменой простирания, как и восточного: Индийский субконтинент далеко вдавался здесь в тело Евразии.

Кашмирский синтаксис на севере надстроен еще Памирским выступом, структура которого в последнее время трактуется разноречиво. Часть исследователей видит здесь покровные структуры с большими шарьяжами (С. В. Руженцев), тогда как другие их отрицают (Н. Г. Власов и другие).

Вдоль Каракорума прослеживается правый сдвиг северо-западного направления, а вдоль Алтынтага — восток-северо-восточный левый сдвиг. Обе системы повторяются северней, в Тянь-Шане и на Памире, где Талассо-Ферганский и Джунгарский правые сдвиги комбинируются с почти широтными или восток-северо-восточными надвигами и шарьяжами на Памире и в Тянь-Шане. Алтынтагский левый сдвиг восток-северо-восточного направления является, по-видимому, наиболее протяженным. Горная гряда Алтынтага, вдоль которой проходит этот разлом, разграничивает крупные Таримскую и Тибетскую глыбы.

Механизм в очагах землетрясений в Тянь-Шане, на Западном Памире, в Сулеймановых горах (около сдвига Кветта-Чаман) и в западной части Гималаев соответствует механизму надвигов с почти меридиональной осью наибольшего сжатия, тогда как в Восточных Гималаях неожиданно появляются механизмы нормальных сбросов, т. е. растяжения. Тем не менее вся область Гималаев, Сулеймановых гор, Памира и Тянь-Шаня рассматривается как область сжатия.

Если восточнее, севернее и северо-западнее Гималаев сейсмически активная область распространяется далеко за пределы Альпийской складчатой области и отмечает таким образом целую систему предполагаемых малых плит в составе крупной Евразийской плиты, то к западу и юго-западу от Гималаев нечто сходное наблюдается в пределах самого Альпийского пояса. Западнее Памирского узла он сильно расширяется и углубляется, если под этим подразумевать погружение докембрийского фундамента, но в то же время здесь между северной и южной платформами (континентами) выступают несколько, по-видимому, жестких массивов и (или) выступов, разделенных подвижными зонами. Часть этих малых плит, вероятно, отделилась от крупных Африкано-Аравийской и Евразийской уже в процессе их столкновения, а часть до него за счет поглощения и исчезновения океана или впадины с океанической корой. Различие между ними определяется присутствием или отсутствием офиолитовых зон.

Анализ геодинамической обстановки после столкновения опирается главным образом на характеристику разрывных нарушений. Отношения разрывных нарушений в Гималаях и примыкающих к ним с запада близмеридиональных складок зеркально симметричны тому, что отмечалось на востоке. Здесь характерно раз-

витне левых сдвигов, подчеркивающих эффект вдавливания Индийского «штампа» в северном направлении. Отчетливо левые сдвиги отмечаются в Сулеймановых горах. К этому участку, как и к симметричному ему Индо-Бирманскому синтаксису на востоке Гималаев, приурочены значительно более глубокие очаги землетрясений, чем к самим Гималаям. Глубины гипоцентров здесь в основном 71—300, тогда как там они, как правило, до 70 км [Гансер, 1977].

Ареал усиленной и относительно глубинной сейсмичности здесь является скорей изометричным, а не четко линейным, как в индо-бирманских хребтах. К юго-западу от Кашмирского синтаксиса аналог Индского шва первоначального столкновения континентов можно видеть в офиолитовых зонах Сулеймановых гор и в хребтах Хала и Брагун в горном Пакистане и, кроме того, в южных виргациях системы Гиндукуша. Возраст этих офиолитов в основном определяется как мезозойский или как меловой, изредка как кайнозойский. Гималайские офиолиты Индской зоны относят теперь к нижнему мезозою, однако их современное размещение является кайнозойским. Северо-восточная ветвь офиолитового пояса западнее образует прерывистую дугу вблизи Пакистано-Афганской границы в хр. Раскох и др., которая выступает в довольно скудно обнаженном районе Регистан-Дешти-Марго, а затем погибает к северу примерно вдоль меридиана  $60^{\circ}$  с. ш. в системе хребтов, разделяющих погребенный блок Дешти-Марго и более четко выраженный жесткий блок или малую плиту Табас-Лут [Stöcklin, 1968 г.; Оден, 1977]. Характерно почти меридиональное направление этих складчато-разрывных структур. К сожалению, морфология разломов здесь изучена пока недостаточно.

Более северные выходы офиолитов найдены примерно в районах с координатами  $32^{\circ}$  с. ш. и  $60^{\circ}$  в. д.,  $60^{\circ}$  в. д. и  $33^{\circ}$  с. ш. Эти выходы, довольно далекие друг от друга, вписываются в систему разломов, обрисовывающих восточный край Табас-Лутского массива. С севера последний замыкается серией близширотных разломов. Около наиболее северного из них Шахруд-Мешхедского (или Дорунейского) разлома находится крупный гипербазитовый массив Себзевар (Джагатай), выход которого, очевидно, связан с оперяющим нарушением. Он находится в Биналудских горах уже близко от Копетдага и северной границы Альпийско-Гималайского пояса.

Полосы цветного меланжа сопровождают также северные крылья близширотных Торудского и Дорунахского разломов, прослеживающихся южнее. Местами отмечены левые сдвиги (по Дорунахскому разлому) с амплитудой до 200 м, устанавливаемые по смещению речной сети, в других установлено крутое падение составляющих зону мелких разломов. На западном обрамлении массива Табас-Лут характерно развитие надвигов в Табасских горах, южнее переходящих в Найбандский сбросо-сдвиг с почти вертикальным ( $82-85^{\circ}$  на поверхности) падением сместителя. Вертикальная составляющая новейших перемещений оценивается

здесь в 2,5 км, отмечены излияния четвертичных базальтов. Восточная (Восточно-Лутская) ветвь или система разломов имеет еще более сложное строение. На южном ее отрезке выступает серия сближенных меридиональных разломов с офиолитами, севернее система приобретает отчетливо перистый характер. Южные разломы имеют характер надвигов, в основном крутых, переходящих в сбросы. Однако в целом тектоническое строение района очень близко к типичным участкам развития цветного меланжа с альпинотипными гипербазитами, обычно ассоциирующим с покровным строением. Меланж занимает здесь огромные площади, ассоциируя с палеогеновыми и поздне меловыми толщами. В основном надвиги проходят внутри мел-палеогенового складчатого комплекса, но по наиболее крупному широтному оперяющему разлому с ними контактируют более древние толщи и на одном участке на поздне меловые офиолиты и палеоген надвинуты позднепротерозойские породы, по-видимому составляющие фундамент Лутской впадины; по другим параллельным разломам отмечены правые сдвиги.

Подвижки по близмеридиональной системе разломов и их главных ответвления проявились уже в мелу, но более мелкие близширотные оперяющие разломы возникли, вероятно, только в кайнозое. Имеется современный широтный разлом, образовавшийся при сильном землетрясении 1968 г. с глубиной гипоцентра 13 км.

Меридиональные системы разломов Восточного Ирана имеют характер преимущественно правосторонних сдвигов, что, возможно, связано с некоторым вращением Табас-Лутского блока. В целом не оставляет сомнений сжатие всей системы Альпийского пояса перпендикулярно к его простиранию, причем такого рода напряженное состояние сохраняется и в настоящее время. Растяжение могло иметь место в основном в поперечных и диагональных (как исключение в продольных) направлениях, как эпизодичное явление проявившееся, в частности, в образовании редких нормальных сбросов. Наиболее крупный поперечный сбросо-сдвиг представлен Найбандским разломом. О наличии поперечных зон растяжения свидетельствуют зоны даек, поперечные цепочки вулканов и т. п. [Карта разломов СССР..., 1980].

Южную, Макранскую, часть горных цепей Пакистана как будто следует отнести к смятой части Гондванской платформы, тогда как Дешти-Маргинский слабообнаженный (погребенный) блок, в который упираются виргации южных отрогов Гиндукуша, представляет отдельную малую плиту, принадлежащую скорее Евразийскому континенту. При этом Макранский сектор имеет активную границу с Индийским океаном. К Гондванской системе плит, очевидно, относятся блок Табас-Лут и его ближайшее обрамление, представляющие гигантский почти меридиональный выступ на север почти до Копетдага. На юге палеоген-неогеновые структуры и толщи не доходят до самого берега Оманского пролива, как в Макранском секторе, а отделены от него узкими выходами меловых вулканогенных толщ, выступающих в виде надвиговых

структур и составляющих продолжение таких структур Загроса. Таким образом, здесь, вероятно, следует реконструировать позднемезозойский рукав океана.

Выходы гипербазитов и ассоциирующих с ними пород на другом берегу современного залива и Ормузского пролива составляют известную Оманскую офиолитовую зону, в створе так называемого Урало-Оманского линейного элемента, в который попадают также и меридиональные структуры блока Табас-Лут, особенно его западного обрамления.

Западнее, в Загросе, по-видимому, наблюдается картина, соответствующая более ранней стадии развития Гималаев, когда там активной была Индская шовная зона, возникшая сразу же при столкновении континентов. Структура в этом случае более простая, чем в Гималаях. Она характеризуется изоклинально-скачатыми комплексами в лежачем крыле надвига, в данном случае в чехле окраины Аравийской платформы. На них надвинуты тектонические покровы Загроса с юрскими или с меловыми офиолитами. Широкая окраинная зона платформы в целом образует знаменитую запасами нефти депрессию Месопотамского передового прогиба и Персидского залива, и лишь узкая краевая зона около самого фронта надвига как бы задрана вверх и выступает на поверхность в подножии гор.

Вдоль всего южного края Альпийско-Гималайского пояса, т. е. границы его с Африкано-Аравийской платформой, развиты шарьяжи с цветным меланжем, олистостромами и выходами офиолитов. Последние относительно менее часты в Загросе, чем в Восточной Анатолии и в Тавре. Покровное строение этих краевых систем, в целом надвинутых на континент, в настоящее время детально изучено в ряде участков.

В системе Северо-Западного Загроса шарьяж Керманшаха характеризуется тектоническим залеганием метаморфических сланцев докембрия на неогеновых отложениях. Сместитель наклонен к северу под углами от 0 до 30°. Амплитуда перемещения 40 км. В другом участке закартирован ряд шарьяжных пластин, состоящих из отложений юры и мела резко различных фаций, а также основных и ультраосновных пород [Braud, 1970 г.]. В этом районе установлено несколько этапов формирования шарьяжей. Наиболее ранние обнаруживаются в сеноне, но максимальные перемещения относятся к палеогену и частью к неогену.

В Юго-Восточной Анатолии к западу от массива Битлис офиолитовый покров с тектоническими включениями флишеидных карбонатных отложений морского сенона, палеоцена и эоцена в целом надвинут на плиоценовые отложения, причем минимальное перемещение покрова 15 км. На другом участке по поверхности разрыва, наклоненной под углами 25—30°, мелководные отложения олигоцена надвинуты на карбонатно-вулканогенные верхнемеловые, включающие тела гипербазитов. Офиолитовый меланж с гипербазитами ассоциирует в этой зоне с глаукофановыми сланцами. С Восточно-Анатолийской зоной шарьяжей связана сильная

сейсмичность с глубиной гипоцентров до 66 км [Aukulu, Evans, 1974 г.].

Полагают, что между разломами Леванта и Загроса Аравийская плита проникает как жесткий клин в более пластичную среду Евразийской плиты на западе между офиолитовыми зонами, и к северу от них располагаются, по-видимому, относительно жесткие массивы, которые в основной своей части опущены, перекрыты различными, в той или иной мере дислоцированными отложениями, в том числе обширными вулканическими излияниями. Местами выступает докембрийский фундамент массивов, например в пределах Советской Армении.

В тектонически усложненной области поворота структур в Восточной Анатолии, где существенно развиты сдвиги, левые на западе и правые на востоке, Анатолийско-Закавказская область распространения офиолитов во внутренних районах пояса как бы ограничена с востока почти меридиональным Пальмиро-Апшеронским линеamentом, Южнее таким ограничением служит Курдистанская зона разломов с офиолитами, диагонально пересекающая южную половину пояса в северо-западном направлении и вместе с тем служащая продолжением Загросской краевой зоны. Морфология этой зоны недостаточно изучена, и наличие шарьяжей в ней не доказано, однако несомненно имеется меланж. Северо-Анатолийская и Эрзинджанская системы разломов ограничивают с севера ареал распространения офиолитовых покровов и в то же время окаймляют относительно стабильные массивы внутри альпид. Их отпрысками в Советском Закавказье являются Севано-Акеринская, Вандамская и другие офиолитовые зоны [Карта разломов СССР..., 1980].

В отличие от Эрзинджанской и других крупных и сложных систем разломов с офиолитами, в строении которых преобладают шарьяжи, Северо-Анатолийский разлом в современной структуре предстает как система преобладающего сдвигового характера с правосторонним смещением крыльев [McKenzie, 1976 г.]. В зоне описанных разломов отмечается сильная сейсмичность с глубиной фокусов (гипоцентров) до 50 км.

Северная граница области столкновения континентов проходит в настоящее время через Эльбурс—Копетдаг, Кавказ, Крым, Карпаты, Альпы, Апеннины. На всей этой изогнутой границе, кроме промежутка между Крымом и Карпатами, эта область выражена серией надвигов или шарьяжей, особенно развитых в Карпатах и Альпах. В складчатых системах Горного Крыма и Большого Кавказа шарьяжи согласно долго господствовавшим трактовкам структур имеют ограниченное развитие, а преобладают крутые надвиги; местами появляются также сдвиговые смещения. В мегантиклинории Большого Кавказа намечалось выколачивание надвигов северного падения на южном склоне, здесь, на границе с более стабильными внутренними блоками, описаны тектонические покровы. Согласно новым работам шарьяжи имеют более широкое распространение на Кавказе [Гамкрелидзе, 1980].

Карпатская дуга характеризуется ясно выраженным покровным строением с достаточно хорошо изученными шарьяжами. Однако в отличие от южных краевых складчатых систем здесь мало представлены офиолитовые комплексы и альпинотипные гипербазиты.

Исключительно сложная покровная структура Альп, как известно, является предметом многочисленных работ геологов нескольких поколений. Обстановка столкновения континентов в области Альп по имеющимся данным создавалась относительно очень рано — в поздней юре (если не раньше). Согласно реконструкциям в то время здесь проходила в существенной мере сдвиговая граница (правый сдвиг). Сильный поддвиг морских и сравнительно глубоководных отложений в Альпах отмечается в позднем мелу и в эоцене. В олигоцене он развивается в континентальных условиях поднятия Западных Альп над уровнем моря. В миоцене получают полное развитие покровная структура Альп, когда морские мелководные условия сохраняются лишь в молассовом передовом прогибе [Biju-Duval e. a., 1977].

Последовательность образования сложной покровной структуры Альп, так же как и положение корней и тектонических покровов, является до сих пор предметом дискуссий. Можно считать установленным, что образование офиолитов, свидетельствующих о наличии коры океанического типа, является более ранним, чем в большинстве других регионов Альпийского пояса. Поддвиг зоны Монте-Роза с офиолитами под гнейсы зоны Сен-Бернар согласно новым реконструкциям произошел в конце юры. Дальнейшее усложнение покровной структуры происходило в течение мелового, палеогенового и неогенового периодов. А. Амштутц [1977 г.] выделяет шесть фаз тектонических движений, причем общая схема процесса по крайней мере в течение первых четырех фаз состояла, по его мнению, в «континентальной субдукции», т. е. поддвиге уже существенно кратонизированных масс и сползании надвинутого крыла в образовавшуюся таким образом депрессию. Эмбрионы настоящих тектонических покровов и шарьяжей образовались в пятую (эоценовую) фазу, шестая (олигоценовая) имела решающее значение для формирования ультрагельветских и других тектонических шарьированных покровов. Последняя, периальпийская, фаза движений относится к миоцену и плиоцену, в это время происходили только ограниченные поддвиги в Преальпийской зоне и еще несколько позже — в зоне Юры.

Одной из главных черт, определяющих развитие западной средиземноморской части Альпийско-Гималайского пояса, по мнению ряда исследователей, является прогрессивное косое вдавливание выступов Африканского континента. Последние ограничены системами крупнейших сдвигов.

Система сдвигов северо-восточного простираения прослеживается от Эр-Рифа до Карпат (суммарная длина более 2000 км). На западе она разделяет Французско-Австрийские Альпы и Бетско-Гибралтарскую систему. Ее части активизировались в раз-

личные времена, начиная с юры, причем движения были преимущественно левосторонними. Меньший масштаб имеет система правых сдвигов, развитая на востоке, где она проходит между Балканами вместе с Эгейской дугой, с одной стороны, и Динаридами вместе с Карпатами — с другой.

Наибольшее сокращение литосферы вследствие складчатости и надвигов-шарьяжей произошло между системами разломов в Альпах, Динаридах, Карпатах, Апеннингах (в Западных Альпах кора сократилась на 500—1000 м с юрского времени).

Вдавливание выступов Африканской плиты вызвало боковое «течение» континентальной литосферы вдоль больших сдвигов, которое противодействует слишком большому утолщению коры перед фронтом выступов. Полагают, что с этим явлением может быть связано некоторое развитие субдукции в ближайших малых океанических бассейнах — образование малых боковых субдукционных дуг, связанных со сдвигами, которые их как бы дополняют.

С этим же, вероятно, связаны главные синтаксисы Альпийской системы (Гибралтар, Французские Альпы, Тирренская и Трансильванская дуги) [Tarronier, 1977].

Таким образом, в западной средиземноморской части Альпийско-Гималайского пояса отмечается тот же тектонический стиль далеко вдающихся выступов юного континента, который выше отмечался нами на востоке. Однако здесь имеет место сохранение или новообразование крупнейшего Средиземноморского бассейна, который будет рассмотрен в следующем разделе.

## СРЕДИЗЕМНЫЕ МОРЯ В ОБЛАСТЯХ СТОЛКНОВЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

К этой группе крупных структурных элементов относятся Средиземное море вместе с Черным и Каспийским морями, а также, по-видимому, Карибский бассейн и более условно — море Банда вместе с Арафурским и Тиморским шельфовыми морями.

Восточная часть Средиземного моря характеризуется относительно расчлененным подводным рельефом, местами, особенно к югу от о. Крит, приобретающим характер узких вытянутых депрессий: Левантийская котловина и Ливийский желоб прослеживаются вдоль Египетско-Ливийского побережья. Севернее дугообразно тянется Центральный Средиземноморский вал. Еще севернее, вдоль западного побережья Греции, к югу от о. Крит и до Западной Турции, проходит узкая депрессия, довольно близко напоминающая глубоководный желоб, где в отдельных местах имеются отметки более 4 км (большая 4613 м). Севернее этого дугообразного Гелленского желоба имеются гряды островов, почти замыкающие с юга своеобразный бассейн Эгейского моря, во многом напоминающий дальневосточные окраинные моря. Таким образом, описанный участок Средиземного моря морфологически и, как будет показано ниже, также в других отношениях пред-

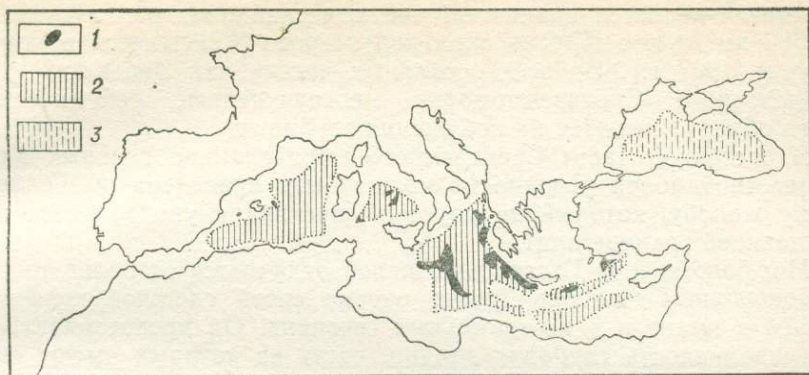


Рис. 22. Схема размещения и формы глубоководных впадин с океаническим типом коры в Средиземноморском бассейне.

Глубины, м: 1 — > 3500; 2 — > 2500 (кора океанического типа); 3 — > 2000 (кора океанического или промежуточного типа, Черное море).

ставляет уменьшенное и несколько модифицированное подобие фрагмента окраинно-материковой зоны тихоокеанского типа.

Ничего подобного не встречается в других частях Средиземного моря. На западе обширная Алжиро-Прованская котловина характеризуется нерасчлененным рельефом абиссальной равнины с нешироким на северо-западе и востоке, а на юге почти отсутствующим шельфом и нормальным континентальным склоном. Сходным нерасчлененным рельефом обладает Черное море. Глубоководные котловины Тирренского и Ионического морей имеют как бы промежуточный характер между впадинами запада и востока Средиземного моря: рельеф их сравнительно расчленен, но линейные элементы отсутствуют или имеют подчиненный слабо-выраженный характер. Широкий шельфовый бассейн имеется к югу от Сицилии (рис. 22).

Для всей области Средиземного моря и его обрамления характерна повышенная сейсмичность, причем в отличие от относительно сосредоточенного распределения очагов землетрясений в областях океанической субдукции, здесь эпицентры распространены на всю ширину области, характеризующейся контрастным молодым рельефом.

Для упомянутого Гелленского желоба характерна зона относительно глубоких очагов (60—300 км), т. е. здесь вырисовывается, хотя и в более расплывчатом и смягченном виде, система глубоководный желоб — зона Заварицкого — Беньюфа, сопровождаемая также новейшим вулканизмом. Сейсмичность распространяется и на весь бассейн Эгейского моря.

Другая, очень короткая зона глубокофокусных землетрясений прослеживается в Ионическом море к юго-востоку от Сицилии и Липарских островов с их вулканами (Этна и др.). Однако никаких признаков желоба в рельефе дна здесь не обнаруживается. Еще более оторванным от других, обычно ассоциирующих явле-

ний представляется единичный сейсмический очаг на глубине более 300 км на юге Пиренейского полуострова [Сейсмическая карта Европы, 1967 г.]. Во всех остальных частях как Западного, так и Восточного Средиземноморья многочисленные сейсмические очаги обнаруживаются на небольших глубинах.

В восточной части Средиземного моря граница главных плит с известной долей условности может быть проведена по Гелленскому желобу, который на короткой дистанции уподобляется поглощающей границе плит.

Морфологически Гелленский желоб отличается от большинства глубоководных желобов океана своей сложной конфигурацией в плане и в вертикальных сечениях. Он представляет собой совокупность глубоких впадин, часть из которых имеют скорей изометричный, чем линейный характер. Некоторые из этих впадин выделяются под собственными именами, например желоба Плиния и Страбона к юго-востоку от о. Крит.

Сейсмические исследования обнаруживают механизм надвига — сжатия непосредственно около желоба и в зоне гипоцентров средней глубины, погружающейся в сторону Эгейского моря под углом  $\sim 30^\circ$  (на востоке также элементы сдвига).

По скорости распространения и затуханию сейсмических волн выявляется плита из относительно плотного и упругого материала, наклонно погружающаяся на север в менее плотную и упругую астеносферу, т. е. здесь налицо обычные признаки нормальной зоны субдукции. В тылу ее литосфера имеет пониженную мощность ( $\sim 50$  км), тогда как перед желобом ее мощность  $\sim 80$ — $100$  км, однако кора Эгейского моря континентального типа, хотя и утоненная.

На расстоянии  $\sim 250$  км от оси желоба и зоны сжатия, где фокальная зона погружается на глубину  $\sim 150$  км, имеется цепь плиоцен-четвертичных вулканов и современных сольфатар на северо-западе Пелопоннеса, на островах Милос, Тира, Кос и к югу от последнего. Эта цепь вулканов играет роль внутренней вулканической дуги, тогда как внешнюю невулканическую дугу заменяют возвышенности островов Родос, Касос, Крит, Нитира и более мелких, а также п-ова Пелопоннес, где на поверхность выходят палеозойские, мезозойские и третичные осадочные и изверженные породы, дислоцированные в мезозое, в палеогене и в миоцене. Между внешней и внутренней дугами находится Критский трог с глубинами моря  $> 2$  км.

Необходимо отметить, что восточная часть Средиземного моря (названная также бассейном или морем Геродота) отличается пониженным тепловым потоком ( $\sim 0,75$  ЕТП). Такие значения установлены над Центральным Средиземноморским валом, который по этому и ряду других признаков совсем не похож на срединно-океанический хребет. Предполагается, что он образовался вследствие и в эпоху сжатия в этом районе, т. е. является подобием антиклинальной складки. Пониженный тепловой поток наблюдается и над желобом. Напротив, в Эгейском море тепловой

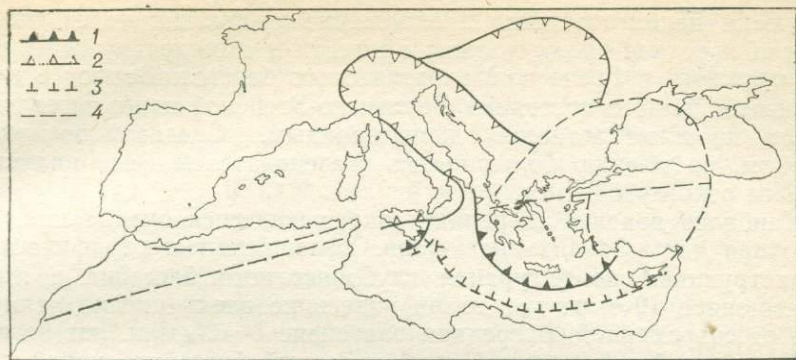


Рис. 23. Схема размещения микроплит и их границ в Средиземноморском бассейне.

1 — зоны субдукции коры океанического типа; 2 — подвиг континентальной коры, зоны шарьяжей; 3 — вероятные зоны субдукции в недавнем прошлом; 4 — прочие границы микроплит.

поток почти всюду в 2 раза больше нормального ( $\sim 2,1$  ЕПТ), а над вулканической дугой до 2,7 ЕПТ.

Другой характерной особенностью этого бассейна является динамика растяжения, т. е. механизмы нормальных сбросов в исследованных очагах землетрясений. Таким образом, геодинамическая и термальная характеристики Эгейского моря аналогичны таковым в окраинных морях тихоокеанского типа. Однако здесь нет глубоководной впадины с океанической корой, и Эгейское море целиком остается в области шельфа с точки зрения батиметрии и строения коры. Вместе с тем на севере Эгейского моря прослеживается неглубокий (до 1500 м), но хорошо выраженный узкий Северо-Эгейский желоб, направленный в сторону Дарданелл и Мраморного моря, которые являются как бы кулисным продолжением его. В этом желобе снова появляются механизмы надвига — сжатия в очагах землетрясений и нечетко выраженная расплывчатая фокальная зона, погружающаяся на север под Родопский массив. Над этой зоной имеются проявления неоген-четвертичного вулканизма и тепловой поток поднимается до 2,5 ЕПТ. Здесь, по-видимому, можно усматривать затухающую зону субдукции с истощенной на поверхности океанической корой, реликты которой, однако, возможно еще сохранились на глубине [Parazachis, Comninakis, 1977]. Во всяком случае не исключено, что здесь была глубоководная впадина окраинно-морского типа, полностью поглощенная затем в развившейся на севере второй зоне субдукции (рис. 23). Некоторые авторы рассматривают Эгейский район как малую плиту, наподобие Филиппинской.

Возвращаясь к более ясно выраженной южной фокальной зоне, связанной с Гелленским желобом, важно отметить малую ширину лежащего перед ней (к югу) морского пространства (бассейна Геродота), которое к тому же не полностью имеет кору океанического или субокеанического типа. Очевидно, что с позиций тектоники плит современное положение представляется гео-

логически недолговечным. Продолжение субдукции через геологически короткое время должно привести к схождению нынешних Африканского и Греческо-Малоазиатского берегов. Вопрос о длительности данного состояния Гелленско-Эгейской зоны в геологическом прошлом остается дискуссионным. Средиземное море в целом, по мнению большинства исследователей, не является прямым реликтом Тетиса.

Наиболее похожа на реликт закрывающегося океана как раз восточная часть Средиземного моря. Согласно палеогеографическим реконструкциям конфигурация глубоководного бассейна в позднем миоцене (9 млн. лет назад) здесь не очень сильно отличалась от современной. В среднем олигоцене (~35 млн. лет назад) существовал более широкий глубоководный бассейн с корой океанического типа Мезогей, но также почти замкнутый континентальными структурами, как и современное Средиземное море. В раннем эоцене в основном сохранялась та же картина [Vijou-Duval e. a., 1977]. Если верить этим реконструкциям, то субдукция океанической коры с максимальной шириной несколько более 600 км продолжалась более 40 млн. лет (и еще не закончена) со средней скоростью ~1,5 см/год, что является правдоподобной, но малой величиной (очевидно еще уменьшающейся со временем).

Согласно тем же реконструкциям (что более подробно будет рассмотрено ниже) Тетис как единый, вероятно, значительный океан и как открытая вместе с тем на восток часть мировой океанической системы существовал на месте современного Восточного Средиземноморья в раннем мезозое. В раннем мелу реконструируют как бы два рукава Тетиса — северный и южный, смыкавшиеся к востоку от Корсики и Сицилии. Потом северный рукав замкнулся в несколько этапов субдукции и орогенеза, а южный, начиная с позднего мела, превратился в бассейн средиземноморского типа (Мезогейю — предшественницу современного Средиземного моря), окруженный в той или иной степени кратонизированными структурами.

Глубоководная впадина Тирренского моря по своему положению относительно рудиментарной зоны субдукции на западе Ионического моря (Калабрийской дуги) сходна с окраинным морем тихоокеанского типа.

Наиболее западные части Средиземного моря, Алжиро-Прованский бассейн и море Альборан, в настоящее время не обнаруживают признаков ни спрединга, ни субдукции, т. е. ни генерирующих, ни поглощающих границ плит.

Тип коры в море Альборан скорей континентально-шельфовый и континентального склона, в Алжиро-Прованском бассейне — океанический или близкий к нему. В первом довольно выраженный рельеф глубокой и относительно узкой впадины с коротким осложняющим хр. Альборан, у второго — абиссальной равнины.

В Алжиро-Прованском бассейне не обнаруживается четко выраженных полосовых магнитных аномалий океанического типа. Магнитное поле, правда, не является спокойным, но положи-

тельные, нередко линейно-вытянутые аномалии, как правило, связаны с топографическими повышениями, из которых многие являются подводными вулканами или короткими цепочками вулканов. Другие связаны с переслаиванием в разной степени магнитного материала в донных формациях, которые моложе, чем коренное дно бассейна. Аналогичная картина наблюдается в Тирренском море и восточнее. В качестве объяснения предлагались многоцентровый как бы рассеянный спрединг или океанизация в результате опускания и поглощения (проблема, сходная с возникающей при изучении многих типичных окраинных морей).

В позднем миоцене на крайнем западе Средиземноморья имела место (9 млн. лет назад) континентальная субдукция, если следовать реконструкциям, уже цитированным выше [Biju-Duval e. a., 1977], т. е., иначе говоря, подвиг Африканского континента под микроконтиненты Кабильских и других прибрежных массивов Магриба, отмирание в позднем олигоцене океанической субдукции с зоной Заварицкого—Беньюфа, также наклоненной на север, но уже почти не имеющей за собой океанической коры; в середине эоцена происходит почти то же самое, лишь с несколько более северным положением зоны субдукции. Нужно отметить, что ширина океанического пролива, изображенного на палеотектонической схеме для лютетского века (эоцен), составляет только 100—220 км и этот пролив сократился почти до исчезновения в течение 9 млн. лет, т. е. скорость предполагаемой субдукции  $\sim 1$  см/год (еще меньше, чем на востоке Средиземного моря). Если верить все тем же реконструкциям, то еще примерно на 30 млн. лет раньше (в позднем мелу) здесь существовал такой же узкий пролив океанического типа с зоной субдукции, наклоненной также на север, которая в восточной части сочеталась с правым сдвигом, а на западе переходила в трансформный разлом Срединно-Атлантического хребта. В раннем мелу сдвиговый характер границы между Африкой и Евразией на западе нынешнего Средиземного моря изображен вполне отчетливо, так же как и еще раньше — в доггере.

Известно, что в настоящее время море Альборан лежит на продолжении Азорско-Гибралтарского трансформного разлома и что сдвиговые движения в этом районе представлены во многих реконструкциях. Обычные возражения против такой трактовки — это ссылки на структурное единство крутой дуги Бетской Кордильеры и Эр-Рифа, разделенных лишь узким Гибралтарским проливом. Однако наиболее существенная перестройка и формирование структур происходили в этом районе лишь в середине миоцена. Поэтому более ранние сдвиговые перемещения больших амплитуд не могут считаться невозможными.

Рассмотренные реконструкции вызывают возражения по другим причинам. Непонятно, как образовался в позднем мелу, хотя и очень узкий, но все же заметной ширины пролив с корой океанического типа, если ни в это время, ни раньше в этом районе не предполагалось рифтовой структуры, хотя бы типа Красного

моря. Станным представляется сохранение этого пролива с позднего мела до среднего эоцена (причем даже без кардинальных изменений ширины) при наличии зоны субдукции. Последняя, нужно сказать, почти ничем не обоснована ни в позднем мелу, ни в среднем эоцене и очень слабо (примесь вулканического материала в отложениях к северу от предполагаемой зоны) — в позднем олигоцене. Лишь в позднем миоцене появляется довольно значительная вулканическая деятельность над зонами надвигов — шарьяжей, но в это время согласно реконструкции имела место уже только континентальная субдукция, т. е., иначе говоря, подвиг континентального, а не океанического материала.

Независимо от упомянутых реконструкций можно с достаточной уверенностью утверждать следующее.

На западе Средиземного моря, особенно в море Альборан и на западе Алжиро-Прованского бассейна, до позднего миоцена, возможно, происходили сдвиговые перемещения (согласно истории Атлантического океана). В миоцене края материков, вероятно, сошлись и имело место меридиональное сжатие, благодаря которому меловой флиш, отложившийся в глубокой ложбине трансформного разлома, надвинулся как на север, так и на юг, образуя покровы Эр-Рифа и Тель-Атласа, с одной стороны, и Бетской Кордильеры, — с другой. В покровообразование были вовлечены и другие элементы геологического строения региона. В дальнейшем необходимо допустить какой-то механизм опускания и (или) раздвига, приведший в море Альборан к образованию сравнительно узкой, но неглубокой впадины, а в Алжиро-Прованском бассейне — к образованию широкой приблизительно треугольной (с закруглением) впадины с корой океанического типа. Согласно палеомагнитным данным происходило отодвигание Корсики и Сардинии от Прованса.

Большую помощь анализу геодинамической ситуации, особенно в областях столкновения континентов, оказывает, как мы уже видели, изучение систем разрывных нарушений и их развитие в недавнем геологическом прошлом. В Западном Средиземноморье имеется три главные системы сдвигов, возраст которых определяется как дотортонский:

1) восток-северо-восточные сдвиги в Гибралтарском проливе являются правосторонними, на юго-востоке Испании и в средней части Эр-Рифа — левосторонними. Отсюда они прослеживаются наискось через море Альборан;

2) сдвиги северо-восточного простираения на западе Эр-Рифа и в Северо-Восточной Испании представляются также левосторонними;

3) сдвиги северо-западного простираения, почти перпендикулярного к направлению первой системы, прослеживаются в Бетской Кордильере, собственно в Бетской и в Предбетской зонах (они являются правосторонними).

В целом эти системы определяют сжимающие усилия, очевидно, близмеридионального направления.

Среди разломов от тортонского до раннечетвертичного возраста преобладают нормальные сбросы, что указывает на общее растяжение. Их простирание в Эр-Рифе и в море Альборан — восток-северо-восточное. Эти же сбросы отмечены в Гибралтарском проливе, вдоль более восточного побережья Магриба и на юге Испании до Балеарских островов. Между сбросами развиты многочисленные грабены. В долине Гвадалquivира и в Предрифской депрессии (на юге) располагаются фронты гравитационных покровов.

Для этой эпохи характерно широкое развитие вулканизма по берегам и в самом море Альборан. Все сказанное характеризует тортон-раннечетвертичную эпоху растяжения. В эту же эпоху укладывается мессинский эпизод соленакопления. Новое изменение тектонической обстановки произошло в раннечетвертичное время. В ряде депрессий обнаруживаются складки нижнечетвертичных и более ранних отложений различного простирания: в Эр-Рифе — северо-западного, на западе Бетской Кордильеры — северо-восточного, в Ораниской провинции (на шельфе) и в Восточной Бетике — северо-восточного и восток-северо-восточного (близширотного) [Groupe de recherche..., 1977].

Микротектонические измерения над зеркалами скольжения дают преобладающее почти меридиональное (север-северо-западное) направление сокращения поверхности. Лишь местами оно представляется иным (например, северо-восточным). В Бетской Кордильере наблюдаются местами совмещения этих двух почти перпендикулярных направлений. Сдвиги в это время играют подчиненную роль. В Бетской Кордильере они правые, когда имеют северо-западное направление, и левые, когда направлены на северо-восток или на восток-северо-восток. То же в Оранской провинции, но в Эр-Рифе иногда обратная картина. В целом сжатие, очевидно, было перпендикулярно к восток-северо-восточному простиранию структур.

В средне- и позднечетвертичное время наблюдаются преимущественно признаки сжатия. Северо-восточные сдвиги — левые. В Эр-Рифе наблюдаются почти меридиональные нормальные сбросы. Около Гибралтарского пролива наблюдается поднятие берегов и опускание их на востоке, юго-востоке, северо-западе и юго-западе от него.

Вектор современного сближения двух плит сохраняет свое направление с четвертичного периода [McKenzie, 1972 г.]. Вместе с тем в средне- и позднечетвертичное время появляются местами признаки растяжения как структурного характера (на западе Эр-Рифа), так и в виде полосы проявлений щелочного вулканизма (вдоль южной окраины Эр-Рифа), [Groupe de recherche..., 1977]. Это можно рассматривать как результат замедления сближения (столкновения) материков в течение средне- и позднечетвертичного времени. Однако сходные характеристики, по-видимому, сохраняются, и в настоящее время определение механизмов в очагах землетрясений одновременно указывает на сжатие в Бет-

ской Кордильере и растяжение в Марокко [Ritsema, 1975 г.]. По аналогичным признакам эпохи растяжения и сжатия выделяются восточнее (в алжирской провинции Константина). Эпоха растяжения здесь началась в раннем миоцене (между бурдигальским и тортонским веками) и продолжалась до конца плиоцена. Эпоха сжатия началась в раннечетвертичное время и продолжается, вероятно, до наших дней. Переломным представляется крупное тектоническое событие, окончательно определившее характерные черты современного рельефа, заложенного еще в предыдущем периоде.

По этим данным намечается как будто бы локальное смещение во времени начала эпохи растяжения по отношению к другим районам. В целом анализ разрывных нарушений дает сопоставимые результаты с выводами, полученными другими путями. С позиций тектоники плит наибольшие трудности представляет понимание причин длительной эпохи растяжения и, видимо, в связи с ней ревивации морского и даже океанического режима в Западном Средиземноморье. Эта проблема, вероятно, может быть решена путем геодинамического анализа более обширной территории, т. е. анализа действовавших сил и движений. Такого анализа пока не произведено.

В связи со сложной и разнообразной тектонической обстановкой в Средиземном море, как бы имитирующей океанические бассейны частью с активными, частью, скорей, с пассивными окраинами, особый интерес представляет новейший вулканизм как самого моря, так и прилегающей суши.

Распространение главных типов изверженных пород (в основном вулканитов) представляется в следующем виде.

Толентовые базальты встречаются главным образом на дне моря. Их образцы получены глубоководным бурением и драгированием и потому сравнительно редки. Очевидно, на самом деле распространенность толентовых базальтов больше, особенно в глубоководных впадинах. Молодые толенты обнаружены на о. Пантеллерия и к юго-востоку от него в Тунисском проливе, к востоку от Сицилии, к востоку и юго-западу от Сардинии (возраст 3,6—2 млн. лет), к северу и к востоку от Балеарских островов, около юго-восточных берегов Испании (3 млн. лет).

На материке следует отметить толенты с возрастом от 1,5 до 4—5 млн. лет на Пиренейском полуострове. Толентовые базальты о. Альборан более древние — миоценовые (возраст ~ 20 млн. лет).

Известково-щелочные серии типично представлены в южной островной дуге и в северной гряде Эгейского моря (базальты, преимущественно андезиты, а также риолиты). Аналогичные вулканы имеются в Южной Анатолии (в Тавридах). В Западном Средиземноморье распространен известково-щелочной вулканизм, но он в существенной части миоценовый.

Плиоцен-четвертичный вулканизм здесь представлен в Магрибе (от Туниса до Марокко), причем возрастной интервал на западе несколько смещен кверху по отношению к востоку (соответ-

ственно 12—8 в Тунисе и в 9—5 млн. лет в Алжире и в Марокко). В Алжире и в Тунисе представлены также кислые интрузии известково-щелочной ассоциации, которые по изотопным данным образованы с участием корового анатексиса.

Необходимо отметить, что бедные калием известково-щелочные базальты представлены вместе с толеитами в море Альборан и на о. Альборан, но они миоценовые (20 млн. лет).

Драгированные образцы из Тирренского моря принадлежат частью к толеитовым, частью к известково-щелочной сериям и представлены в основном базальтами. Толеитовые базальты вскрыты также скважиной в Тирренском море [Bellon, Letouzey, 1977].

В Магрибе (в частности, в Марокко) вулканы обогащены калием и частично принадлежат к шошонитовому ряду (возраст этих пород 10—5 в Гуругу и 7—5 млн. лет в Гиллизе). Наиболее молодые базальтоиды Юго-Восточной Испании описаны как лампроиты и характеризуются одновременно избыточной магнезиальностью и высоким содержанием  $K_2O$  (район Мурсии).

Настоящий щелочной вулканизм распространен весьма широко как в Восточном, так и, особенно, в Западном Средиземноморье. В районе Тирренского моря кислые вулканы Тосканы по изотопным данным, вероятно, образовались с участием корового анатексиса 2 млн. лет назад и несколько ранее на о. Эльба — 7 млн. лет назад. Очень молодой вулканизм Римской провинции (1—2 млн. лет) известен исключительно высокими содержаниями калия в породах.

Вулканизм Эолийских (Липарских) островов относят к известково-щелочному и шошонитовому рядам. Считается, что это единственный пример современного известково-щелочного вулканизма в Западном Средиземноморье, связанного с современной глубокой фокальной зоной. Однако породы богаты калием и образуют переходы к шошонитовой серии. Это, вероятно, связано с окончанием магматической эволюции островной дуги. Вместе с тем лавы Этны и других вулканов Сицилии состоят из базальтов щелочной тенденции.

Базальты щелочной тенденции известны также около Картахены (Испания), где их возраст определен 2,8 млн. лет. В Марокко поверх известково-щелочных вулканитов Гуругу и Гиллиза, о которых уже упоминалось, лежат покровы щелочных базальтов моложе 2,8 млн. лет. К щелочным сериям принадлежат также лавы вулканов Оранской провинции в Алжире (излияния произошли менее 2 млн. лет назад).

Почти современные щелочные лавы (0,3 млн. лет) выбурены в Валенсийской впадине между Балеарскими островами и Испанией. Другие базальты также со щелочной тенденцией несколько более древние (4,5 млн. лет). Впадина по многим признакам имеет рифтовый характер, в частности кора ее представляется аномально тонкой. Базальты со щелочной тенденцией слагают мелкие о-ва Колумбретес на шельфе у берегов Испании.

Период щелочно-базальтовых излияний в районе Валенсийской впадины длился с раннего миоцена почти до настоящего времени; то же самое на побережье Испании, где возрастной интервал короче (10 млн. лет — до настоящего времени).

Широкое распространение щелочного вулканизма в плиоцен-четвертичное время, при том что более ранние вулканиды чаще оказываются нещелочными, представляется вполне естественным, поскольку после миоценового сдвигания в целом в Средиземноморском бассейне господствует обстановка релаксации и не совсем ясного с позиций тектоники плит процесса образования глубоководных впадин, очевидно родственного рифтогенезу. Этот процесс, однако, в дальнейшем ведет к появлению базальтов, которые относят к известково-щелочным и толеитовым сериям в основном на дне глубоководных впадин.

Промежуточный и частью щелочной характер вулканизма над Восточно-Ионической зоной глубокофокусных землетрясений естествен, учитывая ее вырождающийся характер. В деталях соотношение структур и состава вулканидов представляется недостаточно упорядоченным. Трудно понять, например, исключительный характер гиперкалиевой Римской провинции. В Восточном Средиземноморье известково-щелочной тип вулканидов Циклад (южных островов Эгейского моря) хорошо вяжется с общим островодужным характером структуры этого района, хотя малые скорости субдукции позволяют ожидать отклонений в сторону щелочных рядов. В целом распознавание по вулканизму древних средиземных морей нужно признать затруднительным. Возможно, что именно известная хаотичность, пестрота вулканических серий и соседство весьма различных из них могут служить диагностическим или хотя бы наводящим критерием.

---

### III

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУР ОКЕАНОВ И ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОТ НИХ К КОНТИНЕНТАМ

В этой главе рассмотрены три категории структур: 1) срединно-океанические хребты, 2) прочие океанические сводово-глыбовые и другие поднятия и острова, 3) островные дуги, а также активные края континентов около глубоководных желобов, но без окраинных морей.

Вулканические породы срединно-океанических хребтов слабо-дифференцированы, преобладают базальты (их порфиоровые и афировые разновидности), часто в виде подушечных лав, а также их наиболее полно раскристаллизованные аналоги. Подчиненное развитие имеют щелочные оливиновые базальты, долериты, изредка встречаются андезиты. Не останавливаясь на петрографической характеристике пород, отметим, что в новейших обобщающих описаниях не упоминается о появлении спилитовых разновидностей. Плагноклаз характеризуется как основной ( $Ap_{40}$ — $Ap_{70}$ , редко до  $Ap_{90}$ ) [Геофизика океанов. Т. 1, 1979].

По химической классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в составе вулканитов участвуют пикритовые базальты, базальты и андезито-базальты, причем базальты резко преобладают, а андезито-базальтов очень мало [Золотарев, 1979].

Вулканиды прочих океанических поднятий и островов представляются значительно более дифференцированными. В частности, в их составе существенную роль играют щелочные оливиновые базальты, которые встречаются и на срединных хребтах, но гораздо реже [Геофизика океана. Т. 1, 1979].

По классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в описываемой группе вулканогенных пород выделяются пикритовые базальты, базальты, андезито-базальты, андезиты и дацито-липариты. Максимальное распространение по новейшим оценкам имеют базальты, примерно вдвое меньшее, но все же значительное — пикрито-базальты, остальные типы пород распространены значительно меньше, причем как будто бы отсутствуют андезито-дациты и дациты при наличии дацито-липаритов [Золотарев, 1979]. Таким образом, здесь намечается бимодальность дифференциации вулканитов.

Наиболее дифференцированы по составу вулканические породы островных дуг. В Японии выделяются базальты по крайней мере трех типов, кроме того, андезиты, дациты, липариты, муджиериты,

трахиандезиты, трахиты и риолиты. Причем во внешних (приокеанических) зонах преобладают базальты и андезиты, которым подчинены дациты и липариты. Во внутренней зоне к щелочным оливиновым базальтам присоединяются трахиандезиты, трахиты и щелочные липариты [Куно, 1970]. В своих более ранних работах Х. Куно разделял нещелочные базальты Японских островов на гиперстеновые и пижонитовые. В основной массе первых представлены ромбический или как ромбический, так и моноклинный пироксен, в основной массе вторых — только моноклинный пироксен (авгит, ферроавгит или пижонит). Кроме того, гиперстеновые базальты характеризуются присутствием иногда фенокристов роговой обманки и (или) биотита. Они соответствуют примерно известково-щелочным базальтам, тогда как пижонитовые базальты — толеитам (об этих сериях нещелочных базальтов и их дифференциатов — ниже).

Щелочные и нещелочные серии вулканитов выделялись еще В. Бреггером и Дж. Иддингсом в конце XIX в. Среди нещелочных пород островных дуг по площади, по-видимому, преобладают андезиты (андезитовая линия). Однако отношения распространенности различных типов пород весьма изменчивы.

Приведем следующие данные по оценкам А. Миясиро [Miyashiro, 1974] (преобладающие породы показаны разрядкой).

Вулканы	Островные дуги	Породы
Амаги	Идзу—Бонин	Базальты, андезиты, дациты, риолиты
Мийяко-Джима	Идзу—Бонин	Базальты, андезиты
Азама	Японская (северо-восточная часть)	Андезиты, дациты, риолиты
Тофуа	Тонга	Андезиты, дациты
Макалеулеу	Кермадек	Базальты, риолиты
	<b>Островные дуги в целом</b>	
	Идзу—Бонин	Базальты, андезиты, дациты
	Марьянская (северная часть)	Базальты, андезиты
	Курильская (центральная часть)	Базальты, андезиты
	Курильская (южная часть)	Базальты, андезиты, дациты

Здесь имеется в виду, что граница между базальтами и андезитами проводится разными авторами при содержании  $\text{SiO}_2$ , %: 52; 52,5; 53,5, а также по ряду других признаков [Miyashiro, 1974]. В среднем ее можно принять около 53 %  $\text{SiO}_2$  [Sugisaki, 1976]. В последнем случае отмечается отчетливая бимодальность: распространены андезиты и дациты с содержанием  $\text{SiO}_2$  55—60 и 65—68 % соответственно, но не породы с промежуточными значениями этого параметра.

Исследуя частоту встречаемости (процентное отношение ко всем четвертичным излившимся породам) в различных районах, Р. Сугисаки получил для базальтов общее падение значений (учи-

тывая наиболее представительные анализы вулканитов островных дуг) в ряду: Южные Сандвичевы острова—Идзуситито-Марианские острова—Новая Зеландия—Индонезия—Алеутские острова—Аляска—Камчатка—Тонга—Курильские острова—Меланезия—Япония.

В Центральной Америке доля базальтов варьирует между значениями для Курильских островов и для Камчатки (20—30 %), примерно на 10 % ниже доли большинства островных дуг и близко к значениям для Центральных и Северных Анд. Пропорции андезитов (%), наоборот, возрастают в следующем ряду (приблизительно обратном предыдущему): Южные Сандвичевы острова (~27)—острова Идзуситито—Бонин (28)—Новая Зеландия, Центральная Америка (35—38)—острова Тонга (43)—Центральные Анды (45—50)—Камчатка, Алеутские острова, Южные Анды, Индонезия, Северные Анды (близкие значения между 52 и 60)—Курильские острова, Япония, Индонезия (то же, между 70 и 75).

Максимальная распространенность дацитов, %: в Центральных Андах >60, в Греции 44, в Южных Андах 28. В Новой Зеландии и Центральной Америке их лишь немногим более 20, во всех остальных регионах — менее 20, причем на Южных Сандвичевых островах, в Индонезии, на островах Идзуситито, Марианских и в Меланезии — менее 10 % (при вычислении процентного содержания от общего количества излившихся пород в каждом данном регионе содержания 45—53 %  $\text{SiO}_2$  в опубликованных анализах или на петрохимических диаграммах принимались за пропорции базальтов, 53—65 % — андезитов и более 65 % — дацитов).

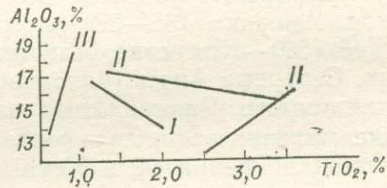
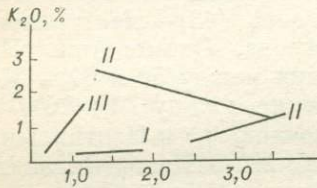
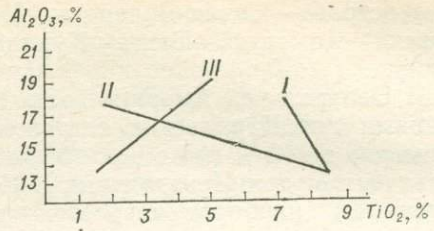
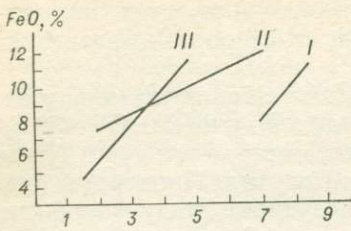
По отношению  $(\text{K}_2\text{O} + \text{N}_2\text{O})/\text{SiO}_2$  лишь небольшая часть анализов вулканитов срединно-океанических хребтов может быть отнесена к составам щелочных оливиновых базальтов, а большинство пород относятся к нещелочным основным породам [Macdonald, 1969 г.; Геофизика океанов. Т. 1, 1979]. Эти недифференцированные или слабодифференцированные породы в общем обнаруживают довольно значительное сходство с траппами древних платформ.

На вариационной диаграмме  $\text{FeO}^* - \text{MgO}^*$  серии базальтов срединных хребтов отчетливо выделяются как наиболее магнизальные по отношению к сериям океанических поднятий других типов и к сериям островных дуг. Между названными окислами имеется прямая линейная корреляционная зависимость. Отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  характеризуются также линейной зависимостью, но корреляция между ними обратная. Обособленными линиями представлены отношения  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  (прямая корреляция при общем низком уровне содержаний обоих окислов), а также  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , между которыми устанавливается обратная корреляционная [Золотарев, 1979] (рис. 24).

Средний состав нещелочных базальтов океанических островов (не связанных со срединными хребтами), по данным В. А. Кутолина (1972 г.), заметно отличается от среднего состава базальтов

\*  $\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ .

а



б

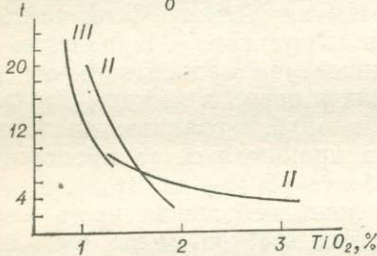


Рис. 24. Вариационные диаграммы [Золотарев, 1979].

а: I — срединно-океанические хребты, II — глыбовые поднятия, III — островные дуги; б: диаграмма В. Готтини,  $t = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ .

срединных хребтов. В первых обнаруживаются относительно большие содержания  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  с примерно одинаковым количеством FeO и меньше —  $Al_2O_3$ , CaO, MgO. Они содержат несколько меньше  $Na_2O$ , но больше  $K_2O$ , чем базальты срединных хребтов ( $Na_2O$  — от 2,63—3,1 до 2,05,  $K_2O$  — от 0,17—0,23 до 0,31 %) [Геофизика океанов. Т. 1, 1979]. (Диаграммы для базальтов океанических плит по материалам 14—29 рейсов научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер» [Initial Reports..., 1969—1979]).

Судя по отношениям содержаний кремнекислоты и суммы щелочных окислов, большинство малоизмененных вулканитов океанических плит, по материалам 14—29 рейсов «Гломара Челленджера», принадлежит к нещелочным базальтам и лишь меньшая часть относится к щелочным. Однако в результате низкотемпературных изменений в породах происходит приток воды, увеличение содержания щелочей, особенно калия и железа, а также переход последнего в окисную форму. Местами при этом отмечается убыль кальция, магния, отчасти кремнекислоты. В результате этих изменений почти все анализы сильноизмененных пород попадают в поле щелочных базальтов, если судить по отношению суммы щелочей

и кремнекислоты. Туда же относятся силлы диабазов и амфиболиты. Подобные же изменения, очевидно, происходят с базальтами срединно-океанических хребтов. С возрастом базальтов, т. е. в общем случае с удалением от гребней срединных хребтов, измененность пород в общем и среднем возрастает [Геофизика океанов. Т. 1, 1979].

Цифры среднего состава всех базальтов сводовых и глыбовых поднятий океанов уже вполне ясно показывают возросшую роль щелочных базальтов. Помимо почти двукратного увеличения содержаний  $TiO_2$  и заметного уменьшения  $Al_2O_3$  (по сравнению со средним составом базальтов срединных хребтов) на сводовых и глыбовых поднятиях отмечаются более высокие содержания  $Fe_2O_3$  при почти равных —  $FeO$ , отчетливо меньшие содержания  $CaO$  и  $MgO$ , значительно большая концентрация  $Na_2O$ , и особенно  $K_2O$  (последнего — почти на порядок больше) [Золотарев, 1979].

Между  $FeO$  и  $MgO$  устанавливается прямая корреляция в области относительно меньших содержаний  $MgO$  и с относительно малым возрастанием  $FeO$  при увеличении концентрации  $MgO$ . На вариационной диаграмме  $FeO-MgO$  линия для сводовых и глыбовых поднятий лежит в области меньших содержаний  $MgO$  по сравнению с линией, отражающей эти же отношения для срединных хребтов. Она наклонена более полого к оси  $MgO$  и более круто — к оси  $FeO$ . Для сравнительной петрохимической характеристики вулканитов островных дуг и активных окраин континентов, а также для сравнения океанических и континентальных рифтов и районов средиземноморского типа Р. Сугисаки предлагает использовать силика-индекс, предложенный в 1968 г. А. Сигимура.

Силика-индекс вычисляется по следующей формуле:

$$\theta = SiO_2 - 47(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3,$$

причем  $SiO_2$  выражается в весовых процентах, а остальные соединения — в молекулярных отношениях. Значение индекса увеличивается при изменении характера родоначальной магмы (от щелочной к толеитовой) и может быть использовано как указание насыщенности магмы кремнекислотой [Sigimura, 1968 г.]. Силика-индекс вулканических пород срединно-океанических хребтов, по данным этого исследования, колеблется в очень узких пределах (34—37).

Минимальные значения силика-индекса свойственны вулканитам континентальных рифтов и Средиземноморья, где развиты щелочные, особенно калиевые, серии (~20 и менее). Они повышаются до 30 и более в ряду вулканитов Ирана, Анд, Индонезии, Алеутских и Курильских островов, Камчатки, островов Идзуситито, Бонин и Тонга.

Наиболее четкие отношения получаются при сопоставлении содержаний  $K_2O$  и  $Na_2O$ , а также силика-индекса для различных групп пород. В данном случае берут четыре группы по содержанию  $SiO_2$ , %: 45—53, 53—57, 57,01—61 и 61,01—65.

В первой типично базальтовой группе наиболее щелочными и с низким силика-индексом являются базальты Кении и Танганьики (континентального рифта), а наиболее калиевыми — базальты Италии. Далее содержание щелочей падает и возрастает силика-индекс. Во второй группе (базальт-андезиты) наблюдается в общем то же самое, что и во всех последующих.

При рассмотрении отношений  $Al_2O_3$  и  $MgO$  оказывается, что линия дифференциации базальтов поднятий и островов, не связанных со срединными хребтами, выражает обратную корреляционную связь между названными окислами, так же как и для срединных хребтов (но в отличие от островных дуг). Однако с возрастанием  $MgO$  содержание  $Al_2O_3$  убывает значительно медленнее, чем в случае срединных хребтов. В области наиболее высоких содержаний  $MgO$ , т. е. наиболее основных базальтоидов, отношения сравниваются или становятся очень близкими.

Отношения  $K_2O$  и  $TiO_2$  показывают два тренда, соответствующие щелочной и нещелочной сериям. Первый тренд отвечает более высокому уровню концентраций  $K_2O$  и  $TiO_2$  и выражает обратную корреляционную зависимость  $TiO_2$  от  $K_2O$ , второй тренд с более низким уровнем концентрации окислов выражает прямую корреляционную зависимость  $TiO_2$  от  $K_2O$ .

Нещелочные серии вулканитов сводовых и глыбовых поднятий отличаются от таких же серий срединных хребтов значительно более высоким уровнем концентраций  $TiO_2$  и несколько более высоким содержанием  $K_2O$ . Аналогичное раздвоение отмечается в отношениях  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ : щелочной тренд обнаруживает обратную нещелочной — прямую корреляционную зависимость содержаний  $Al_2O_3$  от  $TiO_2$ .

Интересно обогащение многими малыми элементами океанических поднятий относительно срединно-океанических хребтов. По сравнению с последними базальты сводовых и других поднятий и вулканических островов заметно обогащены  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Cu$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $Zr$ ,  $Y$ , менее заметно —  $Yb$ . Почти на том же уровне находятся концентрации  $Co$ ,  $V$ ,  $Sc$ ,  $Li$ ,  $Ga$  [Золотарев, 1979].

Островные дуги характеризуются наиболее значительной дифференциацией по химическому составу вулканических пород. Если взять средний состав наиболее сравнимых пород, а именно базальтов с фиксированным количеством  $SiO_2$  (50 %) (по И. И. Абрамовичу и И. Г. Клушину, 1978), то по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов обнаруживаются несколько более низкие содержания  $TiO_2$ , слабопониженные  $FeO$  при слабоповышенных  $Fe_2O_3$  (отношение окисного железа к закисному соответственно повышено). В базальтах островных дуг несколько больше  $Al_2O_3$ , меньше  $CaO$  и  $MgO$ , почти на том же уровне концентрации  $Na_2O$  и довольно существенно повышено содержание  $K_2O$  (от 0,17—0,23 до 0,8—1,15 %). Аналогичные черты обнаруживаются в рассчитанных средних составах базальтов островных дуг и базальтов андезитовых формаций (что то же самое), опубликованных В. П. Золотаревым и в книге «Геофизика океанов» [1979].

Интересны результаты сравнения концентраций малых элементов в базальтах островных дуг и других океанических структур, в частности срединных хребтов. Если за исходный уровень отсчета взять содержания элементов в базальтах последних, то в базальтах островных дуг оказывается существенно меньше Cr, Co, Ni, V, Sc, Cu, Yb и Y. Увеличивается содержание только одного Ga и на том же уровне остается содержание Li [Золотарев, 1979].

Содержания FeO и MgO для вулканитов островных дуг связаны прямой корреляционной зависимостью (как и для базальтов остальных собственно океанических структур). Содержания того и другого окисла в целом значительно ниже, чем вулканитах срединно-океанических хребтов, но коэффициенты пропорциональности между ними относительно близки, что отражается в близком наклоне линий на вариационной диаграмме для срединных хребтов и островных дуг. Гораздо ближе концентрации FeO и MgO с таковыми эффузивов сводовых и глыбовых поднятий и океанических островов (имеются общие точки, где концентрации совпадают), но зато различны коэффициенты пропорциональности, что выражается в разном наклоне графиков.

Резко отличны отношения  $Al_2O_3$  и MgO, которые в вулканитах островных дуг связаны прямой корреляционной зависимостью, а не обратной, как в случае срединно-океанических хребтов и прочих океанических поднятий и островов.

Отношения содержаний  $K_2O$  и  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  связаны прямой корреляционной зависимостью, тогда как вулканитам срединных хребтов для последней пары окислов показана обратная корреляционная зависимость. Характерны в общем низкие уровни концентраций  $K_2O$  и  $TiO_2$ , отношения между которыми на вариационных диаграммах выражены короткими прямыми, расположенными близко к началу координат. Следует заметить, что дифференцированные вулканитовые серии островных дуг наименее магнезиальны сравнительно с сериями срединно-океанических хребтов и других поднятий океанов.

Весьма интересно, что на четырех вариационных диаграммах, построенных по средним статистическим значениям содержаний окислов в сериях вулканитов различных структур океанов и переходных зон, рассчитанных и опубликованных Б. П. Золотаревым для пар (соотношений) FeO—MgO,  $Al_2O_3$ —MgO,  $K_2O$ — $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ — $TiO_2$ , а также для отношения  $t$ — $TiO_2$ , где  $t = (Al_2O_3 - Na_2O)/TiO_2$ , линии, выражающие эти соотношения для вулканитов срединно-океанических хребтов, сводовых и глыбовых поднятий и островных дуг, занимают графически совершенно обособленные положения, т. е. средние статистические отношения названных окислов, и особенно их тренды, совершенно различны.

Этот результат является сам по себе весьма интересным как выражение некоторой общей тенденции, вероятно существующей в природе, хотя это еще требует неоднократной проверки. Однако надо иметь в виду, что для таких сложнодифференцированных комплексов, как вулканиты островных дуг, усредненные до одной

линии отношения окислов имеют ограниченное диагностическое значение. Фактически здесь для каждой отдельной дуги и даже для каждого отдельного вулкана можно построить свою вариационную линию. В совокупности эти линии образуют широкий веер, покрывающий значительную часть признакового пространства вариационной диаграммы. Если бы мы поставили перед собой обратную задачу: определить по заданному составу принадлежность некоторой ассоциации пород к одной из рассмотренных структур,— то, очевидно, их пришлось бы сравнивать не с единой линией для всех островных дуг, а с совокупностью таких линий для многих дуг. В этом случае результаты будут в ряде случаев далеко не такими определенными, как можно было бы предположить на основании суммарных вариационных диаграмм.

Необходимо особо отметить недостаток систематизированных данных по петрологии и петрохимии вулканитов окраинных морей и междуговых бассейнов. В литературе имеются лишь отдельные характеристики кернов неглубоких буровых скважин и т. п., по которым пока невозможно составить сколько-нибудь связную характеристику этих излившихся пород, обычно прикрытых более или менее мощным слоем осадков. В междуговых бассейнах юго-западной части Тихого океана (дуга Тонга и др.) были подняты образцы базальтов, сходных с таковыми срединно-океанических хребтов [Sugisaki, 1976]. Это указание, конечно, недостаточно для каких-либо сопоставлений на современном уровне изученности проблемы в целом.

При изучении петрохимии базальтоидов и их дифференциатов наиболее давнее разделение на щелочные и нещелочные (ряды или серии) оказалось недостаточным для ряда исследователей, особенно в случае островных дуг. Хронологически наиболее раннее разделение нещелочных серий Японских островов было сделано Х. Куно. В своих работах 60-х годов он выделил на японском материале следующие серии: 1) толеитовую, 2) высокоглиноземистых базальтов и 3) щелочных (оливиновых) базальтов.

Как топографически, так и по составу вторая серия занимает положение между первой и третьей. Вопрос о принадлежности вулканитов к той или иной серии решается с помощью вариационной диаграммы  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от  $\text{SiO}_2$ . Поле щелочных пород занимает на ней верхнюю часть; с понижением разделительной линии налево, т. е. в сторону оси  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , поле толеитовых серий находится внизу (ближе к оси  $\text{SiO}_2$ ), а поле высокоглиноземистых базальтов и их производных образует сравнительно узкую полосу между ними. Иначе говоря, высокоглиноземистые базальты представляют породы промежуточного состава между наиболее кремнистыми и наименее щелочными толеитами и наиболее недосыщенными кремнеземом щелочными оливиновыми базальтами. Именно для этого интервала составов характерна относительная обогащенность глиноземом, но для диагностики пород достаточно знать соотношение щелочей и кремнекислоты (рис. 25).

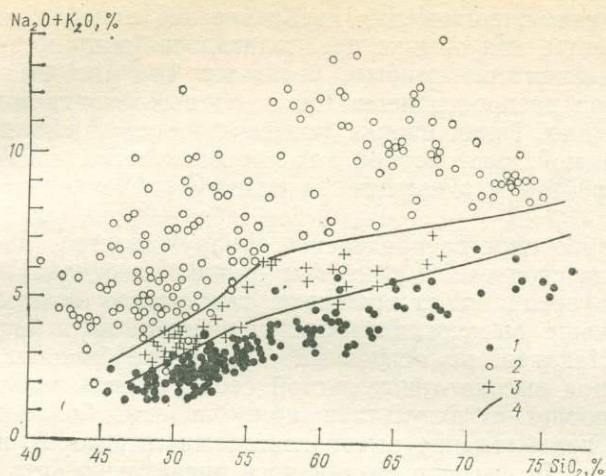


Рис. 25. Диаграмма отношений  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  для вулканических пород Японских островов (по Х. Куно [1970]).

Серии пород: 1 — толеитовая, 2 — щелочная, 3 — высокоглиноземистая; 4 — границы полей составов трех петрохимических типов эффузивов.

Согласно Х. Куно, для Японских островов и в ряде других случаев характерна пространственная зональность толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных серий в порядке расположения их от океана к Японскому морю и к Азиатскому континенту. По его данным подобная же зональность, за исключением зоны щелочных пород, намечается на Курильских островах. На Камчатке намечаются, по его мнению, все три зоны, хотя и со значительным перекрытием. На Алеутских островах, на западном берегу Аляски и в северо-западной части США зональность несколько более четкая. В Индонезии развиты в основном зоны высокоглиноземистых и щелочных базальтов и их дифференциатов. На о-вах Тонга, по Х. Куно, представлена только толеитовая серия. Во всех случаях, когда имеются две или три зоны, они расположены в указанном выше порядке, от желоба в сторону падения зоны Заварицкого—Беньофа.

Многие из японских, западно-европейских и американских петрологов и металлогенетов придерживаются и сейчас серий, выделенных Х. Куно, хотя, как мы увидим ниже, позднее предложены иные решения этого вопроса.

Статистическая обработка многочисленных анализов позволила Б. П. Золотареву [1979] выделить подобные же серии не только на островных дугах, но и на срединно-океанических хребтах, а также на океанических поднятиях и островах, не связанных с последними. При этом количественные отношения (встречаемость) между сериями во всех трех типах структур резко различны между собой.

На срединно-океанических хребтах резко преобладают не типичные толеиты, как обычно предполагалось [например, Sugisaki, 1976], а высокоглиноземистые базальты. Толеиты стоят на втором месте по распространенности, щелочных оливиновых базальтов очень мало. Такая оценка подтверждается также вариационной диаграммой, построенной для составов пород срединно-океанических хребтов и океанических плит [Геофизика океана. Т. 1, 1979].

Совершенно иное распределение обнаруживается (по Б. П. Золотареву) на сводовых и глыбовых поднятиях океанического дна. Здесь резко преобладают щелочные оливиновые базальты, значительно меньше высокоглиноземистых базальтов и еще меньше толеитов. Наконец, на островных дугах преобладают толеиты, меньше пород высокоглиноземистой серии и еще меньше щелочных. Два последних результата кажутся еще более неожиданными, чем преобладание высокоглиноземистых пород на срединных хребтах. До сих пор создавалось впечатление, что щелочные базальты занимают только вершины некоторых вулканических островов, а основная постройка состоит из нещелочных базальтов. Возможно, что по этой существенно подводной части океанических поднятий сделано относительно меньше анализов, чем по вершинным надводным (или мелководным) частям, что и сказалось на статистических результатах.

Преобладание толеитов, особенно в перспективе геологической истории, т. е. не только для четвертичных, но и для третичных вулканитов, действительно описано, с одной стороны, для Японских островов с их относительно мощной корой смешанного и континентального типа, с другой — для внутриокеанических островных дуг Тонга, Кермадек, Марианской. Однако по всем имеющимся данным состав вулканитов для разных островных дуг сильно различается. Потому общий статистический вывод представляется по крайней мере подлежащим проверке.

Имеется и другой вариант разделения нещелочных дифференцированных серий вулканических пород, который связан с двумя направлениями дифференциации и фракционирования базальтовых магм, описанных в свое время Н. Боуэном и К. Феннером. В первом ряду нормальных щелочноземельных пород (базальт—андезит—дацит—липарит) в поздних дифференциатах происходит в основном накопление кремнекислоты вместе с глиноземом и щелочами; во втором относительно меньше повышается кремнекислотность, но более отчетлива тенденция к накоплению железа в более поздних дифференциатах. Как известно, существенно дедуктивные предположения К. Феннера о существовании такого направления дифференциации были подтверждены, особенно примером сложной основной интрузии Скаэргард в Гренландии, с ее феррогаббро в качестве поздних дифференциатов. Подобные же ярко выраженные железистые конечные продукты дифференциации выявлены в сибирских траппах [Унксов, 1932 г.]. Базальтоиды с таким направлением дифференциации относятся к собственно

толеитовым сериям. Однако тенденция к накоплению железа в большинстве таких серий не так резко преобладает над тенденцией увеличения кремнекислотности и щелочности, как в упомянутых экстремальных случаях.

Выделяя среди нещелочных вулканитов островных дуг две серии с различными трендами дифференциации, А. Миясиро называет их соответственно известково-щелочной и толеитовой [Miyashiro, 1974]. Диагностическими являются в данном случае линейные и нелинейные отношения  $FeO^*$  и  $FeO^*/MgO$ , где  $FeO^* = FeO + 0,9Fe_2O_3$  (щелочи в диагнозе не участвуют).

Необходимо отметить, что линии дифференциации толеитовых серий различны для конкретных примеров (лав, отдельных вулканов или островных дуг) и образуют как бы веер от крайнего случая Скаэргардской интрузии, где почти не происходит повышения содержания кремнекислоты на поздних стадиях дифференциации, до линий дифференциаций, очень близких к линиям известково-щелочных рядов. Граница между толеитами и известково-щелочными сериями, показанная на соответствующих вариационных диаграммах в виде некоторой разделительной линии, как отмечает А. Миясиро, является в какой-то мере условной или точнее произвольной (рис. 26). Тем не менее эти два типа дифференциации в крайних выражениях резко различаются между собой и в целом отвечают определенным природным явлениям. Из японских исследователей такого же разделения серий придерживается Р. Сугисаки, причем он предлагает использовать для этого силика-индекс.

Вулканы с большим силика-индексом произошли из толеитовой магмы, богатой кремнекислотой, вулканы с малым индексом — из щелочно-базальтовой магмы; для известково-щелочных лав характерен свой интервал значений силика-индекса. Вместе с тем можно сказать, что островодужные известково-щелочные серии в целом отличаются от толеитовых более кислым составом. Это выражается в том, что многие из них не содержат базальтов и начинаются прямо с андезитов.

А. Миясиро считает известково-щелочные серии диагностическими для островных дуг. Однако его исследования, насколько нам известно, не распространялись на срединно-океанические

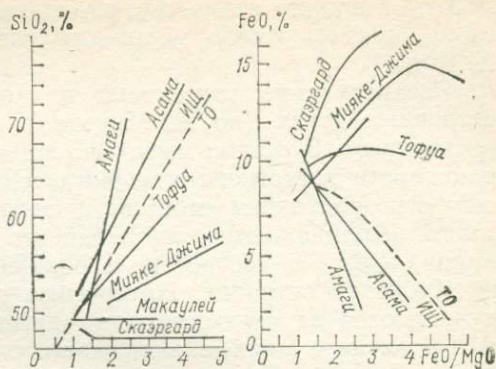


Рис. 26. Диаграмма отношений  $SiO_2$  и  $FeO$  к  $FeO/MgO$  для различных серий нещелочных вулканитов и пород интрузии Скаэргард [Miyashiro, 1974].

Штриховые линии разделяют поля толеитовых (ТО) и известково-щелочных (ИЩ) серий.

хребты и вполне возможно, что и там обнаружатся подобные же серии, как это имело место для высокоглиноземистых базальтов Х. Куно.

Распределение толеитовых и известково-щелочных серий на островных дугах (по А. Миясиро) представляется довольно непостоянным. В общем имеется тенденция к увеличению распространения известково-щелочных серий по отношению к толеитовым с возрастанием мощности земной коры. Однако известно много неожиданных отклонений от этой тенденции, к которым принадлежит, в частности, и большое распространение толеитов на Японских островах. Интересные различия в этом плане обнаруживаются на двух островных дугах, наиболее далеко выдвинутых в океан с минимальной мощностью коры квазиокеанического типа — Тонга и Кермадек, составляющих продолжение одна другой. Однорядная дуга Кермадек построена из маленьких островов, состоящих в основном из толеитовых базальтов с очень небольшим количеством андезитов той же серии. Однако здесь же присутствует ~10% дацитов известково-щелочного типа. Мощность земной коры в районе о-вов Кермадек ~15 км. Двойная дуга Тонга характеризуется еще меньшей мощностью земной коры (~12 км). Лавы ее четвертичных вулканов целиком принадлежат к толеитовой серии, но по составу это не базальты, а почти исключительно андезиты (с очень малой добавкой андезито-базальтов и андезито-дацитов).

Марианская островная дуга напоминает дугу Кермадек. Здесь также представлены в основном толеитовые базальты (но несколько менее основные, чем на о-вах Кермадек). Имеется немного андезитов как толеитовой, так и известково-щелочной серий.

Таким образом, существуют островные дуги, лишенные или почти лишенные известково-щелочных серий, которые образуются, вероятно, лишь при наличии достаточно мощной коры переходного или континентального типа [Miyashiro, 1974].

В распределении четвертичных вулканитов на Японских островах (по А. Миясиро) от океана к Японскому морю выделяются следующие зоны: 1) толеитовых и известково-щелочных серий с малым содержанием  $K_2O$  и  $Na_2O + K_2O$ , 2) толеитовых и известково-щелочных серий с более значительным содержанием  $K_2O$  и  $Na_2O + K_2O$  и 3) толеитовых, известково-щелочных и щелочных серий (рис. 27).

Таким образом, латеральная зональность определяется содержанием щелочей, а не принадлежностью к указанным сериям. Тем не менее А. Миясиро считает, что выделение высокоглиноземистых базальтов и их производных (по Х. Куно) нежелательно, так как «затемняет» отношения естественных серий пород. Он указывает, что некоторые из высокоглиноземистых базальтов Х. Куно принадлежат к известково-щелочной, а другие к толеитовой сериям.

При наличии полной зональности на океанической стороне островных дуг преобладают толеиты, а на континентальной развиты

Рис. 27. Зональность вулканизма Японских островов.

ВФ — вулканический фронт;  
 1 — зона преимущественно толеитовых базальтов с низким содержанием  $K_2O$  и суммы щелочей; 2 — зона высокоглиноземистых базальтов и их дифференциатов (по Х. Куно [1970 г.]), практически совпадающая с зоной известково-щелочных, а также толеитовых серий с более высоким содержанием  $K_2O$  и суммы щелочей (по А. Miyashiro [1974]); 3 — зона развития щелочных серий; а — вулканы с лавами соответствующих составов, б — наиболее значительные поля преимущественно оливинных щелочных платобазальтов на материке.



щелочные базальты. В то же время количество продуктов вулканизма уменьшается от вулканического фронта по направлению к континенту [Sigimura, 1968 г.], т. е. количество щелочных базальтов на континентальной стороне островов относительно мало. Эти соотношения прямо указывают на повышение щелочности вулканитов над более глубокими частями зоны Заварицкого—Беньофа, при уменьшении общего количества выплавленной магмы [Dickinson, Natherton, 1967 г.].

Первая, наиболее ранняя стадия вулканизма островных дуг часто характеризуется излияниями толеитовых базальтов, названных толеитами островных дуг [Jakes, Gill, 1970 г.]. Для последующих стадий дальнейшей эволюции вулканизма характерны известково-щелочные вулканиты. Некоторые исследователи считают, что характерным отличием типичных океанических толеитов является низкое отношение окисного железа к закисному [Engel e. a., 1965 г.], что связано с низкой летучестью кислорода и общим безводным характером лавы вулканов срединно-океанических хребтов.

Океанические толеиты представлены безводными эквивалентами толеитовых островных дуг [Nichols, Ringwood, 1973]. На сводово-глыбовых вулканических поднятиях и островах гавайского типа преобладают океанические толеиты, но в стадии замираю-

щего вулканизма появляются щелочные базальты, венчающие вулканические постройки.

Вполне вероятно, что выделение известково-щелочной и толеитовой серий представляется более обоснованным в соответствии с естественным путем дифференциации базальтовой магмы (хотя, как мы видели, резкой границы между ними в природе не существует). Однако для выявления зональности вулканитов, по крайней мере для Японских островов, если конечно полностью доверять результатам анализа Х. Куно, его разделение нещелочных серий дает более четкие и определенные результаты. Несомненным в любом случае является возрастание щелочности пород к континенту, т. е. в направлении падения зоны Заварицкого—Беньофа.

Крайним выражением возрастания щелочности, притом с калиевым трендом, является присутствие пород с рассеянным лейцитом, распределение которых представляет поэтому большой интерес [de Roeveer, 1975 г.].

В области западной окраины Тихого океана такие породы развиты на континенте около Японского моря — в Корее и Манчжурии, на Сихотэ-Алине (а также на Камчатке) и на побережье Среднего Китая, т. е. более или менее параллельно гирляндам островных дуг, но на большем расстоянии от глубоководных желобов. Однако это расстояние могло быть меньше во время излияний эффузивов, которые в основном являются третичными, поскольку с позиций тектоники плит образование окраинных морей путем раздвига кажется наиболее вероятным. Много подобных пород в Индонезии, преимущественно на островах Суматра и Сулавеси. Расстояние от желоба в первом случае составляет 300—350 км и, возможно, сравнимо с расстоянием до желоба в районе Японии и Кореи до раздвига Японского моря. Отметим также присутствие лейцитовых лав в Новой Зеландии.

Другим важным ареалом распространения лейцитосодержащих вулканитов является Присредиземноморье, как в западной, так и в восточной части. Это своеобразная область столкновения континентов с развитием особого типа вторичных океанических бассейнов и редуцированными проявлениями как субдукции, так и спрединга океанической и субокеанической коры.

Восточнее в Альпийско-Гималайской области лейцитосодержащие лавы пока неизвестны. Последняя к востоку точка, где они описаны, находится в Загросе вблизи побережья Персидского залива.

Переходный характер с позиций тектоники плит имеет также область распространения лейцитосодержащих пород на западе Северной Америки, вблизи поддвига Восточно-Тихоокеанского поднятия под континент и развития рифтовых зон Рио-Гранде и Калифорнии.

С другой стороны, щелочные лавы этого типа встречены также на отдельных океанических островах, в частности на островах Зеленого Мыса и др. Некоторые из этих островов рассматриваются как «горячие точки». То же относится к области Восточно-

Африканских рифтов, в южной части которых встречены лейцит-содержащие породы, так же как в районе рифта Бенуе и в западной Африке, а также в Восточной Австралии.

Согласно уже цитированной сводке Р. Сугисаки, содержание  $K_2O$  в эффузивах является наиболее высоким в Италии (4%), Кении и Танганьике (3,5%). В Эфиопии, Иране, Центральной Америке, Северных Андах, Греции — 2—3%. Оно резко падает в ряду Новая Зеландия—Индонезия, Южные Анды, Алеуты, Камчатка (у четырех последних  $\sim 1,6$ — $1,8$  %); Курилы—Япония—Идзу—Бонин—Тонга—Южные Сандвичевы острова (у последних членов ряда  $< 1$  %).

Сравнение химических составов в ряду: 1) хондриты, 2) модули лерцолитов в базальтах и кимберлитах, 3) базальты срединно-океанических хребтов, 4) андезиты островных дуг и 5) кислые вулканы и гранитоиды краевых вулкано-плутонических поясов континентов (где первые и вторые представляют примерные составы соответственно протопланетного вещества Земли и вещества ее мантии) — позволяет, по С. С. Шульцу (мл.) [1976], сделать определенные выводы о поведении различных химических элементов в ходе дифференциации земного вещества, протекающей в геодинамических условиях, моделируемых тектоникой плит. В частности, содержание «центробежных» (K, Na, Si и др.) и «центробежно-летучих» (C, Cl, P и др.) элементов увеличивается в ходе этого процесса, причем субдукция обеспечивает поступление все новых порций вещества океанической литосферы. В мантии, непосредственно подстилающей материковой, недостаточно центробежных элементов, чтобы из нее могла образоваться резко обогащенная ими континентальная кора, и это может служить, по С. С. Шульцу, решающим аргументом против фиксистского понижения эволюции Земли.

---

# IV

## СИНТЕЗ ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОКИНЕМАТИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

### ГЛОБАЛЬНАЯ КОМПЕНСАЦИЯ РАСШИРЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Спрединг (образование новой океанической литосферы) означает увеличение площади океанов. Субдукция (втягивание океанической литосферы в глубины мантии) ведет к сокращению поверхности в активных зонах перехода от океана к континенту. Эти два процесса противоположны по результатам. Фундаментальной посылкой тектоники плит является их глобальная взаимная компенсация, так что общая поверхность Земли остается неизменной. Впрочем, некоторые сторонники тектоники плит допускают, что в ходе геологической истории размеры Земли могли меняться в ту или иную сторону. Так или иначе разрастание (увеличение площади коры и литосферы) в системе океанических и континентальных рифтов сбалансировано поглощением (сокращением) в поясах развития зон Заварицкого—Беньофа. Другие процессы (например, складчатость), в прошлом приводившие к сокращению земной коры, также входят в этот баланс. С позиций тектоники плит они тесно связаны с субдукцией [Кропоткин, 1973, и др.].

Как разрастание, так и поглощение литосферы происходит на сейсмически активных границах плит, внутренние части которых асейсмичны. Применение к этим плитам эпитета «жесткие» означает в контексте дальнейшей разработки данной концепции, что расстояния внутри них не меняются. Такое допущение позволяет построить теорию их кинематики в ее геометрическом и механическом аспектах. Эта теория строится на основе признания глобальной сбалансированности направлений и скоростей перемещения плит вследствие их приращения или сокращения вдоль границ.

По О. Г. Сорохтину [1974, 1979 г.] зоны разрастания и сокращения литосферы располагаются в разных частях Земли, причем ареалы их расположения примерно равновелики. Симметрия, в общем, не выдерживается, что хорошо видно на схеме названного автора. В основном ее нарушает не центральное, а краевое положение ряда важнейших зон спрединга и субдукции в пределах выделенных ареалов.

Несомненно, однако, что пояса океанических рифтов и глубоководных желобов (зон Заварицкого—Беньофа) являются антиподами. Пространственная сближенность, а тем более соприкосновение тех и других наблюдаются в качестве редких исключений.

Можно указать в качестве таковых поведение океанических рифтов у западных берегов Южной и, особенно, Северной Америки.

Восточно-Тихоокеанское поднятие на севере уходит, как известно, под материк, на котором возникает зона континентальных рифтов или сходных с ними структур. Вместе с тем на этом участке прерываются глубоководные желоба и зоны Заварицкого—Беньофа. Таким образом, зоны спрединга и субдукции при встрече вырождаются: первая до состояния континентального рифта (с очень малой скоростью разрастания), вторая исчезает совсем. При этом в данном случае, конечно, большую роль играет наличие континента.

Южное окончание Новозеландской дуги сопрягается с Австрало-Антарктическим и Тихоокеанско-Антарктическим срединными хребтами в открытом океане. В этом случае сейсмичность и современный вулканизм островной дуги над зоной Заварицкого—Беньофа резко ослабевает через довольно протяженный отрезок, имеющий, по-видимому, характер трансформного разлома.

Описанные соотношения при всей их исключительности подтверждают противоположную роль рифтовых зон и структурных комплексов, связанных с зонами Заварицкого—Беньофа, а также представление о взаимной компенсации геодинамических процессов, происходящих в тех и других.

## КИНЕМАТИКА ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Кинематику относительных и абсолютных движений плит относят соответственно к движениям в системе отсчета, фиксированной относительно одной из плит, и в системе отсчета, внешней по отношению к плитам. Кинематике движений плит, главным образом относительных, посвящена почти половина текста капитального труда Кс. Ле Пишона, Ж. Франшто и Ж. Боннина [1977], изданного на английском языке в 1973 г. Главные положения этого раздела тектоники плит были разработаны в конце 60-х—в начале 70-х годов, и соответствующая, достаточно полная, библиография имеется в упомянутой сводке, что позволяет ограничиться лишь немногими ссылками.

## ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В зависимости от методов измерения различают «мгновенные» движения, направления и скорости которых измеряются в данный момент (т. е. в настоящее время), и «конечные», т. е. суммарные перемещения за какой-то конкретный отрезок геологического времени.

Отметим, что анализ кинематики возможных перемещений плит поставил перед исследователями ряд проблем из области, новой как для геологов, так и для геофизиков. Речь идет о геометрических построениях в первом приближении — на плоскости,

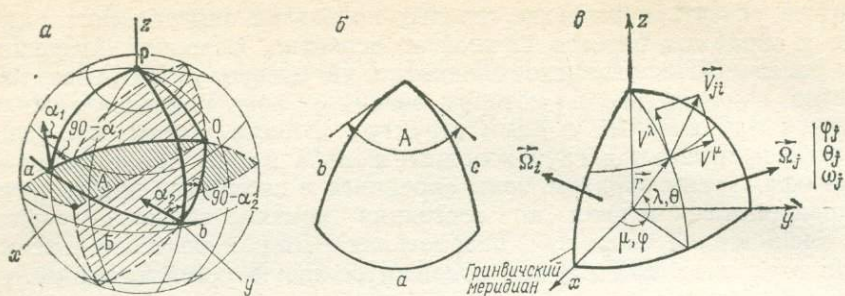


Рис. 28. Расчет параметров относительного вращения плит [Зоненшайн, Савостин, 1979].

*a* — определение полюса вращения по направлениям движения (*P* — северный полюс Земли; *O* — полюс вращения плит *A* и *B*; *x, y, z* — координатные оси, проходящие через центр и полюса вращения Земли); *b* — сферический треугольник; *c* — определение полюса вращения по векторам скоростей движения (решение задачи мгновенной кинематики двух плит, по Дж. Минстеру и др. [1974 г.]).

а в дальнейшем — на сфере и их математическом описании. При этом оказалось необходимым опереться на положения, разработанные (применительно к сфере) Эйлером еще в конце XVIII в. При анализе «мгновенных» движений оказалось возможным использовать приемы векторного анализа, а для описания «конечных» движений прибегнуть к матрицам.

Особое внимание в ряде работ было уделено анализу кинематики точек тройного сочленения плит с применением векторной диаграммы и треугольника скоростей. Изменения в этом случае происходят только вокруг тройного точечного соединения. Относительное движение двух плит может изменять свое направление во времени. В этом случае происходят геометрические перестройки на границе плит: деформации (скачки границы плит), асимметричные разрастания (усложнение конфигурации поднятия).

На примере экваториальной Атлантики было показано, что ориентировка крупных смещений, как правило, унаследована от направления первоначального раскрытия. Поскольку перемещения плит осуществляются на сферической поверхности Земли, они представляют собой вращения (согласно теореме Эйлера). При этом векторами являются угловые скорости. Точки пересечения каждой оси вращения с поверхностью Земли могут быть названы полюсами вращения. В эйлеровых полюсах вращения линейная скорость взаимного перемещения плит  $v$  равна нулю; скорость изменяется пропорционально синусу углового расстояния от  $O$  до полюса вращения. Траектория движения любой точки на сфере представляет собой окружность с центром, лежащим на оси, совпадающей с вектором  $\vec{\Omega} = \omega \vec{K}$  ( $\vec{K}$  — вектор единичной длины вдоль оси вращения,  $\omega$  — модуль угловой скорости) (рис. 28).

Для проверки гипотезы жесткости плит применяется построение карт в косо́й меркаторской проекции с осью, соответствующей эйлеровой оси. Такие проверки, выполненные почти для всех

границ плит, довольно убедительно показали, что в первом приближении плиты можно рассматривать как недеформируемые тела.

«Мгновенные» движения измеряются различно: геодезические методы могут быть наземными, космическими и астрономическими, в частности применяется геометрический метод спутниковой геодезии, лазерное зондирование Луны, радиоинтерферометрия с длинной базисной линией. Нужно, однако, заметить, что все прямые методы измерения относительных горизонтальных перемещений участков земной коры пока не дали определенных и тем более массовых подтверждений именно таких движений, которые соответствуют модели тектоники плит. Данные для зоны разломов Сан-Андреас являются скорее исключением. Возможно, что это связано с все еще недостаточной точностью и, главное, длительностью наблюдений.

Относительная скорость движения плит измеряется с применением косвенных методов, уже затронутых в других частях настоящей работы. Метод Ф. Вайна и Д. Мэтьюза [1974 г.] позволяет определить среднюю относительную скорость за последние несколько миллионов лет путем картирования магнитных аномалий на склонах срединно-океанических хребтов. Охарактеризованный метод наиболее применим в районах быстрого спрединга; там, где скорость спрединга незначительная, возможно шумовое влияние вертикальной разрывной тектоники и расчлененности рельефа.

Другой метод основан на эмпирической закономерности увеличения глубины дна океанов по мере удаления от гребней срединно-океанических хребтов. Наклон дна является функцией расстояния и обратно пропорционален скорости разрастания. Таким образом, глубина кровли коры позволяет установить возраст и относительную скорость ее формирования. Метод наиболее применим в районах быстрого спрединга, молодого возраста дна океана и его малорасчлененного рельефа.

Для поглощающих (деструктивных) границ плит был предложен метод измерения амплитуды поддвига суммированием сейсмических моментов землетрясений при предположении, что вдоль зоны субдукции происходят только последовательные дислокации. Сейсмические моменты определяются из эмпирической зависимости, связывающей их с магнитудой землетрясений, определяемой по поверхностным волнам. Сейсмический момент находится, хотя и достаточно приближенно, по амплитудам поверхностных волн. По известной сумме сейсмических моментов и площади зоны поддвига определяется скольжение (при значении упругой жесткости среды  $\mu$  порядка  $3,3 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup>). При сдвигах, происходящих по трансформным разломам, определения площади затруднительны, поскольку повышается температура, и уже на малых глубинах происходят не последовательные дислокации, а возникает ползучесть (крип).

Согласно последним данным [Ле Пишон и др., 1977] достигнуто приемлемое соответствие между скоростями сейсмического

скольжения в зонах субдукции при учете данных за последние 70 лет и скоростями спрединга, определенными изучением полюсовых магнитных аномалий. Неточности, связанные с эмпирическим характером оценки соотношений сейсмических моментов и скоростей поверхностных волн, значительно уменьшают ценность результатов при их использовании для измерения скоростей субдукции. Однако в настоящее время это единственный метод измерения относительного движения на поглощающих границах, который дает определенные результаты, совместимые с общей моделью тектоники плит.

Мгновенная относительная угловая скорость движения плит определяется координатами вектора скорости. Модуль и направление вектора относительной скорости измеряются на точках вдоль общей границы двух плит. Так определен, например, единичный вектор вращения Американской и Тихоокеанской плит. Вектор мгновенной относительной скорости движения плит обусловлен законом изменения относительной скорости с широтой спрединга. Эйлеров полюс вращения плиты определяется пересечением окружностей большого круга, перпендикулярных к направлению вектора относительной скорости в определенной точке. Построения производились с помощью ЭВМ. Также с использованием ЭВМ определялись координаты вектора мгновенной относительной скорости. Угловые скорости мгновенного относительного движения определялись с использованием матрицы ковариации.

Направление относительного движения определяется методом трансформных разломов. На продолжении трансформных разломов типа хребет—хребет и хребет—дуга остается пассивный след прошлых относительных движений плит, в то время как активная часть указывает современное направление движения. Конфигурация активной части зоны разломов определяется по смещению линейных магнитных аномалий. Для однозначного определения полюса относительного движения используют связь изменения кривизны окружности линии спрединга с изменением расстояния  $\theta$  до полюса вращения по закону  $1/(R \sin \theta)$ .

Метод определения механизмов в очагах землетрясений также применяется для установления направлений движения плит. При этом определяются знак и тип смещения по плоскости разрыва регистрацией этих знаков и типов смещения или направления и поляризации первых вступлений упругих волн вокруг эпицентра землетрясения. Могут быть использованы также регистрации поверхностных волн и данные об амплитуде свободных колебаний Земли. Точность определения направления относительного движения составляет  $10\text{--}15^\circ$ . Недостаток метода — альтернативные решения, т. е. установление направлений, различающихся на  $90^\circ$  (рис. 29).

Конечные движения плит определяют их относительное положение в фиксированный момент времени. Относительное положение в прошлом устанавливается путем совмещения конструктив-

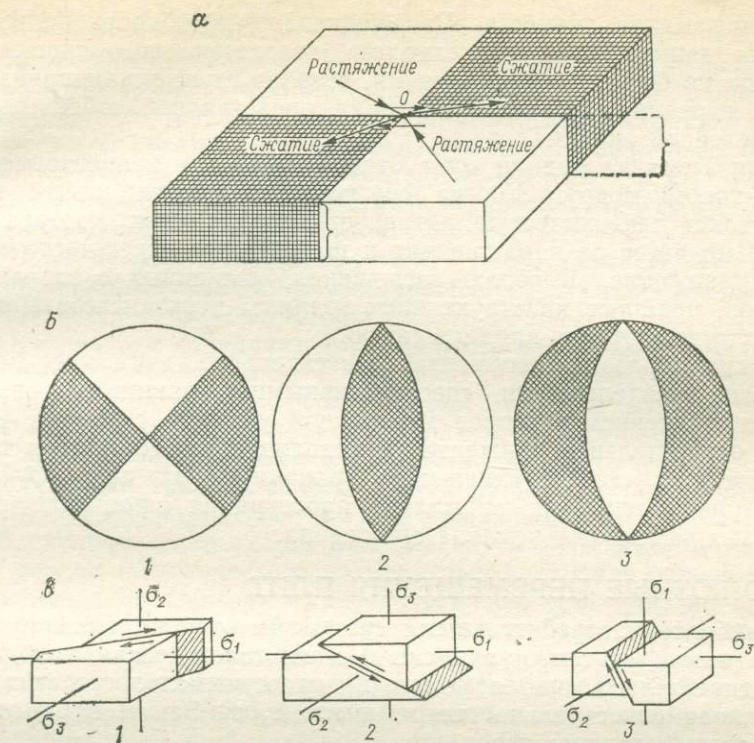


Рис. 29. Схема решения фокальных механизмов землетрясений [Зонешайн, Савостин, 1979].

*a* — принципиальная схема дислокаций в очаге землетрясения (по Д. Маккензи [1969]) (стрелки показывают направление движений в очаге, надписи в квадратах отмечают характер регистрации волн на сейсмостанциях); *б* — стереографические проекции типовых решений фокальных механизмов (1 — сдвиг, 2 — сброс, 3 — взброс, надвиг); *в* — типовые примеры смещений в очагах землетрясений (1 — сдвиг, 2 — взброс, надвиг, 3 — сброс).

ных палеограниц. Так, совмещение рифтогенных границ материков дает относительное положение плит до дрейфа, а совмещение осей магнитных аномалий определяет относительное положение двух плит в течение дрейфа. Совмещению границ с использованием геометрических критериев должен предшествовать геологический анализ совмещаемых материков. Использование геологических критериев позволяет компенсировать недостаточную точность геометрических данных, таких как линии изохрон, траектории миграции полюсов (определяются с точностью  $\sim 5^\circ$ ), очертания материков. Последние могут быть деформированы тектонической деятельностью, процессами эрозии и осадконакопления (образование дельт).

Восстановление относительного прошлого положения плит производится также совмещением отрезков траекторий их виртуальных геомагнитных полюсов. Метод совмещения полюсов был применен для определения относительных положений материков на основании палеомагнитных данных. Основным недостатком метода

является малая точность. Разрешающая способность палеомагнитных данных часто недостаточна, вследствие чего траектории никогда не бывают непрерывными, возраст их не устанавливается точно, и реально каждая траектория представляет собой полосу определенной ширины.

Ориентировка границ плит относительно дуг концентрических окружностей вокруг полюса соответствия в значительной мере определяет тектоническую активность на границах, которая может изменяться от наращивания к поглощению через чисто сдвиговое движение. В зонах поглощения, связанных с закрытием океанов, прошлые конструктивные границы могут исчезать в результате погружения плит в мантию.

Таким образом, современное относительное движение между плитами, разделенными «деструктивными» границами, определяется сложением векторов мгновенной угловой скорости. Простое относительное движение устанавливается только для плит, разделенных «конструктивными» границами, за счет изучения структуры магнитных аномалий, простирая прошлых трансформных разломов и наклона дна океана.

## АБСОЛЮТНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПЛИТ

Наиболее употребительными системами отсчета, внешними по отношению к плитам, являются: 1) магнитологическая, неподвижная относительно диполя Земли, 2) палеоклиматологическая, неподвижная относительно географической оси Земли и 3) отсчет относительно горячих точек.

При возможном в прошлом совпадении среднего положения магнитной оси с осью вращения Земли первая и вторая системы отсчета совмещаются. В этой системе зафиксирована ось, представляющая собой ось вращения и совпадающая с главной осью наибольшего момента инерции твердой Земли. Зафиксирована также плоскость  $XOY$  и существует дополнительная степень свободы, допускающая любое произвольное вращение плит вокруг оси  $Z$ . Предполагается также, что магнитное поле Земли, осредненное за несколько тысяч лет, симметрично.

Палеомагнитные исследования опираются на определения склонения  $D$  и наклонения  $J$  стабильной остаточной намагниченности образца известного возраста  $t$ , имеющего современные координаты. Вычисляются координаты  $x_p$  и  $y_p$  полюса магнитного диполя в эпоху, когда породы образовывались и застывали ниже температуры Кюри по нижеследующим уравнениям, связывающим его с направлением намагниченности в точке наблюдения:

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda \cos p + \cos \lambda \sin p \cos D;$$

$$\sin(\varphi_p - \varphi) = \frac{\sin p \sin D}{\cos \lambda_p};$$

$$\operatorname{ctg} p = \frac{1}{2} \operatorname{tg} J,$$

где  $p$  — угловое расстояние между точкой наблюдения и полюсом.

Положение полюса геоцентрического диполя воспроизводит намагничивающее палеополе, причем среднее значение склонения вектора намагниченности определяет направление палеомеридиана, а среднее значение наклона — угловое палеорасстояние  $\varphi$ . Вековые вариации магнитного поля Земли сглаживаются отбором образцов пород, образовавшихся за период  $10^5$ — $10^6$  лет. Предполагается отсутствие тектонических нарушений между точкой отбора образца и остальной плитой.

Магнитная палеоширота  $\varphi_p = \pi/2 - p$  (во время  $t$ ); при совпадении магнитного диполя с осью вращения Земли она же является географической палеоширотой.

При системе координат, в которой ось  $Z$  направлена вдоль оси магнитного диполя, долгота того или иного пункта является неопределенной. Однако изучение кривых миграции полюсов, жестко привязанных к соответствующим плитам, и совмещения отрезков этих кривых, относящихся ко времени, когда отдельные плиты были частями единого целого, дает возможность установить конкретную геометрию относительных положений плит.

В распределении систем палеомагнитных полюсов за длительный период геологического времени зафиксировано относительное движение плит (дрейф) и общее движение всех плит по отношению к земной магнитной оси (миграция полюсов) (рис. 30). Таким образом, для конечных перемещений среднее движение плиты относительно магнитного и географического полюса описывается кривой миграции полюса. При этом такая кривая может быть определена для одной плиты, в то время как палеоположения всех остальных плит найдены иными методами.

Использование палеомагнитных данных для установления «абсолютных» перемещений плит не всегда приводит к однозначным результатам. Это представляется естественным, если принять во внимание магнитную анизотропию, возможно, непредставительный отбор образцов, влияние локальных тектонических эффектов, нестабильности естественной остаточной намагниченности и ошибок определения наклона для осадочных пород и т. п. Геометрия геомагнитного палеополя исследуется с помощью статистической схемы вычислений по средним наклонам и склонениям в многочисленных пунктах палеорекоstructions.

Для частей плит, покрытых океанами, в настоящее время разработаны косвенные методы получения первичных палеомагнитных данных. Методы основаны на изучении свойств наблюдаемых магнитных аномалий и позволяют определить направления намагниченности.

Палеомагнитные данные успешно служат для проверки палеогеографических гипотез и помогают установить приблизительное время соединения или распада плит. Таким образом, синтезируется общее представление об абсолютном движении каждой плиты в прошлом относительно оси вращения Земли.

Палеомагнитные данные сравниваются с конкретной палеогеографической реконструкцией, чтобы достичь лучшей группировки

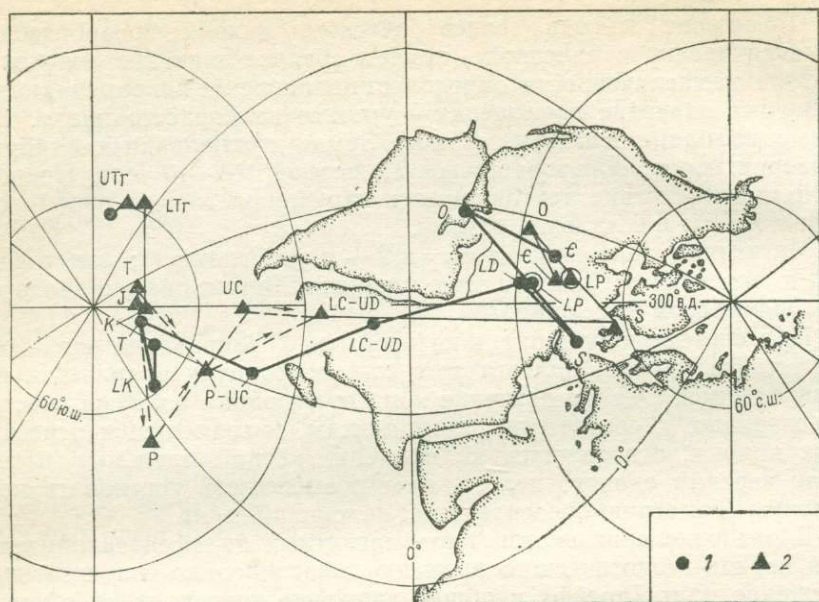


Рис. 30. Соответствие траекторий южных полюсов для Африки и Южной Америки в палеогеографической реконструкции [Буллард и др., 1977 г.].

Северная Америка (неподвижна) показана в современном положении.  
 Полюсы: Tr — третичный; K — меловой; J — юрский; T — триасовый; P — пермский; S — каменноугольный; D — девонский; S — силурийский; O — ордовикский; E — кембрийский; LP — нижнепалеозойский (среднее положение). Буквы V и L означают соответственно поздний и ранний. 1 — Южная Америка; 2 — Африка.

палеомагнитных полюсов по сравнению с расположением полюсов относительно современной конфигурации плит. Палеогеографические реконструкции по одним только палеомагнитным данным менее надежны, поскольку иногда совмещаются кривые миграции полюсов, возраст которых установлен неточно.

## ОБЩЕМИРОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И БАЛАНС ДВИЖЕНИЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Исследование относительных и абсолютных перемещений плит позволяют создать глобальную кинематическую модель поверхности, включая проявления неотектоники (деформации на границах плит за последние несколько миллионов лет). Для построения такой модели необходимо установить минимальное число плит, определяемое наличием для каждой пары граничащих между собой плит такой границы, вдоль которой возможно однозначное изменение относительного движения плит; эти плиты должны охватывать большую часть поверхности Земли.

В 1968 г. Кс. Ле Пишоном была предложена модель для шести плит; движения вдоль конструктивных границ этой модели были

измерены и по ним вычислены движения вдоль деструктивных границ. При измерении движений векторы мгновенных относительных вращений определялись способами трансформных разломов и градуировкой полосовых магнитных аномалий по Ф. Вайну и Д. Мэтьюзу. На основании данных о движении вдоль пяти конструктивных границ были выделены плиты: Американская, Евразийская, Африканская, Индийская, Антарктическая и Тихоокеанская. Сводка данных о современных векторах относительной скорости движения между шестью плитами имеется в работе Кс. Ле Пишона и др. [1977].

Дополнительные плиты, введенные позднее, отличаются меньшими размерами (Наска, Сомалийская, Филиппинская, Аравийская, Карибская и Кокос). Некоторыми авторами дополнительно оконтуриваются еще 10 плит, для которых параметры относительного движения в настоящее время не определены (Китайская, Персидская, Турецкая, Тонга, Эгейская, Новогбридская, Адриатическая, Скотия, Хуан-да-Фука и Ривера). Наиболее крупные из них — Сомалийская и Китайская — не играют большой роли в общем балансе перемещений плит, так как малы скорости наращивания — поглощения литосферы на их границах (подчеркнем, что все дополнительные 16 плит к схеме Кс. Ле Пишона занимают менее 15 % площади Земли).

В 1971 г. В. Морганом предложена глобальная модель 15 плит, с учетом новых в то время определений мгновенных векторов вращения. Однако Кс. Ле Пишон и др. [1977] считали, что из этого числа нужно исключить по крайней мере Китайскую и Персидскую плиты (плохо определяемые сейсмическими данными), а также малую плиту Хуан-да-Фука.

В более новых схемах большая Американская плита делится на две (Северную и Южную) Карибской плитой и широтной сдвиговой границей.

Наиболее современную глобальную модель составляют следующие 14 плит: 1) Тихоокеанская, 2) Северо-Американская, 3) Евразийская, 4) Южно-Американская, 5) Африканская, 6) Индо-Австралийская, 7) Антарктическая, 8) Наска, 9) Сомали, 10) Филиппинская, 11) Аравийская, 12) Карибская, 13) Кокос и 14) Скотия (см. рис. 3) [Hamilton, 1977].

Для этой модели рассчитаны мгновенные векторы движения между соседними плитами, как на основании прямых данных на конструктивных границах, так и вычисленные в основном на поглощающих границах. В сложнопостроенном Альпийско-Гималайском поясе малые промежуточные плиты не принимались во внимание.

Отметим, что главные кинематические особенности схемы Кс. Ле Пишона сохранились во всех последующих моделях. Вместе с тем в них выдерживается соответствие современным сейсмическим данным. В новой модели, как и в прежних, имеются некоторые расхождения между скоростями, вычисленными по методу Кс. Ле Пишона и определенными по сейсмическим данным. Это

относится к ряду районов Средиземноморья и Среднего Востока, к Новой Гвинее, Индонезии и южной части Чили.

Изучение движений на границах плит приводит к заключению, что площади Атлантического и Индийского океанов постепенно увеличиваются, эффект этого увеличения компенсируется сокращением площади Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса.

Существует ряд неустойчивых зон в основном в районах тройного и четверного точечного соединения. Наиболее сложен характер Альпийско-Гималайской преимущественно деструктивной зоны. Сейсмический пояс в этом районе очень широк, очертания его размыты, конфигурация плит к настоящему времени точно не установлена. Предложено несколько схем сочетаний микроплит для Средиземноморья и Иранско-Гималайского региона.

Новые исследования Центральной Азии позволяют разбить слишком обширную Евразийскую плиту на ряд меньших подразделений. Они состоят в анализе сейсмичности широкой полосы, прилегающей к Гималаям, а также новых материалов космических снимков Тибета, Бирмы, Пакистана и Китая и некоторых районов СССР [Molnar, Tarponnier, 1978 г.; Tarponnier, Molnar, 1979 г.]. Эти данные существенно дополнены Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостиным [1979], которые приводят схему для Внутренней Азии, выделяя Индийскую, Индокитайскую, Китайскую, Амурскую и Охотоморскую плиты; Тибетскую, Таримскую, Джунгарскую, Монгольскую и другие микроплиты и блоки.

---

# V

## ГЛУБИННЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

---

В работах части основоположников гипотезы тектоники плит нет или почти нет упоминаний о глубинном механизме, либо говорится, что он может быть различным или оставаться неопределенным. Таким образом, часть системы новой глобальной тектоники, охватывающая бесспорные и гипотетические процессы в литосфере, в значительной мере «работает» независимо от гипотетического глубинного механизма. Степень достоверности и возможности верификации наблюдениями весьма различны для модели кинематики литосферных плит и предлагаемых гипотез глубинного механизма и действующих сил. Оба эти обстоятельства объясняют и оправдывают параллельное существование несколько различных подходов к этой проблеме.

Предлагаемые модели можно разбить на две большие группы: связанные и не связанные с конвекцией в мантии. Первая из них еще подразделяется на модели тепловой и нетепловой конвекции, а по другому признаку — на модели конвекции только в астеносфере, в верхней мантии и во всей мантии. Гипотеза конвекции в глубинах Земли, как известно, не обязательно связана с тектоникой плит и обсуждалась в литературе независимо от нее и до ее появления. Очевидно, однако, что конвективный механизм на глубине наилучшим образом гармонирует с конвейерным механизмом перемещения литосферы. Естественно, что в начале 60-х годов, в течение нескольких лет после появления тектоники плит и ее первых успехов, именно конвекция в мантии представлялась наилучшим и для многих единственным возможным объяснением глубинного механизма и движущих сил тектоники плит. Однако уровень современной науки и самой концепции плит не позволил остановиться на чисто умозрительном утверждении, что такой процесс существует или, точнее, должен существовать. Необходимо было подтвердить это теоретическими и (или) экспериментальными работами. Довольно многочисленные попытки осуществить на практике эти работы выявили большие трудности. Противники и критики самой идеи мантийной конвекции, особенно в более ранние годы, указывали, что в мантии, расслоенной по составу и плотности, она вообще невозможна, так как различия плотностей слоев должны быть значительно большими, чем различия плотностей, связанные с температурным режимом (при тепловой конвекции). Позднее

было выполнено немало расчетов, исключаящих это чисто качественное возражение.

Позитивный подход к моделированию тепловой конвекции в мантии еще не обеспечивал успеха в построении таких моделей, которые были бы достаточно связаны с экспериментальным или фактическим материалом. Поэтому возникла тенденция: не рассматривая конвекцию или любые другие неизвестные процессы внутри мантии, попытаться создать теорию движущих сил — собственно динамику литосферных плит только на основе того, что известно об их поведении в пределах литосферы.

Сторонники динамики плит, независимой от активного воздействия мантии, указывали еще и на то, что такие элементы поверхности, как хребты, желоба и разломы, отражают активность действующих сил. По их мнению, эти элементы не могут использоваться для построения моделей, если действующие силы исходят из подстилающей мантии.

Начнем рассмотрение именно с этих гипотез или моделей, которые нам представляются лишь частично охватывающими проблему. В то же время нельзя не признать, что в этом направлении проделана большая теоретическая работа, результатом которой были углубленный анализ возможных динамических условий движения литосферных плит и их моделирование на физической и математической основе.

Отказавшись от рассмотрения конвекции в мантии Земли, ряд исследователей задались целью вывести дедуктивным путем характеристику сил, перемещающих плиты, из поведения и свойств самих плит, какими они представляются на основании имеющихся фактических данных. В работах этого направления привлекались такие свойства плит, как плотность, усредненные и частные уровни возвышения, т. е. обобщенные характеристики рельефа, мощности литосферы и т. д.

В предложенных динамических моделях рассматриваются в качестве главных сил следующие: 1) направленные к зонам субдукции, 2) направленные от осей спрединга, 3) действующие в основании литосферных плит.

Независимо от конвекции в мантии силы первого рода могут быть обусловлены относительно высокой плотностью океанической литосферы в субдуцирующих частях плит, вследствие ее сравнительно низкой температуры по отношению к тем слоям мантии, в которые она погружается, а также фазовых превращений на глубине.

Силы второго рода также могут иметь, по крайней мере частично, гравитационную природу, если представить себе возможность соскальзывания литосферы с гребней срединно-океанических хребтов.

Силы, действующие в основании плит, в заведомо грубой схеме можно представить как силы трения между литосферой и подстилающей мантией. Известно, что трение в основании субдуцирующих плит рассматривается как источник тепла, порождающий

островодужный вулканизм. Соотношения астеносферы и литосферы на нижней границе последней более проблематичны.

Если даже принять, что причины перемещения плит полностью заключаются в самой литосфере, едва ли можно предположить, что подстилающая более пластичная астеносфера остается неподвижной. Очевидно, в ней должны возникать течения, хотя бы вызванные движением плит и охватывающие только приграничные слои. Таким образом, силы сопротивления движению плит лишь в очень грубом приближении могут быть уподоблены силам трения, приложенным к границам двух сред.

При наличии астеносферных течений любого происхождения в зависимости от их направления и скорости относительно движения плит силы воздействия астеносферы на литосферу могут быть либо движущими, либо силами сопротивления. В любом случае движущие и противодействующие силы, приложенные к плитам, должны быть уравновешены, поскольку ускорения движения плит не наблюдается.

Исходя из этой посылки, ряд исследователей во второй половине 70-х годов (например Д. Форсайт и С. Уеда, Чэппл и Туллис и другие) пытались подойти к определению сил, движущих плиты, расчетным путем (с применением ЭВМ) или хотя бы выяснить их относительное значение. В части предложенных моделей правдоподобный баланс сил был достигнут при допущении, что наибольшее значение имеют силы, направленные к зонам субдукции; именно они являются главными, а спрединг представляется производным явлением.

Изучение землетрясений внутри океанических плит показало, однако, что вдали от срединных хребтов действуют силы сжатия, а не растяжения, как следовало бы из модели преобладающего или единственного действия сил, направленных к зонам субдукции. Сжатие наблюдается даже около желобов. В связи с этим были предложены другие математические модели, согласно которым значения сил, направленных к зонам субдукции, сил сползания со срединно-океанических хребтов и сил сопротивления волочению в основании плит примерно одного порядка. Эти модели также математически корректны.

При данной постановке проблемы в основе всего изначально лежит движение плит согласно принятой глобальной системе (в данном случае из 12 плит). Следовательно, в этой системе не должно быть больших противоречий в поведении отдельных плит. Если бы такие противоречия обнаружались, это было бы указанием на действие каких-то других значительных сил (внешних по отношению к системе двигающихся плит).

Особую проблему представляет определение порядка значения действующих напряжений. Имея в виду высокую прочность горных пород земной коры и, вероятно, мантии, первоначально казалось очевидным, что в системе движущихся плит должно существовать очень большие напряжения. Однако дальнейшие разработки показали, что динамика плит, независимая от активного воздействия

нижележащих слоев мантии, подразумевает поразительно малые напряжения.

Предложены решения нескольких уравнений, приближенно описывающих движения литосферных плит над астеносферой при наличии сильной корреляции отношения напряжений к действующим силам в зависимости от температуры. Так, если принять, что плиты движутся в настоящее время со скоростями, меньшими предельных (установленных наблюдениями), то по расчетам верхний предел напряжения порядка первых десятков бар. Соответствующие вязкости астеносферы  $\sim 10^{19}$  П. Фактически напряжения могут быть несколько большими за счет очень большой длительности времени, необходимого для достижения стабильного состояния (порядка сотен млн. лет), т. е. скорость процесса очень мала. Однако и с этой поправкой напряжения, вызывающие движения плит, остаются весьма малыми, поскольку значительные (в несколько раз) превышения стрессов над расчетными должны вызвать большие тепловые потоки в течение относительно коротких промежутков времени (порядка десятков миллионов лет) и тем самым противодействовать слишком значительным отклонениям от рассчитанных значений возможных напряжений.

Предельные значения стрессов и скоростей движения плит ограничивают также возможное общее нагревание трением на всей поверхности их границ с астеносферой. Если бы эти величины могли превышать предельные значения, то повсеместно должны были бы проявляться какие-то теплорассеивающие процессы, которые, однако, не обнаруживаются.

В качестве подтверждения невысоких значений напряжений, например, на сдвиговых границах плит приводится факт отсутствия сильных тепловых аномалий (например, на хорошо изученном разломе Сан-Андреас), хотя по другим признакам эти напряжения оценивались как значительные (порядка одного или нескольких килобар). Отсутствие тепловых аномалий пытались объяснить рассеянием тепла подземными водами, но это встречает серьезные возражения. Для оценки значения напряжений могут быть использованы сейсмологические данные. При этом, однако, приходится постулировать, что разрядка напряжений наиболее сильных землетрясений на границах плит близко характеризует полные значения соответствующих межплитных напряжений. Анализ редких внутриплитных землетрясений показал суммарное уменьшение стресса порядка первых сотен бар. Того же порядка напряжения рассчитаны для модели гравитационного соскальзывания плит со срединно-океанических хребтов.

Разработка моделей механизма движения системы литосферных плит вне связи с конвективными или иными перемещениями масс в более глубоких оболочках Земли привела к лучшему пониманию некоторых достаточно важных геодинамических проблем. Вместе с тем нельзя не заметить, что в модельных построениях такого рода не находят объяснения начало или существенные перестройки движения системы плит.

Согласно Д. П. Маккензи [1975 г.] предложенные неконвекционные модели не являются удовлетворительными решениями проблемы действующих сил и движущего механизма тектоники плит. Большинство из них не соответствует энергетическому балансу в отношении глобальной сейсмичности. Все значение сейсмической энергии мелких толчков с 1907 по 1955 г. оценивалось в  $6 \cdot 10^{24}$ — $6 \cdot 10^{25}$  эрг/год. Это нижний предел энергии, способный поддерживать движения плит, с которыми связаны мелкие землетрясения. Предложенные гипотезы, не связанные с конвекцией того или иного типа, как правило, не обеспечивают геологически достаточно длительного притока энергии указанного значения.

Принцип предполагаемой тепловой конвекции в пределах астеносферы, верхней или всей мантии сам по себе очень прост. С одной стороны, наиболее наглядные для геологов (и столь же простые) прямые структурные подтверждения или тем более доказательства существования этого процесса исключаются признаваемым наличием мощной литосферы, в которой, по общему мнению, подобная конвекция не протекает (по крайней мере в требуемых масштабах и формах); с другой стороны, для геофизиков действительно научный подход к решению проблем конвекции, очевидно, должен состоять в математическом описании этого процесса с помощью уравнений, включающих известные параметры состава и состояния внутренних частей Земли.

Ряд исследователей постулирует тот факт, что конвективная передача тепла при неограниченном времени протекания процесса и высоких температурах представляет собой универсальный процесс, проявляющийся лишь в разных формах во всех оболочках Земли. Поэтому возможен единый подход к количественной оценке различных типов конвекции, а также их общей классификации [Elder 1977 г.]. Основными параметрами для расчетов могут быть числа Релея, Прандтля, Рейнольдса, Кориолиса и других. Определяющими факторами являются реологическая характеристика (вязкость среды), масштаб конвекционных ячеек, граничные условия, степень и характер неоднородности среды, стационарность и нестационарность системы, ее геометрия, возможные или установленные изменения в состоянии вещества.

В отличие от неконвекционных моделей конвекционные вполне состоятельны с точки зрения общего энергетического баланса тектоники плит. Теплопотеря Земли составляет по расчетам  $\sim 10^{28}$  эрг/год, т. е. существенно превышает большее из приведенных выше вероятных значений энергии, связанной с перемещениями плит [Маккензи, 1970 г., перевод 1975 г.]

Наиболее простая схема тепловой конвекции была разработана в середине 60-х годов [Runcorn, 1962]. С тех пор был выполнен целый ряд работ, которые выявили существенные трудности и вместе с тем способствовали значительному углублению знаний и понимания данной проблемы. Можно сказать, что усложнение проблемы в работах, посвященных конвекционному механизму, с одной стороны, и разработка неконвекционных моделей, с дру-

гой — сделали в глазах многих слишком примитивным представление, что срединные хребты представляют просто вершины восходящих, а желоба — нисходящих ветвей конвекционных потоков.

Однако конвекционные потоки в мантии проявляются не только в движении литосферных плит, но и в других явлениях (например, внешнее гравитационное поле, относительно высокие средние значения теплового потока в океанах и т. д.), которые ранее объяснялись в связи с предполагаемой тепловой конвекцией, но независимо от тектоники плит. Теперь все эти данные увязываются с тектоникой плит и потому уже не могут считаться независимыми свидетельствами в пользу конвекции в мантии лишь при одном важном условии, что сама тектоника плит принимается как целостная концепция в ее современном виде.

Значительным препятствием для однозначного решения основных вопросов, связанных с конвекцией, является отсутствие общего аналитического решения уравнений конвекции в среде, вязкость которой непостоянна.

Проблема глубины, на которую может распространяться конвекция, связана с оценкой вязкости нижней мантии. Один из возможных путей такой оценки связан с формой геоида (различиях экваториального и полярного радиусов Земли) и с замедлением ее вращения вследствие приливного трения. Вязкость нижней мантии определяется некоторым несоответствием формы Земли с современной скоростью ее вращения, к которой она как бы не успевает приспособиться, именно вследствие высоких значений этой вязкости.

Однако другие исследователи показали, что эти же соотношения можно количественно обосновать, исходя из блуждания полюсов, но, согласно Д. П. Маккензи [1975 г.], при этом требуется большая скорость блуждания полюсов ( $> 20$  см/год), что не соответствует палеомагнитным данным. Все же он признает, что однозначного решения поставленного вопроса пока не достигнуто.

Высокая вязкость нижней мантии подтверждается некоторыми сейсмологическими данными. В зонах Заварицкого—Беньофа лишь в очагах не глубже 600 км обнаруживается компонента растяжения, тогда как в более глубоких очагах — только сжатия.

Примерно на этой критической глубине должен происходить фазовый переход, связанный с перестройкой кремневых тетраэдров в октаэдры [Anderson, 1967]. Более плотная фаза, по-видимому, является и более вязкой. Таким образом, имеются данные наблюдений и теоретические соображения в пользу высокой вязкости нижней мантии, что в известной мере подтверждает мнение о ее неучастии в конвекции по крайней мере в той форме, как это происходит в верхней мантии. Вопрос этот, однако, не решен с такой степенью достоверности, чтобы с уверенностью отрицать, например, зарождение в нижней мантии восходящих колонн вещества и энергии, на которых базируется гипотеза «горячих точек».

Резюмируя сказанное в целом ряде работ о моделях тепловой конвекции, Д. П. Маккензи [1975 г.] считает наиболее полезной

модель сферического слоя относительно небольшой вязкости, быстро убывающей с повышением температуры. Разогрев этого слоя происходит снизу (изнутри Земли). Сверху он ограничен плитами.

При выборе параметров для дальнейших расчетов следует считаться со средней годовой энергией землетрясений, скоростями движения плит, тепловыми потоками океанов, а также с искажениями орбит спутников в связи с глобальными аномалиями поля тяготения (формой Земли).

Одна из новых моделей предполагает наличие конвекционных потоков двух масштабов внутри мантии, причем учитывается известная независимость движений плит и подстилающей мантии и их двусторонняя динамическая взаимосвязь [Richter, McKenzie, 1978]. Движение масс вызывает перераспределение давлений, а как поверхностные деформации, так и состояние напряжений внутри погружающейся плиты зависят от возникновения дополнительного давления. Гравитационные аномалии, связанные с возвратным потоком от зон субдукции к зонам спрединга, также связаны с условиями, создаваемыми давлением.

Разница вязкостей двух слоев, которые выделяют в мантии согласно этой конвекционной модели, должна быть очень велика (в верхнем слое она меньше, чем в нижнем, с фактором  $\sim 500$ ). Мощность верхнего слоя не может быть больше 100 км (возможно меньше). Такая система из слоев различной вязкости и движущихся с разными скоростями вполне может поддерживать движение плит и создавать новые их границы. Низкая вязкость может быть результатом плавления очень малой фракции мантии, которая моделирует пониженные скорости под плитами.

Двухслойная модель находится в согласии с механизмом изостатических явлений (например, послеледниковое поднятие) и, в сущности, была предложена уже давно. Позднее к ней возвращались в связи с интерпретацией наблюдений затухания сейсмических волн [Anderson, 1967 г.]. Альтернативная модель однородной мантии с постоянной вязкостью исключается магнитудой длинноволновых гравитационных аномалий и другими параметрами состояния напряжений внутри погружающихся плит.

Эти важные ограничения в отношении формы мантийной конвекции вытекают из ряда непротиворечивых геофизических наблюдений при определенных допущениях, связанных с моделированием динамики плит, с новой конкретной моделью динамики плит [Richter, McKenzie, 1978].

С другой стороны, не оставлена мысль о возможности тепловой конвекции в пределах всей мантии, поскольку по некоторым расчетам, интерпретирующим современные геофизические данные, мантия в целом может быть достаточно однородной по вещественному составу [Davies, 1977 г., и др.]. Фазовые переходы, согласно этим же авторам, не исключают образования единых для всей мантии конвективных течений (и ячеек). Само по себе наличие зон аномальных скоростей прохождения сейсмических волн с этих

позиций указывает на нестабильность не только верхней, но и нижней мантии и ее способность к участию в конвекции. Для понимания этих процессов возможны по крайней мере две альтернативные модели мантии с послойным распределением вязкости: 1) со свободными границами сверху и снизу и поступлением тепла снизу и 2) в виде полупространства с перемещающимися границами и без подогрева снизу.

Конвекционные течения в нижней мантии исключаются по расчетам лишь в том случае, если ее вязкость менее чем в 1000 раз больше по сравнению с верхней, что не соответствует имеющимся данным. Таким образом, общемантийная тепловая конвекция не исключена. Нужно заметить, что при некоторых расчетах [Davies, 1977 г.] мантии условно приписываются свойства очень вязкой жидкости. В действительности она представлена твердым кристаллическим веществом, в котором перемещение масс возможно благодаря явлению ползучести. Однако механизмы ползучести субстанции все же иные, чем течения жидкости, хотя бы и очень вязкой. Этот вопрос отчасти освещен в связи с опытами деформации оливинов и гипербазитов. Однако анализ результатов не доводится до обоснования конвекции в мантии.

В некоторых новых работах параллельно рассматривается и сопоставляется несколько возможных вариантов моделей конвекции при различных принятых значениях теплопроводности, вязкости и других физических свойств мантии. Принимается в расчет вероятность как ньютоновской, так и неньютоновской реологии ее. Некоторые из этих теоретических построений довольно хорошо связываются с особенностями рельефа срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов и т. д. [de Vreemaeker, 1977], притом даже до таких деталей, как рифтовая долина. Расчетные мощности океанической литосферы на гребне срединных хребтов  $\sim 25$ , а у активного края континента 150 км, если принята вязкость литосферы  $3,5 \cdot 10^{23}$  П.

Расчеты моделей рассматриваемой группы могут зависеть не только от наблюдаемых и постулируемых свойств астеносферы и нижележащих слоев Земли, но и от свойств литосферы. Последняя может рассчитываться либо как упругий, либо как вязко-упругий или вязкий слой. Первый вариант принят в модели, предложенной, относительно давно [Liboutry, 1972]. Для упрощения задачи литосферные плиты приняты в качестве упругого слоя постоянной мощности однородного по своим физическим свойствам. Идеализированная граница с подстилающим слоем (трехслойная модель) представляет изобарическую поверхность, в среднем соответствующую верхней границе астеносферы (волновода). Вязкость ее принята однородной по всему слою, так же как вязкость нижнего слоя верхней мантии (мезосферы).

Расчеты скоростей, напряжений и наклонов изобарических поверхностей на глубину 100 км показали, что при указанных допущениях исключаются конвективные ячейки высотой порядка первых (до 300) километров и наиболее вероятной является высота

конвективных ячеек  $\sim 1000$  км. Позднее было показано несоответствие модели упругих литосферных плит наблюдаемым параметрам. Соответствующие расчеты дают очень высокие значения напряжений ( $\sim 10$  кбар) и слишком малые — мощности литосферы ( $\sim 25$  км) для промежутка глубоководный желоб-краевой вал. В связи с этим разработана модель очень вязкой литосферы (при значительно меньшей вязкости астеносферы). При вязкости литосферы  $10^{24}$  П и мощности 150 км получается наилучшее соответствие расчетного и наблюдаемого профиля глубоководного желоба — краевого вала. Растягивающие напряжения вблизи поверхности литосферы по этим же расчетам имеют значение  $\sim 0,6$  кбар, что представляется более приемлемым, чем значения, полученные исходя из модели упругой литосферы ( $\sim 3$  кбар). Важно отметить, что такого же порядка значения мощности и вязкости литосферы получаются при расчетах стационарной двумерной конвекции в верхней мантии с прямой (нелинейной) зависимостью вязкости от температуры. Однако есть факты, которые лучше согласуются с моделью упругой литосферы (например, отсутствие обнаруженных признаков прогибания литосферы под тяжестью подводных гор).

Некоторые сторонники тепловой конвекции (в качестве глубинного механизма тектоники плит) вместе с тем признают значение гравитационных сил, действующих на субдуцирующий край плиты вследствие ее относительно высокой плотности из-за низкой температуры и фазовых превращений на определенных глубинах. Этот взгляд является в настоящее время почти общепринятым. В ряде работ предлагаются идеализированные модели с математическим расчетом комбинации действующих сил сопротивления.

Новое решение проблемы глубинных течений было предложено Е. В. Артюшковым [1968 г.] и О. Г. Сорохтиным [1974] в виде гипотезы «химико-плотностной» конвекции. Согласно Л. И. Лобковскому и О. Г. Сорохтину, «чисто тепловая конвекция в нижней мантии мало вероятна или, скорее, даже вовсе невозможна [Геофизика океана. Т. 2, 1979].

Этот вывод основан на расчете численного критерия Релея, определяющего возможность конвекции в вязкой жидкости. При этом авторы принимают вязкость нижней мантии  $\sim 10^{26}$  П, согласно Д. Маккензи [1975], а также наиболее вероятные, по их мнению, значения ряда других параметров, определяющих число Релея. Расчет показывает, что критическое значение этого числа  $2 \cdot 10^3$ , выше которого конвекция становится возможной лишь при невероятно больших сверхadiaбатических перепадах температуры ( $\sim 2600$  °С), тогда как процесс конвекции препятствует сохранению сверхadiaбатических перепадов.

Химико-плотностная конвекция, по О. Г. Сорохтину, должна протекать в недрах Земли не из-за всплывания нагретого вещества, как при тепловой конвекции, а в результате скопления относительно легких порций мантии, которые образуются внизу у границы с ядром. Это связано с возникновением и непрерывным

ростом ядра за счет дифференциации прилегающей мантии и отдачи железа в ядро.

Обосновывая возможность этого процесса, Л. И. Лобковский и О. Г. Сорохтин приводят расчет нового численного критерия, заменяющего число Релея. Среди факторов, создающих подъемную силу, вместо произведения коэффициента теплового расширения и сверхдиабатического перепада температур в формулу этого расчета введено эквивалентное ему отношение среднего перепада плотности (за счет изменения состава вещества в зоне дифференциации) к значению самой плотности. Среди факторов, препятствующих конвекции (в знаменателе формулы), коэффициент температуропроводности заменен коэффициентом диффузии, выражающим скорость рассасывания химических неоднородностей (так же, как коэффициент температуропроводности выражает скорость рассасывания неоднородностей температурных). Для определения или, точнее, замены последней величины привлечена теория диффузионной вязкости по Магницкому, связывающая в одном уравнении вязкость, температуру, характеристику размеров кристаллов, параметры кристаллической решетки и ряд постоянных. Авторы расчета принимают далее, что в нижней мантии имеет место распад силикатов на сумму окислов, что в известном смысле приближает ее вещество к состоянию идеального (твердого) раствора.

В результате преобразований формулы расчетов с использованием теории диффузионной вязкости и теории растворов получается значение нового критерия, заменяющего число Релея, в пределах  $10^{17}$  LRg (новое число Релея)  $L10^{34}$ . Эти значения, очевидно, далеко превышают критическое число Релея для тепловой конвекции ( $Ra \approx 2 \cdot 10^3$ ).

Первоначально О. Г. Сорохтин [1974] считал, что конвекционные потоки должны пронизывать мантию по кратчайшему направлению, т. е. вертикально, соединяясь горизонтальными течениями гораздо большей скорости в переходном слое на границе ядра и в астеносфере. В уже цитированной работе Л. И. Лобковского и О. Г. Сорохтина приняты во внимание данные о резком различии строения мантии под океанами и под материками, где астеносфера залегает глубоко, резко редуцирована или даже не обнаруживается вовсе. Соответственно лишь под океанами можно предполагать сосредоточие горизонтальных мантийных течений почти только в астеносфере (а также относительно большие скорости этих течений). Под материками конвективные течения должны распределяться более равномерно в толще всей мантии и конвективные ячеи (или их части) рисуются приблизительно так же, как и сторонниками тепловой общемантийной конвекции (рис. 31). Нельзя не заметить, что резкий контраст условий и характера конвекции на границе океанов и материков хорошо увязывается со структурой активных континентальных окраин, но длительное существование пассивных окраин атлантического типа с трудом согласуется с этой моделью.

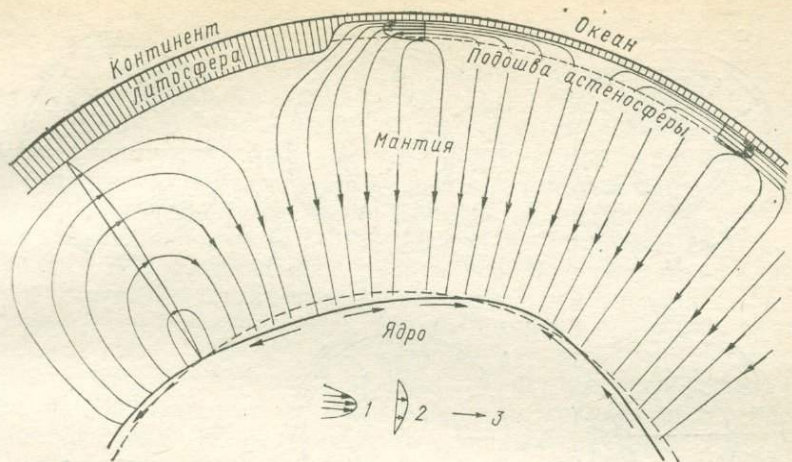


Рис. 31. Схема конвективных течений в мантии Земли [Геофизика океана. Т. 2, 1979].

Модель предполагаемого распределения скоростей течений в сечении астеносферного слоя. 1 — эпюры скоростей в астеносфере; 2 — то же, в мантии; 3 — направления течений в переходном слое ядро—мантия.

Согласно математической модели О. Г. Сорохтина, при данных параметрах, характеризующих мантию Земли, в ней может протекать либо одноячейная, либо двухъячейная конвекция. Большее число конвективных ячеек исключается по крайней мере при условиях принципиально сходных с наблюдаемыми ныне.

По расчетам автора, тепловой режим Земли различен при одноячейной и двухъячейной конвекции: в первом случае мантия разогревается, а ядро остывает; во втором, наоборот, остывает мантия, а разогревается ядро. При достижении известного предела ситуация становится энергетически невыгодной и двухъячейная конвекция сменяется одноячейной или наоборот. Таким образом, должна происходить периодическая смена распределения на Земле мест выходов восходящих потоков (зон дивергенции и конвергенции литосферы, собирания и расползания материков) (рис. 32). Периоды устойчивого сохранения (жизни) конвекционных ячеек по расчетам составляют  $\sim 200$  млн. лет. Автор расчетов сопоставляет эту периодичность с геотектоническими циклами, причем опирается на многочисленные определения радиогенного возраста гранитов наиболее точными методами (свинцовым, иногда рубидий-стронциевым). Следует, однако, заметить, что проблема цикличности, или глобальной периодичности, тектогенеза в истории Земли является одной из самых сложных и дискуссионных.

Скользкие границы геотектонических циклов, асинхронность сходных событий в различных областях «одноименной» складчатости (например, каледонской, герцинской и т. д., порой в пределах одной и той же области) неоднократно подчеркивалось рядом исследователей; некоторые на этом основании вообще отри-

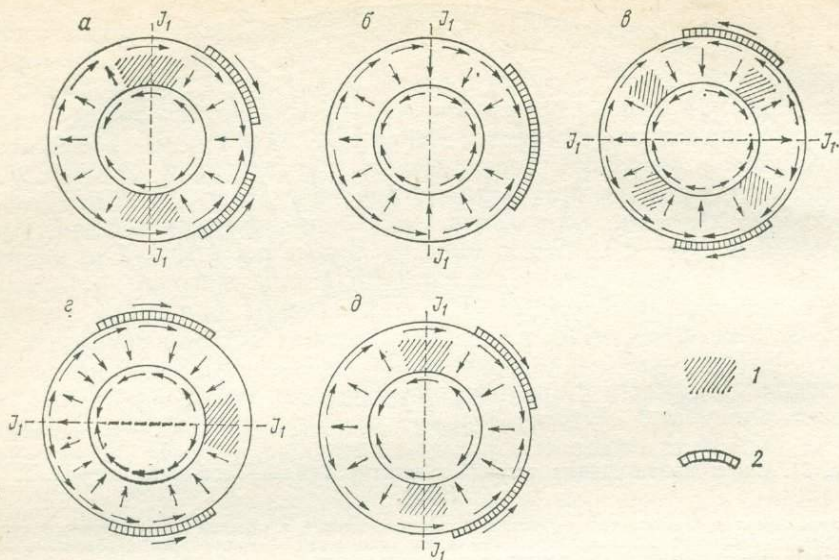


Рис. 32. Схема перестроек конвективных движений в мантии [Геофизика океана. Т. 2, 1979].

*a* — исходная одноячейная структура; *б* — переходная стадия от одноячейной к двухъячейной структуре; *в* — двухъячейная структура; *г* — распад двухъячейной структуры; *д* — возврат к исходной одноячейной структуре; 1 — застойные зоны; 2 — континенты;  $J_1$  — главная ось момента инерции Земли.

цают общемировую цикличность (или периодичность) (Т. Н. Спизарский), другие принимают ее с большими оговорками или в известной мере условно (А. Л. Яншин и другие).

Завершение геотектонического цикла в данном регионе знаменуется такими событиями, как перелом от геосинклинальной к орогенной обстановке, внедрение гранитных интрузий, отложение моласс и т. д. Этот перелом наиболее выражен в складчатых регионах, относимых к эвгеосинклинальным. Здесь он может быть приравнен с позиций тектоники плит к моменту образования коры континентального типа на месте океанической и переходной. Но наступление этого момента существенно зависит от местных или региональных условий, таких как взаиморасположение микроконтинентов, окраинных и междуговых бассейнов, островных дуг, в частности ширины депрессий, изменения во времени и скорости их разрастания и замыкания и т. д. Это как будто увязывается с некоторой асинхронностью конкретных геотектонических событий в пределах близких по времени развития складчатых поясов. С этим кругом вопросов косвенно связана проблема соотношений предполагаемых конвекционных потоков и ячеек с реально наблюдаемыми зонами спрединга и субдукции.

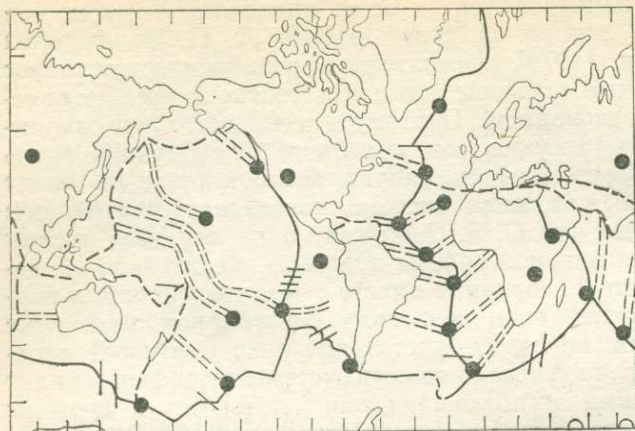
Уже было замечено выше о несостоятельности слишком прямолинейного толкования этих соотношений в том плане, что зоны субдукции возникают непосредственно там, где имеется ни-

сходящий конвекционный поток, а зоны спрединга — прямо над зоной восходящего потока. В новой работе Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина [1979] обстоятельно разобран этот вопрос и приведены основные примеры реальных соотношений, несомнимых с таким толкованием. Поэтому здесь достаточно напомнить всю сложность рисунка зон спрединга и субдукции вдоль Тихоокеанского побережья обеих Америк, которой никак не может отвечать какая-либо мыслимая система конвективных ячеек, тем более с ограниченным (по О. Г. Сорохтину одна или две) числом последних. Авторы названной работы довольно убедительно объясняют это несоответствие, сохраняя вместе с тем уверенность в первичной и определяющей роли конвекции в глубинном механизме тектоники плит. Тем не менее достаточно ярко выступает представление о существенной независимости системы литосферных плит с их наращивающими и поглощающими границами и системы предполагаемых конвективных мантийных течений. Речь идет даже о том, что горизонтальные течения в мантии, встречая субдуцирующую плиту, могут либо увеличивать, либо уменьшать ее наклон в зависимости от соотношения направлений течения и падения зоны Заварицкого—Беньофа [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Несомненно, такое положение сильно усложняет многие геодинамические вопросы и, в частности, анализ возможных соотношений сил, напряжений и вероятной генерации тепла в основании движущихся плит.

Характеризуя сводовые и глыбовые хребты в океанах, мы затронули выше проблему так называемых горячих точек, выдвинутую впервые Дж. Уилсоном в 1965 г. В настоящее время как в океанах, так и на континентах насчитывается ~200 таких мест, где в ходе геологической истории происходили перемещения в одну сторону вдоль какой-либо линии центров вулканической извержений. Это было истолковано перемещением литосферных плит над более или менее фиксированными выходами мантийных струй, образующих как бы горячие колонны, поднимающиеся из далеких глубин Земли. Проплавление этими струями верхних оболочек и создает центры вулканических извержений. Теории горячих точек и мантийных струй посвящено ныне довольно значительное число работ. В некоторых из них приводятся данные, указывающие на движения горячих точек в мантии иногда в сторону, противоположную движению плит. Однако в целом система горячих точек считается фиксированной, неподвижной относительно движущихся плит (рис. 33). Именно это позволяет определять абсолютное движение последних, как это сделано в ряде новых работ.

Весьма трудной представляется проблема отношения системы горячих точек и мантийных струй к конвекционным течениям, которыми обусловлены согласно преобладающим представлениям зоны субдукции и спрединга, поглощения и наращивания литосферных плит, а также в основном перемещения последних.

В некоторых работах выдвигалось предположение, что первичной конвекционной системой является именно система мантийных



● 1 // 2 ≠ 3 / 4

Рис. 33. Схема расположения горячих точек (по У. Моргану).

1 — горячие точки; 2 — генетически связанные с ними подводные возвышенности и цепочки подводных гор; 3 — границы, где происходит продвижение литосферных плит; 4 — границы, где происходит надрывание и поддвижение плит.

струй, которая и порождает ближе к поверхности Земли зоны спрединга за счет перетекания горячего мантийного материала сперва вдоль гребней образующихся таким образом срединно-океанических хребтов. Такое предположение, однако, трудно увязать с общей картиной размещения как горячих точек, так и срединных хребтов. Связь тех и других может предполагаться в отдельных случаях (таких, как известный пример хр. Китового и возвышенности Риу-Гранди в Южной Атлантике). Эти вулканические гребни расходятся более или менее симметрично в разные стороны от гребня Срединно-Атлантического хребта, что трактуется как результат раздвижения плит над горячей точкой на гребне или, точнее, под гребнем последнего. Однако много других горячих точек, по-видимому, не связаны, по крайней мере аналогичным способом, с рифтовыми системами. К тому же общие схемы движения плит предполагают смещение и срединно-океанических хребтов, что не согласуется с представлением об относительной фиксированности горячих точек. По-видимому, использование горячих точек в качестве реперов для анализа движения плит предполагает независимость двух систем горячих точек и литосферных плит с их границами.

Существование двух независимых друг от друга конвективных систем в глубинах Земли почти неизбежно предполагает различные уровни зарождения тех и других. Действительно, почти с самого появления идеи мантийных струй было высказано предположение об очень глубоком их зарождении (в нижней мантии) [Morgan, 1971]. Получается, что очаги разогрева последней должны иметь относительно точечный характер или во всяком случае по каким-то причинам создавать колонны нагретого вещества либо потоки энергии относительно изометричного сечения, которые доходят, однако, до самой поверхности литосферы. Па-

параллельно этому, вероятно, должны существовать конвективные потоки совсем иной конфигурации, которые, как полагают, обуславливают конвейерный механизм тектоники плит. Восходящим конвекционным потокам этой второй системы должны, как мы знаем, соответствовать зоны спрединга, нисходящим — субдукции. Что же касается конвективной системы мантийных струй, то об ее нисходящих и боковых течениях ничего не известно. Возможно, что они и не существуют отдельно от нисходящих течений другой конвективной системы.

Необходимо отметить, что модель химико-плотностной конвекции в мантии О. Г. Сорохтина совершенно не рассматривает проблему горячих точек и мантийных струй, оставляя тем самым в стороне и все явления, с которыми она связана [Сорохтин, 1974; Геофизика океана. Т. 2, 1979].

Наиболее ранняя отечественная публикация о вероятно решающей роли химико-плотностной или просто химической конвекции в глубоких недрах Земли принадлежит Е. В. Артюшкову [1968 г.]. Серия его работ по геодинамике завершилась монографией, где химическая конвекция определяется как «совокупность движений вещества в мантии, связанных с перераспределением в ней вещества с различной плотностью» [Артюшков, 1979].

Возникновение плотностных неоднородностей в глубоких недрах Земли он связывает с процессами образования ядра, которые продолжают в течение истории Земли и в настоящее время. Поскольку внешнее ядро Земли состоит из тяжелой жидкости, процесс отделения его вещества от нижней мантии в представлении автора связан с его выплавлением, миграцией тяжелого расплава вниз к границе ядра. При этом образуются относительно дезинтегрированные скопления остаточного вещества, более легкого, чем вышележащая недифференцированная нижняя мантия; скопления разуплотненного и структурно нарушенного вещества находятся в состоянии гравитационной неустойчивости по отношению к мантии и стремятся всплыть вверх, что является основой химической конвекции.

Однако, по Е. В. Артюшкову, сверхдиабатическая расслоенность мантии по плотности (очевидно связанная с вертикальной дифференцированностью по составу), вероятно, исключает формирование замкнутых конвекционных ячеек, поскольку вещество верхних слоев Земли не может участвовать в нисходящих конвективных потоках. Такая возможность при химико-плотностной конвекции, по О. Г. Сорохтину, должна быть связана с тем, что переход железа из мантии в ядро распределяется на много оборотов конвекционного механизма. Таким образом, химическая конвекция Е. В. Артюшкова отвечает его определению, приведенному выше, но не представлению о существовании в недрах Земли замкнутых конвекционных ячеек. Согласно его расчетам легкое остаточное вещество, образующееся у границы ядра, может преодолеть сопротивление вязкой мантии и подняться вверх лишь при том условии, что оно образует скопления — блоки диаметром  $\sim 100$  км.

Процесс аккумуляции блоков требует длительного времени, с чем, вероятно, связана периодичность их всплывания через интервалы ~200 млн. лет. Прорыв этих блоков через мантию оставляет за собой механически нарушенные и сильнонагретые «каналы», по которым в дальнейшем происходит подъем новой генерации блоков разуплотненного остаточного вещества.

Выделение потенциальной энергии при подъеме остаточного легкого вещества мантии должно вызывать разогревание примерно на 1000 °С, что вместе с понижением его плотности приводит к частичному плавлению и вторичной дифференциации уже в пределах верхней мантии. Наиболее легкие компоненты при этом достигают подошвы литосферы. Это аномальная верхняя мантия, которая обнаруживается под гребнями срединно-океанических хребтов в океанах, где ее поступление и растекание в стороны вызывает спрединг и формирование новой океанической литосферы. Но такая же аномальная мантия поднимается по глубинным каналам в определенных зонах материков, образуя континентальные рифты и эпиплатформенные орогены.

Попадая под окраины континентов, аномальная мантия вызывает явления субдукции, позволяя океанической литосфере начать погружение в относительно более легкое вещество. В дальнейшем плотность и гравитационная тяга субдуцирующей плиты увеличиваются благодаря превращению коровых базальтов в эклогит. Таким образом, по Е. В. Артюшкову, зоны субдукции не связаны с нисходящими конвекционными потоками в мантии, как в большинстве других моделей, а, наоборот, возникают только над зонами восходящих потоков вещества, т. е. субдукция является не причиной повышенного теплового потока на активных окраинах континентов, а следствием общей с ним закономерности.

Заметим, что расчеты теплового баланса зон субдукции в работе Е. В. Артюшкова (как и качественные соображения) говорят в общем за его модель по сравнению с представлениями о разогреве над субдуцирующей плитой вследствие трения. Вместе с тем модель Е. В. Артюшкова пока никак не связана с петрохимическими особенностями вулканизма зон субдукции по сравнению хотя бы со срединно-океаническими хребтами.

В рассмотренной модели спрединг океанической литосферы, перемещение материков и субдукция жестко взаимосвязаны и обусловлены распределением сжимающих и растягивающих напряжений в литосфере, которое в свою очередь связано с подъемом аномальной мантии с одной стороны под океанами, с другой — в области перехода от них к континентам. Образование зон субдукции в открытом океане не исключается полностью, но представляется маловероятным. Это несомненно подтверждается подчиненным распространением таких зон в настоящее время.

Недостаток места не позволяет более подробно рассмотреть геодинамику Е. В. Артюшкова применительно к тектонике плит. Добавим лишь, что, не связывая поднятия легких дифференциатов из глубин мантии с конвекционными ячейками какой-либо законо-

мерной формы, Е. В. Артюшков подходит к определению путей их проникновения в верхние слои Земли эмпирически. Предполагаемые им «каналы» соответствуют в основном линейным формам (например, в океане — срединным хребтам), но могут быть и изометричными, в частности трубообразными, как, например, пути движения мантийных струй под «горячими точками». Последние, таким образом, находят свое место в общей схеме. Всплыванием аномальной мантии под континентальные области можно объяснить (по Е. В. Артюшкову) также тектонические процессы на платформах, выражающиеся существенно в вертикальных движениях, т. е. в формировании поднятий и депрессий разных рангов. В местах положительных термических аномалий горячая аномальная мантия вызывает, по Е. А. Артюшкову, поднятия коры вследствие изостатических отношений. Наоборот, там, где мантийная часть литосферы была (или стала) относительно холодной, происходит относительно быстрое охлаждение аномальной мантии. Ее взаимодействие с корой при этих условиях приводит к фазовым переходам в базальтовом слое коры и к суммарному повышению плотности последней, а это в свою очередь должно вызвать опускание.

Большое значение придается в этой схеме влиянию первичных и вновь образующихся неровностей подошвы литосферы, являющихся либо «ловушками», либо «антиловушками» для аномальной мантии, которая поднимается снизу и затем растекается в стороны, вытесняя нормальную мантию астеносферы.

Е. А. Артюшкову в принципе удалось показать, что в рамках одной модели можно совместить геодинамическое обоснование вертикальных и горизонтальных движений и, в самом общем виде — тектонику океанов, переходных областей, подвижных зон, а также тектонику платформ.

Тектоника платформ оказывается связанной с тектоникой плит через геодинамическую модель глубинного механизма тектогенеза. Геодинамика Е. В. Артюшкова существенно опирается на оценки вязкости разных слоев мантии, полученные в результате исследований изостатических явлений, в частности послеледниковых поднятий северных щитов. Автор строит свои выводы на основании физически обоснованных формул и корректных расчетов. Однако, как он сам неоднократно подчеркивает, исходные параметры этих расчетов большей частью недостаточно точно определены.

Заканчивая этот обзор, можно сказать, что исследования глубинного механизма тектоники плит и вообще движения в глубоких недрах Земли сталкиваются с большими трудностями. Применение методов точных наук и математического аппарата не исключает резких противоречий и совершенно различных ответов на одни и те же вопросы, предлагаемых разными исследователями. Это связано с недостатком точных знаний о состоянии, составе и свойствах вещества глубинных оболочек Земли, вынуждающим вводить в расчеты весьма приближенные оценки необходимых параметров.

---

ДРЕВНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ И ПЕРЕХОДНЫЕ ОБЛАСТИ  
В СОСТАВЕ СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ

Анализ структуры и истории тектонического развития складчатых областей разного возраста, слагающих материки (включая фундаменты платформ), с применением модели тектоники плит неразрывно связан с актуалистическим подходом к этой задаче, т. е. с интерпретацией структурно-вещественных элементов указанных континентальных регионов как древних аналогов современных океанических и переходных элементов. Фактически имеют место широкие связи работ такого направления исследований не только с тектоникой плит, но и вообще с возрождением мобилизма во второй половине XX в.

Ряд известных работ 60-х и 70-х годов посвящен установлению океанической коры геологического прошлого (или, лучше сказать, древней коры океанического типа) в определенных структурно-формационных зонах складчатых областей, причислявшихся к разряду эвгеосинклинальных [Пейве, 1969; Тектоника Северной Евразии, 1980; Coleman, 1977, и др.]. В этих работах подчеркивается аналогия ассоциаций пород срединно-океанических хребтов и вообще океанических образований с офиолитовыми сериями складчатых областей эвгеосинклинального типа. В связи с важностью этой проблемы офиолитовые ассоциации привлекли особенно пристальное внимание во всем мире. Офиолиты стали предметом специального рассмотрения на ряде международных и региональных конференций, симпозиумов и т. д.

В полноразвитой офиолитовой ассоциации группы слагающих пород располагаются снизу вверх в следующем порядке:

- 1) гипербазитовый комплекс более или менее серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов, дунитов, в варьирующих соотношениях;
- 2) полосчатый габброидный комплекс, обычно содержащий кумулятивные перидотиты и пироксениты;
- 3) комплекс параллельных даек и выше — основных вулканитов основного состава, обычно шаровых (подушечных) лав;
- 4) эффузивно-осадочный и осадочный комплекс обычно относительно небольшой мощности. В последнем в типичных случаях преобладают кремнистые породы: яшмы, радиолариты и др., встречаются и реже существенно развиты тонкозернистые слои-

стые известняки. Подчиненное развитие имеют прослои различных сланцев и т. д.

Гипербазиты, как привило, в той или иной степени серпентинизированы. Офиолитовые ассоциации в целом часто подвергались метаморфизму различных ступеней, причем нередко внутри ассоциации наблюдается различие в степени метаморфизма: более изменены ультраосновные породы и менее — габброиды и др. Офиолитовые ассоциации очень часто представлены неполными сериями или перечисленные элементы входят в состав хаотических тектонических смесей. Весьма характерны тектонические границы как внутренние между указанными комплексами или их частями, так и внешние, ограничивающие офиолиты в целом сверху, и особенно снизу.

В литературе и решениях совещаний по проблеме офиолитов нередко справедливо подчеркивается, что употребление термина «офиолит» должно быть независимо от предполагаемого происхождения. В этой связи нельзя не отметить, что аналогия и тем более тождество всех офиолитов с океанической корой принимается не всеми специалистами, занимающимися этими вопросами. К этому мы еще вернемся в конце книги. Пока следует лишь сказать, что возможность конвергенции, различного происхождения офиолитовых или сходных с ними ассоциаций, особенно в неполных сериях, по-видимому, нельзя полностью исключить.

Затронутая тема имеет очень большое значение для применения модели тектоники плит при анализе истории развития складчатых областей. В самом деле, признание офиолитов бесспорным критерием распознавания океанической коры геологического прошлого, очевидно, исключает возможность их формирования на коре континентального типа, а следовательно, и существование нормальных (стратиграфических) контактов офиолитовых серий. Между тем в литературе можно найти много региональных описаний, в которых эффузивно-осадочная часть офиолитовых ассоциаций рассматривается как нормально залегающая на породах какого-то более древнего фундамента, а гипербазиты — в качестве более поздних интрузий. Правда, при этом чаще всего пишут о тектонических осложнениях этих предполагаемых отношений и даже о том, что нижние контакты офиолитовых серий, как правило, тектонические.

Многие геологи-съемщики — знатоки отдельных регионов — и теперь полагают, что такие соотношения встречаются в природе. Если даже в большинстве случаев тектонические границы офиолитов доказаны или вероятны, то весь геосинклинальный комплекс, включающий эти ассоциации, по их мнению, развивался на фундаменте континентального или даже, точнее, платформенного типа. Такая трактовка особенно характерна для Тянь-Шаньского региона, на базе которого в свое время зародилась идея «панплатформы», предшествующей развитию геосинклинальных, а затем складчатых систем.

Из сказанного ясно, что проблема океанической коры геологического прошлого тесно связана с проблемой аллохтонного залегания офиолитовых ассоциаций, а отсюда и с более общей проблемой развития шарьяжей и тектонических покровов в складчатых областях. Последняя представляется одной из труднейших в структурной геологии и применительно к ряду регионов является предметом длительной борьбы мнений.

Так, например, покровное строение Альп давно уже установлено достаточно твердо, и все же многие его особенности и детали остаются дискуссионными. В развитии представлений о структуре Алжирского Тель-Атласа был первоначальный период общего признания покровной структуры, затем период ее отрицания в 50-х годах и, наконец, современный период выявления, описания и довольно детального (в масштабе 1 : 50 000) картирования таких структур.

В Советском Союзе после неудач и ошибок короткого периода увлечения шарьяжами части советских исследователей во главе с М. М. Тетяевым структуры этого типа длительное время почти нигде не описывались, что, очевидно, свидетельствует о недостаточном внимании к ним и о предубеждениях, порожденных первыми неудачами.

Новые работы в ряде случаев обнаружили или подтвердили развитие тектонических покровов, например, на Урале [Пейве, 1971 г., 1974 г.; Камалетдинов, 1974 г.], в Тянь-Шане [Буртман, 1976 г.; Поршняков, 1973 г.], на Памире и в предыдущих регионах [Руженцев, 1976], на Кавказе [Книппер, 1975].\*

Шарьяжи закартированы и установлены бурением в Карпатах, описаны в Корякском нагорье, на Сахалине. Появились сведения о шарьяжах в Сихотэ-Алине, в хр. Черского, в Амуро-Охотском районе.

В качестве спутников шарьяжей на Урале, на Кавказе и особенно в Динаридах, в Загросе, в Центральном Иране и других местах в последнее время выявляются и уже описаны тектоногенные образования: меланж и олистостромы. Последние формируются перед фронтом надвигающихся тектонических покровов и, если они правильно определены, могут служить их дополнительным индикатором.

Однако в ряде складчатых регионов нашей страны существенные шарьяжные перекрытия, крупные тектонические покровы до сих пор не выявлены. Это отчасти может быть связано с недостаточной изученностью этих регионов в определенном методическом направлении. Вместе с тем имеющиеся данные, по-видимому, не позволяют предполагать, что все складчатые области и системы эвгеосинклинального типа обязательно имеют покровное строение.

Сопоставление эффузивных серий складчатых областей существ-

---

\* Нужно заметить, что среди бесспорных знатков тектоники Тянь-Шаня и Памира имеются твердые противники шарьяжей и покровного строения этих регионов (А. Е. Довжиков, Н. Г. Власов и другие).

венно известково-щелочного состава с вулканическими образованиями островных дуг или активных окраин континентов не встречает структурных ограничений и трудностей, которые связаны с отождествлением офиолитов с океанической корой. Однако и здесь встает проблема полной сравнимости составов.

Нужно иметь в виду, что сравнению подвергаются сложные комплексы, сочетающие не только различные элементарные породы, но частью представляющие сочетания нескольких рядов или серий, выделяемых, например, по петрохимическим признакам, характеру и направлению эволюции химического и минералогического составов и т. д. Такое сравнение методически не просто и может в принципе приводить к разноречивым или неясным результатам.

## ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ КОНЦЕПЦИЯ

Геосинклиальная концепция, как известно, противопоставляет кинематическое и динамическое развитие подвижных (геосинклиальных) зон и платформ, т. е. относительно недеформируемых жестких блоков или, если угодно, плит. В этой общей идее заключается элемент сходства обеих концепций.

На относительно поздних этапах развития теории геосинклиналей весьма важное место заняло выявление геоисторических закономерностей развития подвижных зон и областей. С этим были связаны предсказательные возможности концепции, которая в основе оставалась чисто эмпирическим обобщением.

После публикации известных работ Г. Штилле, и особенно Ю. А. Билибина и его последователей, особое внимание исследователей привлекла последовательность магматизма в геосинклиналях (складчатых областях). Разработка своего рода обязательного канона для эвгеосинклиналей и геосинклиналей вообще, казалось, была исключительно успешной; действительно, этот этап широких обобщений дал весьма ощутимые положительные результаты, особенно в качестве систематизированной общей основы для металлогении. Однако чрезмерная жесткость и детализация обязательных схем последовательности событий привели к определенным разочарованиям и критике.

Помимо многочисленных неувязок с новыми фактами в регионах, выявление внегеосинклиального магматизма, явлений тектоно-магматической активизации, вместе с открытием ряда других систематических исключений из правил, узаконенных в рамках геосинклиальной концепции, существенно ослабили ее как ведущее и главное обобщение в геотектонике. Кроме того, появление тектоники плит показало, что многие явления можно видеть и связывать между собой в совершенно ином ракурсе. В настоящее время среди геологов, принимающих тектонику плит, имеется две тенденции: одна из них сводится к стремлению полностью отказаться от геосинклиальной концепции и оставить в качестве

единственной теоретической основы геотектоники концепцию тектоники плит; другое течение сочетает последнюю с концепцией геосинклиналей.

Проблема современных геосинклиналей представлялась всегда одной из фундаментальных и вместе с тем очень трудных. Предлагавшиеся решения были самыми различными: от океанов атлантического типа до современных высокогорных систем с мощными шлейфами подножий и межгорными впадинами. А. А. Борисяк полагал, что современных аналогов геосинклиналей не существует, геосинклинальный период развития Земли закончился, и в геологическом настоящем наша планета переживает новый этап своего развития.

В настоящее время, по-видимому, большинство тектонистов склонно видеть современные аналоги геосинклиналей в активных зонах перехода от океана к континенту. Многие включают в это понятие также океанические рифты или общее развитие коры океанического типа. В связи с этим в литературе по тектонике плит предлагается одно из двух решений: либо описывать складчатые области и пояса в системе понятий и терминов, применяемых для современных океанических и переходных образований и для процессов, происходящих в них согласно обсуждаемой модели (спрединг, субдукция и т. д.); либо установить некоторое соответствие между этой системой и системой понятий и терминов, связанных с геосинклинальной концепцией и применять их совместно.

Как в той, так и в другой системе понятий и терминов есть более и менее специализированные. Кроме того, имеются структурные понятия и термины, описывающие складчатые области, но необязательно связанные с геосинклинальной концепцией. В предыдущем изложении автор старался по возможности не злоупотреблять укоренившейся геосинклинальной терминологией и применять ее как можно меньше. Однако при обсуждении тектонических процессов геологического прошлого в этих рамках держаться довольно трудно, и притом не только в силу привычки или традиций, но и по более глубоким причинам, о которых будет сказано ниже.

В самом деле, полный отказ от геосинклинальной системы понятий и терминологии уже с первых же шагов создает большие неудобства. Например, как называть складчатые системы (нейтральный термин), содержащие офиолиты и (или) морские осадочно-вулканогенные толщи в основном известково-щелочного состава? В терминах геосинклинальной системы понятий ответ более или менее прост — это эвгеосинклинали (или смятленно-складчатые системы эвгеосинклинального типа). Не прибегая к «геосинклинальной» терминологии, пришлось бы вводить новый термин для обозначения складчатых систем такого типа, поскольку ими не исчерпывается содержание понятия и термина «складчатая система (зона, пояс)». Существуют еще складчатые системы других

типов, обозначаемые как миогеосинклинальные, эпиплатформенные и т. д.

Если бы мы захотели избавиться от геосинклинальной терминологии и вместе с тем не навязывать иногда спорные решения в сфере понятий тектоники плит в описании современных океанических и приокеанических зон, пришлось бы произвести большую работу по созданию нейтральной описательной терминологии. К тому же «геосинклинальная» терминология за многолетнюю историю своего господства в геотектонике естественно стала гораздо более разветвленной и обширной, чем система понятий и терминов, относящихся к тектонике плит, хотя последняя и развивалась относительно очень быстро. Это находится в соответствии с еще более важным и неоспоримым фактом, а именно с тем, что тектоника плит все же не успела или не сумела охватить всю тектонику. Очень многое остается пока за пределами ее возможностей и даже интересов (например, в сущности почти вся тектоника платформ).

При переходе от наблюдаемых зон субдукции к складчатым системам эвгеосинклинального типа необходимо не только в общих чертах представить себе механизм этого перехода, но и установить соответствие определенных частей современных зон поддвига литосферных плит с частями или элементами складчатых систем или геосинклиналей геологического прошлого в их историческом развитии.

Однако современные зоны подвига изучены на глубину значительно хуже, чем геосинклинали прошлого, вскрытые эрозией в складчатых областях. Можно сказать, что одни и другие изучены не только в разной степени, но и с разных сторон. В современных зонах подвига доступны изучению в основном позитивные, выпуклые элементы (гряды вулканических островов и т. д.), тогда как о строении негативных структурных элементов (прогибов и впадин) мы знаем очень мало или, точнее, наше знание слишком поверхностно в буквальном смысле этого слова. Наоборот, познание геосинклинальных систем прошлого ограничивается главным образом именно негативными элементами (первичными прогибами и впадинами), тогда как первичные поднятия эфемерны и плохо сохраняются в геологической летописи.

В связи с этим, например, образования «островодужного типа» в складчатых системах известны в основном как субмаринные осадочно-вулканогенные толщи, тогда как на современных островных дугах мы видим главным образом наземные вулканы. При этом во многих островных дугах можно обнаружить также субмаринные эффузивы, туфы и т. д., но это будут не современные образования, а продукты излияний более древних стадий развития, которые, по существу, относятся к геосинклинальным складчатым системам.

В геосинклинальной концепции очень важное место занимают интрузии, их место и роль в истории развития регионов. В современных окраинно-материковых подвижных зонах они практически

недоступны для изучения. Несомненно, что они образуются и существуют на глубине, но какие они? Тождественны ли они по составу вулканитам островных дуг или отличаются от них? На этот счет существует немало догадок и предположений, обоснованных в разной мере и разными путями, но в данном случае было бы предпочтительно твердое знание фактов.

Все вышеизложенное показывает, что простая замена системы понятий и терминологии, связанной с концепцией геосинклиналей, понятиями и терминами тектоники плит или принятой при описании океанических и переходных зон в настоящее время нецелесообразна, даже если бы она была возможной. Всего лучше было бы выработать нейтральную терминологию для элементов складчатых областей и установить ее соответствие терминам и понятиям, применяемым в тектонике плит, но пока и до этого далеко. В настоящее время трудно избежать использования двойной системы понятий и терминологии, которое и отмечается в большинстве работ на данную тему.

## ОСОБЕННОСТИ РАННИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Основное направление процессов на поглощающих границах плит, процессов превращения островодужных систем в складчатые (или в другой системе понятий — процессов кратонизации геосинклиналей) состоит согласно концепции тектоники плит в превращении литосферы океанического типа в литосферу континентального типа (через переходную). Очевидно, что каждый законченный цикл такого рода увеличивает количество сиалической (во всяком случае континентальной) коры на поверхности нашей планеты.

С позиций ряда исследователей ранние стадии развития Земли не представляют в этом отношении принципиальных отличий от более поздних. Каждый геотектонический цикл (при большей длительности их в начале истории Земли) внес свою лепту в наращивание континентальной коры, и эти вклады если не одинаковы, то во всяком случае сравнимы между собой [Сорохтин, 1974, и др.].

Альтернативная гипотеза была высказана Г. Хессом [1974], который предполагал и старался обосновать относительно очень быстрое отделение легкой фракции земного вещества в своего рода «конвекционном вихре» и первоначальное создание резко асимметричной Земли с материковой массой в одном полушарии и симатической праокеанического типа корой на всей остальной поверхности Земли.

Возможно, что «конвекционный вихрь» Г. Хесса в какой-то мере действительно может показаться «опытом в геопоззии», как в шутку предлагает считать его сам автор. Однако имеется бесспорно много данных в пользу того, что кора континентального типа не накапливалась, наращиваясь определенными порциями в течение каждого из многих геотектонических циклов, и что большая ее часть образовалась тем или иным путем уже в начале документированной истории Земли.

Действительно, формирование складчатых поясов, начиная по крайней мере с позднего протерозоя, согласно рассматриваемой здесь модели включало в себя преобразование некоторой доли коры океанического типа в кору переходного, а затем — континентального типа. Однако если ориентироваться на современное положение, то большая часть переходных (островодужных) образований формировалась на более древней континентальной коре. Поэтому вполне естественно, что, рассматривая образование складчатых систем с позиций тектоники плит, Дж. Дьюи и Дж. Берд [1974 г.] писали, что «фундамент горных поясов является преимущественно континентальным».

Если вспомнить к тому же, какую роль играют разного рода древние ядра и выступы в строении всех складчатых систем любого возраста, что кроме наращивания континентальной коры существует и противоположный процесс ее тектонической деструкции и что она разрушается также поверхностными экзогенными процессами, то нельзя не присоединиться к тому выводу, что «уже в довольно раннем докембрии существовало более 90 % ныне существующей континентальной коры» [Зоненшайн и др., 1976].

Конечно, докембрий по длительности значительно превышает фанерозой, однако поздний докембрий (рифей) вместе с фанерозоем составляет около половины документированной истории Земли, и не менее 90 % континентальной коры образовалось до начала рифея, хотя высказывания на эту тему несколько расходятся. Так, по мнению Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузмина и В. М. Моралева, главная масса континентальной коры была создана 1100—1700 млн. лет назад, а по Д. Тарлингу [1978 г.] — уже на рубеже архея и протерозоя, т. е. 2600—2800 млн. лет назад.

Важность проблем, вытекающих из сказанного выше, для геотектоники вообще и для тектоники плит в частности очевидна. Путь к их решению, очевидно, лежит через изучение конкретных структур и истории развития докембрийских щитов. Однако в настоящее время приходится признать, что имеющиеся данные и соображения достаточно запутанны и противоречивы. Разногласия среди специалистов начинаются уже с представлений о господствующем развитии земной коры в архее и даже о фактических соотношениях симатических и сиалических элементов в архейских структурах.

С представлением о развитии земной коры и литосферы от нацело симатической коры океанического типа перекликается представление о существовавшей в самом начале «лунной стадии» развития Земли, согласно которой в нашем спутнике мы имеем как бы модель Земли, существовавшей ~4 млрд. лет назад, с поверхностью, сплошь покрытой базальтами и некоторыми другими связанными с ними породами (в частности, анортозитами). Но другая группа или школа исследователей докембрия скорей склонна следовать сиалической модели развития в архее.

Для одной части исследователей имеют значение прежде всего зеленокаменные архейские пояса, в которых они видят остатки

первичной панокеаноидной оболочки Земли, для других — гранитоидный субстрат, который несомненно преобладает по площади и во многих случаях оказывается не моложе, а древнее соседствующих с ним зеленокаменных ассоциаций. В качестве примера можно привести граниты Йеллоунайф (в Канаде) с возрастом свыше 3 и даже до 4 млрд. лет [Anhausser, 1973] (архей принимается в пределах абсолютного возраста 4—2,6 млрд. лет [Gliksop, 1976 г.]).

Рассмотрим сначала фактический материал и доводы в пользу симатической модели развития в архее, которые нередко в конкретных работах сочетаются с представлениями о применимости к архейской истории поверхностного и глубинного механизмов тектоники плит.

Сторонники симатической модели развития в архее указывают на обилие ксенолитов основного состава в гнейсах и гранито-гнейсах Юго-Западной Гренландии, Лабрадора, Миннесоты (США), Замбии, Зимбабве, Свазиленда, Индии, Западной Австралии. При этом ксенолиты в древнейших дайках содержат только базитовые и гипербазитовые породы, тогда как более молодые архейские породы содержат ксенолиты разного состава, в том числе и кислые [Tarling, 1978 г.].

Указывается далее, что, судя по изотопным соотношениям, архейские породы почти исключительно мантийного происхождения и не несут признаков контаминации ранней сиалической коры. В архейских зеленокаменных поясах наблюдаются ассоциации, имеющие определенные черты сходства с ассоциациями современных океанических образований. Таковы, например, сочетания шаровых (подушечных) лав, кремнистых сланцев, джеспилитов и апалевритовых сланцев, отложившихся, вероятно, в спокойных глубоководных условиях. Они обычно соседствуют с ассоциациями турбидитов и слабосортированных турбидитов, аналогичных современным отложениям в обстановке некоторых прибрежных зон или зон континентального склона и подножия на выходе подводных каньонов. Подобные относительно грубые и несортированные осадки, пожалуй, преобладают среди архейских отложений, наблюдаемых ныне в более или менее сильно метаморфизованном, но все же распознаваемом состоянии. Вулканиты архейских зеленокаменных поясов по составу в значительной степени сходны с современными толентами срединно-океанических хребтов, однако не тождественны им. Общими чертами являются субщелочной отенок состава базальтов (в пределах толентовых полей состава), а также близкие, хотя и с некоторыми отличиями, отношения  $Ti : Zr : Y$ . Упомянутые отличия, по-видимому, связаны с присутствием в составе серий коматитов и ультраосновных пород состава перидотитов, богатых магнием [Gliksop, 1976 г.]. Архейские формации зеленокаменных поясов имеют также несколько более высокие содержания хрома, никеля и меньше титана сравнительно с современными океаническими толентами [Rivalenti, 1976 г.].

Главнейшее отличие по сравнению с современной океанической корой — это присутствие кислых эффузивов в верхах зеленокаменных серий (это свойство общее, например, с контрастными формациями палеозой). Изотопы свинца и стронция показывают мантийное происхождение вулканитов [Moorbath, 1976 г.; Lambert, Holland, 1976 г.]. По этим же данным максимальный разрыв между образованием соседствующих серий 50—100 млн. лет. Согласно исследованиям и подсчетам некоторых авторов, архейские гнейсовые серии имеют преимущественно не кислый, а средний состав, приближающийся к мировому составу андезита; по своей петрохимии и геохимии эти серии обнаруживают значительное сходство с островодужными комплексами фанерозоя и современности.

Вместе с тем неоднократно указывались различия в петрографической характеристике пород, которые, вероятно, связаны не только с последующими изменениями, но и с первично иной обстановкой формирования предполагаемых архейских аналогов островных дуг. В конечном итоге аналогия, возможно, вообще сводится лишь к направленности процесса переработки коры симатического, т. е. приблизительно океанического, типа в кору промежуточного и затем континентального типа.

Ряд авторов реконструировали модели в общем сходные с современными обстановками окраинных морей и островных дуг, что соответствовало наложению зеленокаменных пород на гнейсы вследствие обдукции [Tarling, 1978 г.]. Отмечается также постепенное изменение в преобладающем составе гранитоидов в течение архейского времени. Вначале это существенно натровые граниты, позднее возрастает количество (или встречаемость) калиевых гранитов.

Наиболее важные черты отличия архейских формаций нередко связывают либо с сильным (последующим?) метаморфизмом пород, либо с особыми физическими условиями их образования, причем по мнению некоторых специалистов эти два обстоятельства по сути дела неразделимы.

В архейских породах практически отсутствуют глаукофановые, глаукофан-лавсонитовые и другие «голубые» сланцы. Нередко это приводится в качестве указания на отсутствие в это время зон субдукции и вообще систем глубоководных желобов и островных дуг.

Другой важной чертой является отсутствие в архее эклогитов. Отсутствие голубых сланцев в архее иногда связывают с глубокой эрозией пород этого возраста. Возможно также, что эти породы, если бы они и были, стали бы неузнаваемыми благодаря последующему зеленосланцевому или более глубокому метаморфизму. Очень многие специфические черты петрологии архейских образований связывают с предполагаемым очень высоким в то время геотермическим градиентом, при котором, в частности, даже континентальные породы не попадают в поле стабильности эклогитов. Высокий геотермический градиент архейских времен также

существенно должен был ограничивать возможности развития метаморфизма низких температур и высоких давлений даже на наиболее холодном краю субдуцирующих плит.

Высокий геотермический градиент привлекается также для объяснения покисления состава гранитов в течение архея и появления кислых пород в верхах вулканических серий, как полагают, благодаря (второму) частичному плавлению пород теперь уже габброидного состава при давлении менее 10 кбар, что возможно опять-таки при высоком геотермическом градиенте. Результатом этого процесса является добавочный кремнекислый компонент, т. е. добавочное окисление магматических дериватов и образующейся коры в целом [Tarling, 1978 г.].

Согласно некоторым расчетам в условиях высокого геотермического градиента главные типы пород зеленокаменных поясов могли вы熔иться из верхней мантии при очень низких давлениях (менее 8 кбар) [Rivalenti, 1976 г.]. Высокий геотермический градиент должен был также вызвать дегидратацию коры в субдуцирующей плите на значительно меньших глубинах, чем это предполагается в нынешних условиях. В связи с этим можно предполагать, что спрединг в аналогах окраинных морей позади островных дуг должен был развиваться в более узких зонах (ближе к островным грядам), чем теперь, поскольку имеется связь между спредингом и освобождением летучих из опускающей плиты [Кариг, 1974]. Обосновывалось также предположение, что зоны субдукции имели гораздо более пологое падение, чем теперь.

На гранитно-зеленокаменном субстрате в Южной Африке залегают породы и формации нескольких бассейнов осадконакопления платформенного типа, отложившиеся в интервале геологического времени 3—1,8 млрд. лет. К архею принадлежат три из них: Понгола, Витватерсранд и Вентерсдорп. Абсолютный возраст, млрд. лет, показан для гранитов Понгола 3,1—3, Доминион-Рифа 2,86—2,77, Витватерсранда 2,81—2,61, возможно, до 2,5 и Вентерсдорпа 2,64—2,45. Появление этих формаций, вероятно, связано с важными переменами в эволюции атмосферы Земли.

На Канадском щите в отложениях с возрастом более 2,7 млрд. лет уже довольно давно известны строматолиты. Теперь они обнаружены в супергруппе Понгола. Верхние архейские стратиграфические единицы в Западной Австралии и группа Волькберг в Южной Африке также содержат строматолиты (они подстилают ранние платформенные карбонатные отложения).

Химическое выветривание (гидратация и карбонатизация) проявилось уже 3 млрд. лет назад, а наличие строматолитов и микроорганизмов сферической и нитевидной форм в формации Доминион-Риф указывает на фотосинтез уже в архее [Erikson, Truswell, 1978].

Согласно модели Д. Тозера [1972 г.] конвекция в твердом состоянии приспособливает скорость движения таким образом, чтобы поддерживать приблизительно равный геотермический градиент при материале примерно сходного состава. Мантия архейского

времени имела, возможно, несколько иной состав, чем современная. Тем не менее вероятно, что геотермический градиент того времени был того же порядка, что и теперь, при большей скорости конвекции.

Для наиболее ранних стадий развития архейских платформ характерно образование глубоких грабен и авлакогенов, выполненных подобными же формациями. Характерно также образование роев даек, покрывающих тысячи квадратных километров, и отдельных крупных дайкообразных тел. Примером могут служить отложения Доминион-Риф (возраст 2,8 млрд. лет) и система даек, внедрившихся 2,5 млрд. лет назад, которые, следовательно, по абсолютному возрасту относятся еще к архею, хотя по типу отложений (и даек) близки к протерозойским образованиям.

Наконец, сами архейские зеленокаменные пояса характеризуются нередко преобладанием синклинальных структур, разделенных узкими горст-антиклиналями (как, например, в горах Барбертон в ЮАР), и притом фациями низких давлений регионального метаморфизма. Это признаки скорее обстановки растяжения, чем сжатия [Glikson, 1976], или, иначе говоря, скорее рифтовых, чем складчатых зон фанерозоя, развившихся из зон субдукции согласно модели тектоники плит. Отсутствие архейских щелочных интрузий и недосыщенных лав является отличием от современных рифтовых зон. Ряд авторов склоняется тем не менее к интерпретации архейских зеленокаменных поясов именно как предшественников более поздних рифтов, возможно совмещающих до некоторой степени черты современных межконтинентальных трогов красноморского типа и срединно-океанических хребтов [Windley, 1973 г.].

Наличие в архее морей, населенных организмами, очевидно, не позволяет предполагать очень высокие температуры на поверхности Земли или очень близко от нее. Однако геотермический градиент все же мог быть гораздо более высоким, чем в последующие эпохи, особенно в верхней части литосферы, где теплоотдача осуществлялась главным образом кондуктивным путем, малоэффективным и медленным из-за низкой теплопроводности горных пород. Возможно также, что в отдельных местах или в определенных типах структур (например, на месте нынешних гнейсовых куполов) могли возникать условия сильного прогревания до самой поверхности Земли (все это пока область догадок).

Однако анализ архейских структур довольно определенно указывает на иной тектонический стиль по сравнению с позднейшими эпохами, который в понятиях тектоники плит может быть интерпретирован как свидетельство малых размеров отдельных ячеек или систем, состоящих из зон субдукции и спрединга, т. е., иначе говоря, конвекционных ячеек. Большие движения плит и, следовательно, развитие широких океанов между ними едва ли имели тогда место.

По данным петрологических, геохимических, изотопно-геохронологических и других исследований на грани архея и протерозоя

(2,5—2,8 млрд. лет назад) имело место термальное событие (эмиссия) огромного распространения, природа которого, как, впрочем, и ряд позднейших явлений того же рода, остается достаточно неясной [Moogbath, 1976 г.]. С ним совпадает всемирное изменение стронциевого изотопного отношения в карбонатных породах.

Палеомагнитные данные, согласно интерпретации ряда исследователей, указывают на соединение отдельных малых архейских щитов в протерозойский суперконтинент. Это одна из главных черт великого перелома или изменения глобальной геотектонической системы между археем и протерозоем.

Наличие обширных уже сформированных стабильных регионов—платформ является характерной чертой уже для раннего протерозоя. В связи с этим широко распространены зрелые платформенные формации (карбонатные и ортокварцитовые), достигающие большой мощности (более 10 км).

В некоторых раннепротерозойских подвижных поясах как будто бы без особых натяжек реконструируется обстановка активных окраин континентов. Например, такие реконструкции были сделаны для протерозойских поясов Северной и Южной Гренландии. Особенность заключается главным образом в чрезвычайно длительном формировании этих поясов по сравнению с фанерозойскими.

Протерозойские области ряда регионов (Северная Атлантика, Балтийский щит и др.) характеризуются тремя видами структур: 1) включения относительно неизменных архейских блоков, 2) существенно переработанные архейские блоки и 3) собственно протерозойские подвижные пояса. На первые и вторые нередко наложены относительно слабдеформированные протерозойские грабен-синклинали и мульды.

Следует особо отметить развитие громадных и очень долгоживущих зон смятия — крупных зон разломов с повышенным метаморфизмом и приуроченными к ним гранитными и другими плутонимами. В некоторых районах такие пояса, чередуясь с относительно незатронутыми архейскими блоками, создают как бы полосчатые крупные структуры.

Главная кульминация протерозойского магматизма была 2—1,8 млрд. лет назад, что соответствует карельской, мойомбской (в Африке) и примерно гудзонской (в Канаде) эпохам тектогенеза. На краях архейских блоков в некоторых местах можно наблюдать характер перехода от стабильных блоков к протерозойским подвижным поясам.

В таких регионах, как, например, края Лабрадорского трога, мало мощный протерозойский чехол, несогласно перекрывающий архей, переходит в мощное вулканогенно-осадочное выполнение протерозойского подвижного пояса (трога). То же самое наблюдается в районе Кетилидского подвижного пояса в Южной Гренландии. На пенепленизированном архейском основании залегают возможно, флювиальные (речные) отложения, которые (снизу—вверх) переходят в морские кварциты, доломиты и пелиты.

На соседнем о. Арзук образования того же возраста представлены толеитовыми шаровыми (подушечными) лавами, диабазами, габбро и ультраосновными породами мощностью 5 км. Исследователи, их описавшие, находят аналогию с альпийскими офиолитами, но в то же время подчеркивают, что эти серии лежат на континентальной коре [Berthelsen, Hariksen, 1975 г.]. В других участках границы подвижного пояса сильно развиты разломы сдвигового типа, маскирующие взаимоотношения толщ и комплексов и позволяющие предполагать сдвиговой (трансформный) тип границы.

Необходимо отметить, что офиолиты о. Арзук метаморфизованы до амфиболитовой фации и, например, долеритовые дайки в более стабильных участках на материке превращены в амфиболиты. Структура представляется даже более сложной, чем просто надвигово-сдвиговая. Отмечается преимущественная приуроченность магматической активности к краям протерозойских подвижных поясов. Хотя подвижные пояса протерозоя по своей протяженности и выдержанности нередко сравнимы с фанерозойскими, но аналогия в их строении и развитии все еще не является полной.

Указанный выше характер границ между устойчивыми глыбами и протерозойскими подвижными поясами в районе Лабрадорского трога больше похож не на сочленение платформ с активной переходной зоной тихоокеанского типа, а на стык с пассивной, атлантического типа, т. е. рифтогенной окраиной континента. Отсюда напрашивается вывод, что если не все, то по крайней мере многие ранне- и среднепротерозойские подвижные пояса ближе к фанерозойским рифтовым зонам, чем к островодужным системам, или, если угодно, к геосинклиналям. Иначе говоря, подобно архейским зеленокаменным поясам это, возможно, в основном зоны растяжения и восходящих мантийных потоков, а не зоны поглощения над потоками нисходящими. Не в этом ли заключается причина значительных различий в металлогении протерозойских и фанерозойских фемических поясов, в частности совершенно различной степени их сульфидной никеленосности [Унксов, 1976 г.].

Некоторые исследователи заходят так далеко, что не видят в протерозое вообще доказательств существования океанической коры в собственном смысле и говорят об образовании в раннем протерозое общеземной сиалической коры. Эти представления в дальнейшем связываются, впрочем, с признанием возможности образования океанов в связи с расширением Земли, которое в принципе отвергается большинством сторонников тектоники плит. По мнению этих же исследователей, палеомагнитные и геологические данные во всяком случае свидетельствуют об отсутствии крупных латеральных движений плит в интервале 2,5—1 млрд. лет назад и о прекращении раскрытия океанов в это время [Glikson, 1976 г.].

Края нынешних континентов, как известно, в значительной части совпадают с протерозойскими подвижными поясами. То же можно сказать о современных континентальных рифтовых зонах.

Это указывает по крайней мере на частичную унаследованность современной тектоники плит от элементов протерозойских структур.

## СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ, ИХ АНАЛОГИ И ВЕРОЯТНОЕ РАЗВИТИЕ В СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ КОНТИНЕНТОВ

Обстановка океанических рифтов в настоящее время характерна для частей океанов, наиболее удаленных от берегов. Вместе с тем именно в этой обстановке наиболее изучены и, как полагают, создаются аналоги офиолитовых комплексов, исключительно характерных для складчатых систем эвгеосинклинального типа. Последние слагают «меланократовое основание» и нижние этажи складчатых членов эвгеосинклинальных комплексов таких структурно-формационных зон, как, например, зеленокаменные синклинии Урала. В связи с этим возникает естественная тенденция выделять океаническую стадию в развитии складчатых систем эвгеосинклинального типа [Тектоника Урала, 1977 г.]. Необходимо, однако, напомнить, что согласно модели тектоники плит понимание механизма включения серий океанического происхождения в состав складчатых структур континентов не представляется очень простым. Если кора океанического типа, как полагают, генерируется и, бесспорно, наиболее изучена в срединно-океанических хребтах, то складчатые системы формируются согласно модели тектоники плит в основном далеко от последних, в их антиподах — зонах субдукции.

Конвейерный механизм тектоники плит в принципе должен поставлять в последние океаническую кору, но спустя длительное время после ее формирования в зоне океанического рифта и, разумеется, в более или менее трансформированном виде. Еще больше она должна подвергаться переработке в процессе субдукции и формирования структур переходной зоны, и опять при ее превращении в складчатую систему континента (рис. 34). Имеется еще другая возможность: формирование офиолитовых комплексов из коры окраинных и внутренних морей, гораздо хуже изученной, но в основном (по геофизическим характеристикам), по-видимому, тоже океанического типа. В последнее время все больше пишут именно об этом варианте.

В первичном виде обстановка океанического рифта в настоящее время наблюдается на суше лишь как исключение на единичных, сравнительно очень небольших участках в Исландии, Афаре, на отдельных островах, расположенных на гребне Срединно-Атлантического и других срединных хребтов. Нормально океанические рифты находятся ниже уровня океана вследствие изостатических соотношений. Названные исключения могут быть связаны с аномально малой плотностью литосферы в коровой или в мантийной части, а также с нарушением изостатического равновесия, которое не должно сохраняться очень долго.

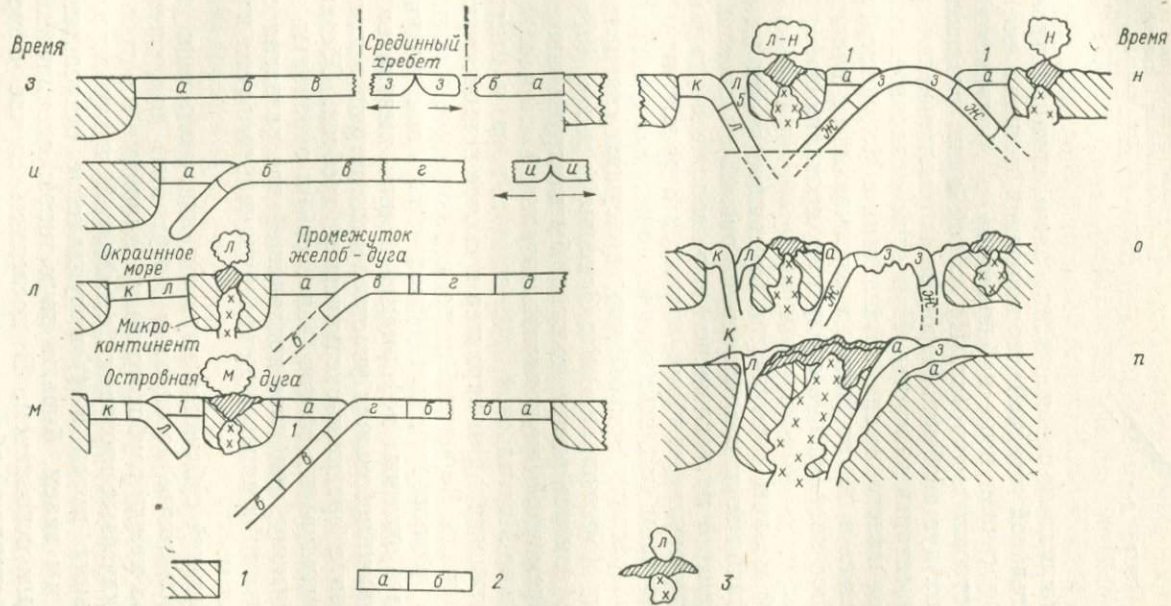


Рис. 34. Принципиальная схема генерации и поглощения литосферы в последовательно развивающихся системах. Системы: срединный хребет—океан (условное время з—и); океан—островная дуга (условное время л—м); зона столкновения континентов (условное время н—п). 1 — континентальная литосфера; 2 — океаническая литосфера (условно разделена на секции, обозначенные буквами в последовательности, отвечающей условному времени ее генерации); 3 — островодужные вулканы и интрузии (индексы сверху — условное время извержений в той же алфавитной последовательности).

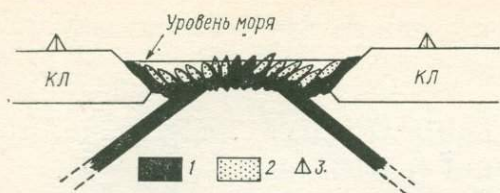


Рис. 35. Схема вероятного механизма закрытия океанской впадины путем двусторонней субдукции.

КЛ — континентальная литосфера; 1 — океанская литосфера; 2 — чешуи осадков, выполняющих впадину; 3 — вулканы.

При закрытии малых океанов (типа очень крупных проливов) перед заключительной стадией столкновения должна возникать обстановка, аналогичная ныне наблюдаемой в Молуккской зоне столкновения островных дуг (гл. II), с той лишь разницей, что вместо островных дуг с обеих сторон зоны столкновения располагаются континентальные массы. При этом осадочное выполнение сужающегося малого океана, по аналогии с Молуккской зоной, должно надвигаться в обе стороны на сближающиеся континенты, маскируя истинное направление субдукции, проявляющейся на некоторой глубине.

Офиолитовый меланж выступает в настоящее время на островах срединной линии зоны столкновения (рис. 35). При еще более продвинутом процессе не исключено такое положение, что между двумя континентальными глыбами окажется сдавленным офиолитовый пояс, в котором как исключение может даже сохраниться симметричная возрастная зональность, присущая срединно-океаническому хребту [Зоненшайн, 1972; Зоненшайн и др., 1976]. Однако положение зон все равно должно быть нарушенным, если речь идет о современной внутриконтинентальной складчатой системе вроде Южно-Монгольской, где земная кора в настоящее время имеет континентальный характер и скорее повышенную, чем пониженную мощность. Вероятней всего, наблюдаемое в таких случаях положение разновозрастных офиолитовых зон получилось в результате более сложных деформаций и лишь имитирует (притом на сравнительно небольших участках) симметрично-полосовое расположение зон в срединно-океанических хребтах. Обстановка островных дуг, междугловых трогов (депрессий) и окраинных морей является, по-видимому, наиболее подходящей для развития структурно-формационного комплекса эвгеосинклинали типа и затем складчатой системы.

При односторонней субдукции кора океанического типа, а следовательно, офиолитовые ассоциации могут быть представлены: 1) в промежутках между глубоководными желобами и островными дугами, 2) в междугловых троговых бассейнах, 3) в глубоководных впадинах окраинных морей и 4) в фундаменте островных дуг. Последние, как мы знаем, бывают двух типов: океанического и с континентальным основанием. В последнем случае офиолиты фундамента представляют образования предыдущего цикла тектонического развития, а не океаническую кору данного цикла. Подчеркнем, что в современной геологической действительности именно этот случай очень распространен.

Наиболее характерно для обстановки островных дуг развитие соответствующего вулканизма, о котором сравнительно много написано выше. Для распознавания аналогичной обстановки в геологическом прошлом весьма важно: 1) присутствие вулканитов, классифицируемых как известково-щелочные или высокоглиноземистые, 2) общее преобладание андезитов (кроме наиболее «океанических») и 3) при достаточной ширине полосы наблюдений — односторонняя зональность с увеличением в сторону падения зоны Заварицкого—Беньофа отношения калия к натрию и общей щелочности вплоть до образования зоны щелочных базальтов и их производных.

Со многих точек зрения целесообразно выделять симатические и сиалические островные дуги. Их называют также энсиматическими и энсиалическими дугами, так как главное различие заключается обычно в составе фундамента. Очень важно различать островные дуги по характеру развития: 1) на океаническом дне и 2) на микроконтинентах. Островные дуги первой из этих групп в то же время являются энсиматическими. В современном мире их относительно меньше, особенно бесспорных. Островные дуги с континентальным основанием более распространены. Они имеют в составе фундамента обломки складчатых систем, уже закончивших свое развитие в предыдущем или предыдущих циклах.

Если микроконтинент занимает всю площадь островов, на которые распространяется специфический островодужный вулканизм, то геологические взаимоотношения и структура имеют много общего с нижеописанной обстановкой активных окраин континентов без островных дуг. Возникновение островной дуги посреди океана вне какой-либо пространственной связи с материками представляется теоретическим случаем, в полной мере не представленным каким-либо современным конкретным примером. Некоторым приближением к нему представляются дуги Тонга, Кермадек, Марианская. Первые две расположены на расстоянии 2500—3600 км от Австралийского материка. Однако между ними находится не абиссальная океаническая равнина, а довольно сложная система котловин и хребтов, насчет тектонической принадлежности которых в настоящее время еще нет полной ясности. Очевидно лишь, что часть позитивных структур (поднятие Лорд-Хау и др.) имеет континентальную кору.

Максимальное расстояние от Филиппинских островов до Марианской дуги 2300—2400 км и, если принимать, как это многие теперь делают, Филиппинское море за отдельную малую океаническую плиту, то Марианская дуга в наибольшей степени отвечает рассматриваемому случаю. Однако внутри моря имеется гряда Палау-Кюсю, представляющая собой, по-видимому, позднемезозойскую или палеогеновую островную дугу, что, конечно, существенно усложняет дело. Этой грядой Филиппинское море делится почти пополам, и получается, что его западная часть (собственно Филиппинская котловина) представляет, возможно, окраинное море, развившееся до предела, т. е. до состояния океанической

плиты (абиссальной равнины), обрамленной со стороны океана угасшей, но не превращенной в складчатое сооружение, дугой Яп-Палау (хр. Палау-Кюсю). Между последней и двойной Марианской дугой расположена Западно-Марианская котловина, дно которой лишь частично находится на уровне океанической абиссальной равнины (до 5000—7000 м и более, максимальная глубина ~ 7500 м). Ряд исследователей до сих пор рассматривает Филиппинское море в целом как окраинное (а не часть океана). Но развитие окраинных морей многими связывается с субдукцией.

Таким образом, случай внутриокеанической островной дуги лишь экстраполируется из реально наблюдаемых примеров как мысленно продолжающий ряд реальных островных дуг. Весьма вероятно, что в геологическом прошлом соответствующая обстановка встречалась в действительности. Однако доказательств этому найти не удается. В частности, такие дуги не фигурируют на палеотектонических реконструкциях фанерозоя (гл. X). Правда, это едва ли могло быть иначе, поскольку мы имеем для анализа и реконструкций только геологический материал континентов, тогда как в прошлом могли существовать островные дуги в океане, которые не развились в складчатые континентальные системы. Возможно, они затухли в состоянии ранних стадий формирования островных дуг, как это предполагается для дуги Яп-Палау [Вергунов, Прялухина, 1976].

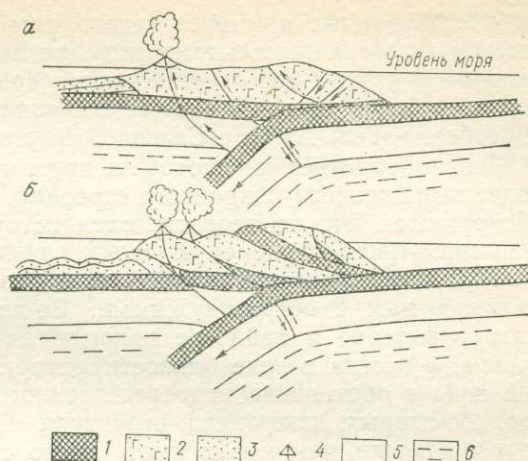
Судя по всему, одного цикла развития островных дуг (или дуги) над зоной субдукции недостаточно для того, чтобы образовался участок континентальной коры. Развитие в этом направлении должно быть закреплено наращиванием (или приращением) по крайней мере двух-трех поясов островных дуг, последовательно превращающихся в складчатые зоны. При этом такие островные дуги действительно должны последовательно вызревать, приобретая раз от разу кору все более и более континентального характера. Первичные дуги одного цикла, едва отличающиеся по составу и мощности коры от окружающего океана (если они не закрепятся повторными циклами развития), вероятно, исчезают в процессе постоянного обновления океанической литосферы путем реализации конвейерного механизма, предполагаемого тектоникой плит. Во всяком случае молодость земной коры всех океанов, в том числе и наиболее древнего Тихого, является бесспорным фактом, а она предполагает обновляемость коры тем или иным путем.

Важным элементом модели О. Г. Сорохтина является учет механических явлений, вызванных переломом в профиле большинства зон субдукции (зон Заварицкого—Беньофа), которые у поверхности являются относительно пологими, а на некотором расстоянии по падению резко изламываются и уходят на большие глубины со значительно более крутым наклоном. Это создает так называемый литосферный выступ на ведущем краю надвигаемой плиты [Сорохтин, 1974; Геофизика океана. Т. 2, 1979 и др.]. По достижении предела прочности материала литосферного выступа согласно модели

Рис. 36. Характер деформаций в островных дугах, возникающих в океане, по представлениям О. Г. Сорохтина [Геофизика океана, 1979, с. 298] (с небольшими изменениями).

*а* — система поверхностей скольжения, возникающих за счет трения поддвигаемой плиты о подошву литосферного выступа; *б* — надвиговые деформации островной дуги.

1 — океаническая кора; 2 — осадочно-вулканогенная толща островной дуги; 3 — осадки (в тылу островной дуги); 4 — вулканы; 5 — литосфера; 6 — астеносфера.



происходит его разрыв по относительно пологой поверхности надвига, наклоненного в обратную сторону по отношению к зоне субдукции, т. е. в сторону ее поддвигаемого крыла (рис. 36). Такой надвиг, а при дальнейшем развитии целая система надвигов и лежащих складок должны согласно этой модели, подкрепленной некоторыми расчетами, привести к нагромождению тектонических покровов и к общему вспучиванию земной коры над зоной субдукции, причем в составе образующегося вздутия принимают участие и островодужные вулканы, связанные с зоной субдукции, и осадки бассейнов, образующихся между нагромождаемыми таким образом кордильерами, а также и интрузивные образования, связанные на первых порах с тем же мантийным вулканизмом. Впоследствии, уже в толще развитого орогенного вздутия, по мнению автора модели, могут играть роль и процессы ассимиляции, анатексиса разных элементов коры, в частности осадочных пород, в результате чего может достигаться гранитный состав [Геофизика океана. Т. 2, 1979], который никак не удастся получить непосредственно из процесса субдукции и в связи с обычным островодужным вулканизмом из-за слишком большого содержания калия в типичных гранитах, а также из-за некоторых менее важных петрохимических различий [Сорохтин, 1974].

Такая модель при всех ее достоинствах хорошо продуманной и частично подкрепленной расчетами идеализированной системы может иметь лишь ограниченное применение как в анализе конкретных складчатых областей, так и для актуалистической связи современных и древних геосинклиналей. С первыми она недостаточно связана ввиду отсутствия современных примеров бесспорно внутриокеанических островных дуг, со вторыми — потому, что далеко не все складчатые системы геосинклинального типа построены по типу систем нагроможденных тектонических покровов и лежащих складок.

Из доказанных примеров такого типа систем часть их не относится к эвгеосинклинальному типу, не имеет островодужного вулканизма и других достоверных признаков развития из зон субдукции (тем более внутриокеанического типа), как, например, Эр-Риф и, особенно, Тель-Атлас в Северной Африке.

Если обратиться к некоторым другим примерам регионов наиболее выраженного покровного строения, в частности к Альпам, то обнаружится, что их геологическая история не дает возможности применить рассматриваемую схему развития, несмотря на присутствие офиолитов и магматических образований, более или менее сопоставимых с островодужными. Во-первых, сегмент будущих Альп в мезозое и кайнозое никогда не находился в открытом океане, а всегда в зоне близости материковых масс и уже с ранней юры в обстановке непосредственного столкновения континентов. Во-вторых, покровная структура сформировалась в Альпах гораздо позже, чем могла иметь место субдукция коры океанического типа.

Пожалуй, наилучшим примером крупного складчатого региона с длительно сохранявшейся симатической обстановкой, сопоставляемой с океаническим режимом в многочисленных офиолитовых зонах и с режимом «молодых» симатических островных дуг, в целом нерезко отличающихся от офиолитов, являются алтаесянские и северомонгольские «салаириды». Хотя Палеоазиатский океан в раннем палеозое представлял собой по реконструкциям скорее малый океан (или крупное окраинное море) (гл. X) [Городницкий и др., 1978], все же развитию именно этого региона в раннем и среднем кембрии скорее, чем какому-либо другому месту и времени, могла бы соответствовать «панокеаническая» модель О. Г. Сорохтина. Однако, с другой стороны, к этому региону в настоящее время кажется неприменимой модель развития через систему пологих надвигов и шарьяжей, поскольку они здесь до сих пор не обнаружены в сколько-нибудь заметном развитии. Вероятно, имел место недоучет этих структур при геологическом картировании. Однако доказать широкое развитие шарьяжных перекрытий в Алтае-Саянской области в настоящее время не представляется возможным. Исследовательские разломы, в том числе типа надвигов, практически оказывались всегда крутыми, за редкими и локальными исключениями.

Представляется, что одного продолжения процесса субдукции в течение сколь угодно длительного времени недостаточно для закрытия системы островных дуг и морей на окраине большого долгоживущего океана и ее превращения в краевую складчатую систему континента. При нормальной субдукции сжатие и сокращение поверхности перед зоной Заварицкого—Беньофа полностью соответствует погружению океанической плиты и даже по некоторым представлениям именно последнее является ведущим процессом. Остановка субдукции при сохранении режима сжатия быть может не исключается, если погружение океанической литосферы представить себе остановленным по каким-то причинам, не затра-

гивающим мантийный поток в более мощном слое, т. е. если возможна остановка или хотя бы замедление субдукции по отношению к конвекционному потоку в целом. Однако такое положение представляется достаточно проблематичным. Во всяком случае оно несовместимо с представлениями о возможном автономном конвейерном механизме тектоники плит, независимом от конвекции или активно влияющем на нее.

В модели Дж. Паккэма и Д. Фалви [1974 г.], многое объясняющей внутренними процессами и отношениями в системе окраинного моря и островной дуги, в конечном счете нельзя обойтись без внешнего сжимающего воздействия на всю систему в целом, происхождение которого не разъясняется.

Имеются модели типовой эволюции островных дуг, выделяющие ряд стадий их развития, обобщенные и упрощенные А. А. Ковалевым [1978]. Эти модели основываются отчасти на изучении современных отношений и логически вытекающего из них понимания происходящих в настоящее время процессов, отчасти на реконструкциях истории развития некоторых дуг. В единичных случаях, по-видимому, имеет место изменение положения и наклона зоны Заварицкого—Беньофа около островной дуги (реверсия), например для Соломоновой и Лусонской островной дуги [Karig, 1972 г.], а также для Новогейбридской [Karig, Mammerringx, 1972 г.], которую мы рассматриваем ниже как пример зоны обдукции.

В ряде моделей [Mitchell, Reading, 1971; Mitchell, 1973 г.; Mitchell, Garson, 1976 г.; Ковалев, 1978] предполагается, что островные дуги закономерно проходят определенный цикл развития, подразделяемый авторами на разное число стадий. Из них особенно важна для нас реверсионная (по А. А. Ковалеву). В этой стадии зона Заварицкого—Беньофа приобретает падение от континента и окраинного моря под островную дугу, т. е. по сравнению с нормальной обстановкой меняется не только наклон (полярность) зоны субдукции, но и ее положение на тыловой (континентальной) стороне. В результате окраинные моря должны втягиваться в зону субдукции и в конечном счете произойдет столкновение островной дуги с континентом (рис. 37).

В случае Соломоновых островов столкновение готовится с шельфом Австралии. Причины или необходимость такого течения процесса развития островных дуг с позиций тектоники плит, на наш взгляд, достаточно не разъяснены, хотя реальность упомянутых примеров не вызывает сомнений. Впрочем, можно ограничиться констатацией последнего и сказать, что превращение островных дуг в складчатые системы притихоокеанского типа происходит именно в тех случаях, когда имеет место реверсия процесса развития островных дуг. Есть пример возникновения второй зоны субдукции перед континентом, которая падает в ту же сторону, что и первичная главная зона Заварицкого—Беньофа. Развитие этой ситуации также должно привести к исчезновению окраинного моря и столкновению островной дуги с континентом. Этот пример, правда, относится к редуцированным зонам субдук-



Рис. 37. Схема вероятного механизма столкновения зрелой островной дуги с континентом (использованы схемы А. А. Ковалева [1978] и других авторов).

1 — литосфера континентального и (или) субконтинентального типа; 2 — литосфера океанического и (или) субокеанического типа; 3 — действующие или потухшие вулканы; а — первоначальное положение субдуцирующей плиты при закрытии окраинного моря; б — возможный вариант нового положения субдуцирующей плиты.

ции восточной части Средиземного моря, однако он показывает принципиальную возможность закрытия системы островная дуга—окраинное море и таким путем (рис. 37, б).

Обстановка зон обдукции, редкая в настоящее время, связана с системой малых океанов-проливов или со своеобразной межконтинентально-приокеанической областью окончания Зондской системы вблизи берегов Австралии.

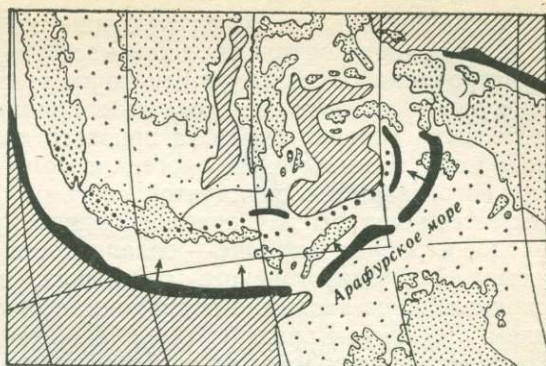
Здесь, на границе Индийского и Тихого океанов, имеются системы островов и междуговых бассейнов, окаймленных желобами и зонами Заварицкого—Беньофа с необычными геометрическими соотношениями этих элементов. Обычно фокальные зоны падают в сторону континента, перед которым находится окраинное море и островная дуга. Однако, например, в районе о. Тимор и восточнее, до Новой Гвинеи, а также у Новогейбридских островов зоны Заварицкого—Беньофа наклонены от континента. При этом в первом примере к глубоководному желобу непосредственно подходит Австралийский континентальный шельф, а во втором вклинивается еще участок окраинного Кораллового моря (рис. 38).

С позиций механизма тектоники плит такое положение является предельным. Оно могло образоваться после полного поглощения в зоне субдукции некоторого участка океанической коры, существовавшего ранее между желобом и шельфовым краем материка. Как бы то ни было, подобные структурные обстановки в данное время существуют. Их дальнейшее развитие, очевидно, должно идти по линии частичного подвига континентальной коры под океаническую (насколько позволит плавучесть первой) и встречного надвига океанической коры, т. е. явление обдукции. Последняя характерна как для молодых структур Новой Каледонии, Новой Гвинеи, так и для древних (Урала, Аппалачей и т. д.). Тектонотип выделен впервые Л. П. Зоненшайном и др. [1974]. Возвращаясь к району моря Банда, отметим, что в его южном и юго-восточном обрамлении намечается два параллельных и кулис-

Рис. 38. Схема тектоники района Арафурского моря и моря Банда.

В районе о. Тимор зона Заварицкого—Беньофа наклонена от континентального шельфа Австралии в сторону глубоководных впадин.

1 — суша; 2 — континентальный шельф; 3 — междуговые впадины и склоны островных дуг; 4 — океан и глубоководные впадины с корой океанического типа; 5 — глубоководные желоба; 6 — вулканические гряды; 7 — направление падения зон Заварицкого—Беньофа.



ных желоба с фокальными зонами, а в целом эта система островных дуг и окраинных морей находится между двумя континентальными шельфами Азии и Австралии (напоминая в этом отношении Урал).

Плиоцен-четвертичные вулканы островов Флорес, Лайблен, Азор, Баттор и других представлены в основном андезитами и базальтами известково-щелочной серии, с малыми кварц-диорит-диоритовыми интрузиями. Такого же состава четвертичные лавы слагают незначительно выступающие над морем мелкие острова восточного обрамления моря Банда.

Главное направление дальнейшего развития описанных современных зон, очевидно, должно заключаться в ограниченном подвиге континентальной коры под кору островных дуг и междуговых бассейнов (сохраняющих элементы океанического характера, т. е. явления обдукции островодужных и офиолитовых ассоциаций) при продолжающемся развитии магматизма. Эта обстановка весьма характерна. Она отличается от обычной островодужной или обстановки окраин континентов андийского типа тем, что островодужный вулканизм в данном случае отсутствует на континентальной стороне, т. е. на краю надвигающейся плиты, и продолжает развиваться на стороне островных дуг и междуговых бассейнов. При этом последние в принципе могут еще некоторое время расширяться с образованием новой океанической коры.

Как мы увидим ниже, таким образом можно интерпретировать, например, историю зеленокаменных прогибов Урала в течение силура и до среднего девона. Несколько труднее понять столь длительное продолжение жизни системы островных дуг и междуговых бассейнов после подхода края континента, который, как мы знаем, не может глубоко погрузиться в зоне субдукции и потому должен относительно скоро остановить этот процесс. Продолжение его может быть отнесено лишь за счет оторвавшихся частей океанической плиты, продолжающих погружаться вследствие увеличения их плотности (благодаря фазовым переходам).

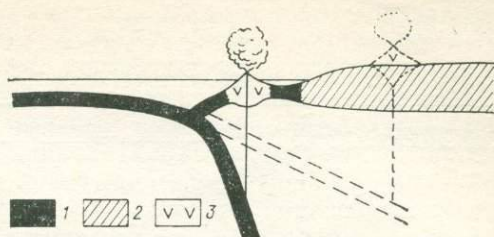
Если считать, что это затруднение преодолено указанным образом, то подход континентальной массы и упор ее в зоне субдукции при продолжающемся еще некоторое время нисходящем движении «тонущей» плиты может создать в принципе добавочную сжимающую силу, которая способна привести к складчатости и вспучиванию масс, а также к их орогеническому подъему еще до окончательного закрытия складчатой системы. Действительно, на Урале мы имеем как бы два довольно разнохарактерных орогенных периода: в раннем карбоне — складчатость, шарьяжи и образование интрузий магнитогорского комплекса, и в позднем палеозое — окончательное закрытие подвижной области в связи со столкновением Восточно-Европейской и Казахстанско-Западно-Сибирской континентальных масс. В первом этапе эволюция магматизма доходит лишь до своеобразных богатых калием контрастных серий и до габбро-гранитных (реже просто гранитных) интрузий сравнительно небольших размеров, во втором — до крупных батолитовых массивов типично калиевых гранитов.

В обстановке активных окраин континентов андийского типа кора океанического типа имеется на сравнительно узком промежутке между глубоководным желобом и шельфом или непосредственно краем материка (при отсутствии или очень узком шельфе). Это довольно ограниченная зона, и поэтому весьма возможный вариант активной континентальной окраины, реконструируемой в геологическом прошлом, — вулканические серии, родственные островодужным и развитые на континентальной коре. Поскольку в данной обстановке нет ни окраинных морей, ни островных дуг и междуговых бассейнов, эти возможные места нахождения коры океанического типа и, следовательно, в ископаемом состоянии — офиолитов полностью отпадают. Однако в геологическом прошлом, возможно, возникали относительно широкие промежутки между собственно континентом и глубоководным желобом, представленные корой океанического или промежуточного типа. На этих шельфах и континентальных склонах в прошлом мог развиваться магматизм, более или менее сходный с островодужным. В Южной Америке происходило перемещение фронта магматизма в течение мезозоя и кайнозоя в целом на восток. Это может быть связано с разными причинами, например с изменением угла падения зоны Заварицкого—Беньофа, которая в таком случае должна была вылаживаться, либо с продвижением фронта температурных и кинематических условий, наиболее благоприятных для генерации магм, вниз по субдуцирующей плите (рис. 39).

Если существуют силы, благодаря которым на окраинах континента сохраняется сильное сжатие, не компенсированное или недостаточно компенсированное поглощением океанической литосферы в зонах субдукции, то эти силы могут создать складчатость в относительно пластичной зоне прежнего шельфа и континентального склона и тем сократить ее площадь в направлении, поперечном к простираанию края континента. Фактически это и происходило в Андах в мезозойское и раннетретичное время, судя по на-

Рис. 39. Схема развития активной окраины континента со смещением вулканического фронта внутрь материка вследствие изменения наклона зоны Заварицкого—Беньофа.

1 — кора океанического типа, 2 — кора континентального типа, 3 — вулканы и кора островодужного типа (штриховыми линиями показано последующее положение зоны Заварицкого—Беньофа и вулканического фронта).



блюдаемой геологической картине. Поперечное сокращение в свою очередь объясняет продвижение вулканического фронта на восток как приближение более восточных зон континента к обусловленной субдукцией зоне вулканизма. Сама континентальная окраина, особенно возвышенная, с очень мощной корой, как, например, в Центральных Андах, едва ли может подвергаться дальнейшим складчатым деформациям, хотя может реагировать на изменение тектонической обстановки движениями по разломам.

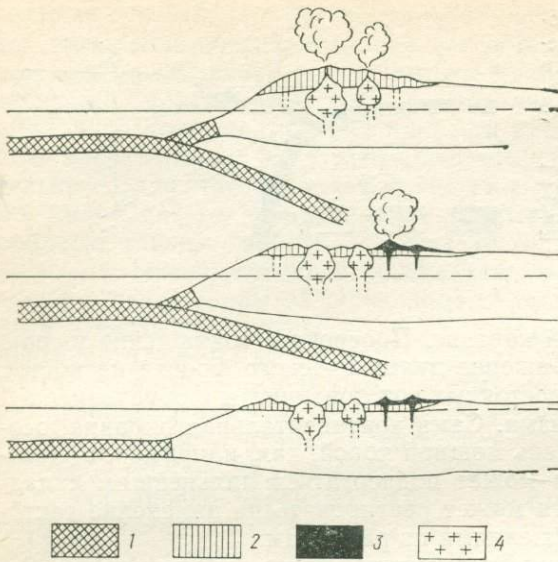
Более сложная история развития континентальных окраин Северо-Американских Кордильер реконструирована в обобщенном виде в известной работе Дж. Дьюи и Дж. Берда [1974 г.]. Здесь на бывшем шельфе и континентальном склоне происходила, по мнению этих авторов, довольно сложная последовательность событий, в которой важное место занимал подъем мантийного диапира или «мобильного ядра», как они его называют. При этом на краю образовавшегося орогена были довольно значительно развиты остатки океанической коры, правда существенно прикрытые осадками нового континентального склона. Разумеется, нет возможности проверить схему авторов в таких ее особенностях, как образование «мобильного ядра» (мантийного диапира) или уничтоженного его верхней оболочкой («термальным сводом») продолжения в глубь континента бывшей океанической коры промежутка между желобом и континентальным шельфом. Это воображаемая глубинная схема, однако она отвечает ряду фактов, таких как повышенный тепловой поток, характер и степень метаморфизма в соответствующих зонах и т. д.

В этой модели наиболее интенсивные тектоно-магматические процессы происходят в относительно пластичной зоне шельфа и континентального склона и с пониженной мощностью частично континентальной и переходной, частично океанической коры. Однако и собственно континент с его мощной сиалической корой не остается полностью безучастным к происходящим процессам. Здесь возникают сравнительно пологие прогибы, перемещающиеся в ходе геологической истории в глубь континента и затем подвергающиеся складкообразованию и надвигам в этом же направлении. Это как раз наиболее поддающаяся проверке часть схемы авторов.

С позиций тектоники плит, конечно, не обязательно, чтобы активные края континентов собственно андийского (т. е. возвышен-

Рис. 40. Схема развития окраинно-материкового плутоно-вулканического пояса охотско-чукотского типа.

1 — океаническая кора; 2 — ранние вулканиты; 3 — поздние вулканиты; 4 — коагматические интрузии.



ного) типа или его погруженного варианта (типа о-вов Рюкю) превращались в складчатые системы и лишь в таком виде доходили до нас, если период активности зоны Заварицкого—Беньофа относится к палеозою, мезозою или раннему кайнозою. Складчатость может и не развиваться на таких зонах, которые будут наблюдаться в наше время в более или менее недеформированном виде. Это, по-видимому, относится к таким структурам, как, например, притихоокеанский Охотско-Чукотский плутоно-вулканический пояс. Вулканиты данного пояса перекрывают деформированные и эродированные складчатые образования, а сами деформированы слабо, ассоциируют с молассовидными осадочными комплексами и по составу похожи на орогенные образования складчатых систем, к которым их иногда и относят.

Обобщенная модель развития таких поясов, по-видимому, должна включать следующие события (рис. 40).

В период наибольшей магматической активности над зоной Заварицкого—Беньофа край континента поднят наиболее высоко и подвергается сильной эрозии, которая обнажает интрузии, связанные с вулканитами в относительно более ранних горизонтах образующегося плутоно-вулканического пояса. Поверх них изливаются лавы более поздних вулканов. После прекращения субдукции должно произойти некоторое опускание пояса из-за прекращения восходящих потоков разогретого вещества, а также вследствие термического сжатия литосферы.

Ископаемые пояса андийского типа могут быть включены в складчатые системы, разновозрастные с ними, и при этом сами не испытать значительных деформаций. Если вулканический пояс развился на краю малого океана проливного типа, то субдукция

должна привести к закрытию пролива-океана, и в этом случае интенсивная складчатость может быть следствием не только и не столько пластичности края континента, сколько она будет связана с силой сжатия в зоне столкновения двух континентальных масс. В этом случае скорее всего возникнут интенсивные складчатые деформации. Предполагаемый пример таких соотношений представляет собой Рудный Алтай, где вулканогенный пояс на континентальном складчатом (каледонском) основании образовался в девоне, а наиболее интенсивная складчатость и внедрение крупных гранитоидных и гранитных интрузий относятся к позднему палеозою — времени столкновения континентов и окончательного закрытия всего палеозойского Урало-Монгольского складчатого пояса. Главное отличие этой обстановки в ископаемом состоянии — практическое отсутствие офиолитов, связанное с малыми шансами сохранения океанической коры в промежутке между желобом и собственно краем континента, который часто представляется очень узким. При закрытии малого океана-пролива появляются офиолиты, но лишь в завершающий момент столкновения, и не в зоне вулканического пояса, а в осевой зоне шва столкновения континентов (в данном случае в Чарской зоне Алтая).

Состав вулканических комплексов зон столкновения континентов как андийского типа, так и погруженного (иногда шельфового варианта этой же обстановки, тип Рюкю) характеризуется в основном известково-щелочными сериями, укладываемыми в общий ряд с островодужными комплексами, но в целом характеризующимися большим распространением или преобладанием кислых пород. Щелочные породы также весьма характерны, занимая отдельные, наиболее тыловые зоны (по отношению к океану).

В обстановке средиземных морей — зон столкновения континентов, как известно, имеются глубоководные впадины с корой океанического типа. Хотя материалы драгирования и бурения в основном вскрыли только самые верхние базальтовые потоки и покровы, по-видимому, можно предполагать, что эти моря могут дать материал для более или менее типичных офиолитовых ассоциаций. Следует, кстати, заметить, что длительное время одним из лучших, если не самым лучшим, прототипом такой ассоциации считался тродосский комплекс на о-ве Кипр. Между тем этот район с раннего мезозоя, по новым реконструкциям, входит не в открытый океан Тетис, а в состав мезозойского средиземного моря, названного Мезогеей. Исследования этого комплекса показали значительное участие в нем пород известково-щелочного ряда. На этом основании А. Миясиро отнес его к островодужным сериям. Последний вывод представляется крайностью, но возможно, что отклонение от толеитового типа офиолитовых лав в тродосском комплексе как-то связано с не вполне океанической обстановкой его формирования.

История Средиземного моря нередко трактовалась с общих позиций тектоники плит, т. е. выделялись зоны субдукции и спрединга с соответствующим вулканизмом и т. д. Однако несомнен-

ным отличием Средиземного моря от океанов в настоящее время является то, что в первом имеются впадины, в которых нет ясных признаков океанических рифтов или процесса рифтогенеза, и вместе с тем на их краях нет признаков субдукции, сокращения или поглощения океанической литосферы. Каков там состав глубоких слоев коры, в сущности неизвестно. Слишком спокойная тектоника, отсутствие рифтовых долин и сравнительно ограниченное развитие разломов, по-видимому, ограничивает возможность обнаружения мантийных гипербазитовых элементов строения дна таких впадин, даже если они там имеются. Таким образом, эмпирически устанавливается как бы неполный набор офиолитовой ассоциации, представленный главным образом толентовыми базальтами.

В этом отношении лучшие возможности представляют тектонически более беспокойные и сложные зоны современной, хотя и не полностью развитой, субдукции на востоке Средиземного моря. Рельеф там значительно более сложен, и имеются возможности убедиться в присутствии гипербазитов, наряду с основными лавами. Именно из этого района происходит (правда, позднемезозойский, а не современный) тродосский комплекс. Здесь же развиты довольно типичные серии островодужного типа. В целом же для средиземных морей, если они проявлялись как тип палеотектонической обстановки, довольно трудно отыскать надежные диагностические признаки, кроме реконструкций по палеомагнитным, палеонтологическим и другим данным. Выше уже указывалось, что, возможно, сама невыдержанность, пестрота проявлений вулканизма в этих зонах является своего рода отличительным признаком. Для щелочных пород, в частности, проявляется местная зональность около редуцированной или недоразвитой зоны Заварицкого—Беньофа на западе Тирренского моря. Этот бассейн в связи с наличием упомянутой зоны представляется несколько видоизмененным аналогом окраинного моря, и зона интенсивного щелочного вулканизма появляется на его тыловой стороне, т. е. в наибольшем удалении от вулканического фронта Липарских островов и Этны. Щелочность, и особенно содержание калия, в этой провинции весьма сильно подчеркнуты, что резко выделяет ее из каких-либо приокеанических вулканических зон и делает совершенно исключительной и даже единственной в своем роде.

Орогены, как тип геотектонической обстановки, и горообразование, как процесс, уже частью затрагивались выше. Современные области наиболее высокого рельефа находятся в поясах столкновения континентов, особенно в местах далеко выдающихся выступов одного из последних (Альпы) или особенно интенсивного движения на фронте столкновения относительно небольшой протяженности (Гималаи). Другой тип области исключительно высокого современного рельефа — это возвышенные активные окраины континента (Анды). Последний случай как будто бы говорит о том, что процесса длительной субдукции достаточно для создания очень высокого рельефа, хотя это пока не обосновано какими-либо рас-

четами (например, в отличие от рельефа срединно-океанических хребтов). Несомненно, что высокое стояние части активных краев континента как-то связано с большими тепловыми потоками и мантийными диапирами, поднимающимися от зон субдукции. Однако рельеф Анд создавался и их предысторией, в которой, вероятно, участвовал и элемент столкновения островных гряд с прежним активным краем континента.

В. Е. Хаин [1980] сопоставляет ранее выделенные им стадии развития геосинклиналей с ситуациями, возникающими в переходных зонах от океанов к континентам в связи с изменениями соотношений в зонах Заварицкого—Беньофа и над ними. Еще на позднегеосинклинальной стадии развития, по его представлениям, океаническая кора взаимодействует в зоне конвергенции с корой также океанического типа. Раннеорогенная стадия (нижнеморской молассы) характеризуется взаимодействием океанической коры с субконтинентальной, а позднеорогенная стадия (верхнеконтинентальной молассы) — «со зрелой и мощной с развитым гранитным слоем континентальной корой... Эта кора испытывает частичное плавление с образованием мощных вулcano-плутонических поясов». Важнейший перелом на рубеже раннеорогенной и позднеорогенной стадий характеризуется В. Е. Хаином как превращение активной окраины западнотихоокеанского типа (с островными дугами) в активную окраину восточнотихоокеанского (или андийского) типа.

Из текста цитированной работы и приведенных в ней примеров видно, что В. Е. Хаин рассмотрел случай развития активной окраины «великого» и «долгоживущего» океана, который, как и зона субдукции океанической коры, на всех рассмотренных стадиях сохранялся рядом с формирующимся орогеном (а в случае Тихого океана — существует и в настоящее время).

Иной ход событий реконструируется для случая малых «средиземных» океанов различных типов (например, океана типа большого пролива Северной палео-Атлантики — океана Япетус). В ходе их превращения в консолидированную складчатую систему и ороген реконструируется полное закрытие малого и(или) «короткоживущего» океана, т. е. смыкание его континентальных бортов. В этом случае обстановка орогена должна была возникать над зонами континентального поддвига или, как иногда пишут, континентальной субдукции.

---

# VII

## ПРИМЕРЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ

---

При выборе примеров для реконструкций истории развития складчатых областей с позиций тектоники плит автор руководствовался определенной потребностью несколько разъяснить предысторию островных дуг на континентальном основании и в Средиземноморской области столкновения континентов, современная геодинамика которых была в той или иной мере освещена выше, а также необходимостью рассмотреть хотя бы минимальное число реконструкций истории развития палеозойских сооружений. Среди последних были выбраны те, которые показались лучше других подготовленными к такому анализу предыдущими работами других исследователей или самого автора как в общем геоисторическом аспекте, так и с позиций мобилизма и (или) тектоники плит. Этим условиям лучше всего соответствуют, по впечатлению автора, каледониды Атлантического складчатого пояса, Урал, Алтае-Саянский и Зайсанский складчатые регионы. Одновременно они представляют достаточно разнохарактерные и частью разновозрастные палеозойские образования.

### ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

Континентальное основание островодужных серий Японских островов представлено верхнепалеозойскими и мезозойскими комплексами, выступающими в ряде поднятий (антиклинорий). В раннем палеозое и, возможно, в позднем докембрии не отмечается достоверных проявлений магматизма, но существовала сиалическая кора. Мелководные шельфовые осадки силура содержали немного вулканического материала. Признаки океанической или островодужной (с окраинным морем) обстановки проявлены в девоне в виде значительного вулканизма с преимущественно основным составом лав и туфов. Закрытие этих наиболее древних бассейнов и (или) островных дуг и деформацию соответствующих комплексов относят к раннему карбону (до позднего визе).

Мезозойский тектонический цикл имеет сходные черты с позднепалеозойским. В его континентальную (орогенную) стадию имело место внедрение гранитных интрузий между началом раннего мела (130 млн. лет) и серединой позднего мела (80 млн. лет.). При этом отмечается уменьшение возраста гранитов (омоложение)

в запад-юго-западном направлении, т. е. вкрест простирания дуги Японских островов. В наиболее западных районах возраст интрузий доходит до палеогена (50 млн. лет). Кроме указанных гранитов, в палеогене вообще почти не обнаруживается признаков вулканизма. Период 50—26 млн. лет (эоцен и олигоцен) характеризуется как период магматического покоя. Палеогеновые кластические осадки имеют также ограниченное распространение и представлены в основном угленосными формациями.

Позднекайнозойский цикл, как обычно считают, начался в раннем миоцене (~26 млн. лет назад) в дуге Северо-Западной Японии. Образцы такого абсолютного возраста взяты из наиболее низких горизонтов неогеновых вулканических толщ. С раннего миоцена началось также накопление вулканитов на Курильской и Идзу-Бонинской островных дугах, продолжающих дугу Северо-Восточной Японии соответственно на северо-восток и юго-запад [Sato, 1976 г.]. В Юго-Восточной Японии неогеновый вулканизм проявился в основном у берега Японского моря. Его продукты перекрывают здесь палеозойскую толщу, прорванную мезозойскими гранитами. В основном здесь представлены подводные вулканиты. По-видимому, миоценовый вулканизм не очень интенсивен вдоль вулканического фронта Юго-Западной Японии. Последний резко отгибается к югу около о. Кюсю. Вулканиты развиты в западной половине последнего, а на юго-востоке — синхронные им (миоценовые) кластические осадки. Субмаринная формация зеленых туфов противопоставляется наземной так называемой пропилитовой формации, которая в основном и представлена на о. Кюсю. Недостаток органических остатков затрудняет определение ее возраста. Преобладает мнение, что он является также миоценовым. Основание под миоценовыми вулканитами на о. Кюсю варьирует по возрасту, который в общем омолаживается к югу. Домиоценовые тектонические зоны (пояса) прослеживаются от дуги Юго-Западной Японии до дуги Рюкю.

Направление движения Тихоокеанской плиты изменилось с север-северо-западного на запад-северо-западное  $24,6 \pm 2,5$  млн. лет назад (в олигоцене), т. е. от почти параллельного Северо-Восточной Японии до почти перпендикулярной к ней, судя по резкому изменению простираний Императорского и Гавайского хребтов, которые рассматриваются как след движения плиты над горячей точкой. Это совпадает с началом вулканической активности эпохи зеленых туфов и, очевидно, связано с резким усилением субдукции в наиболее позднем эоцене. Этот период активности продолжался ~10 млн. лет (до среднего миоцена). Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для миоценовых основных, средних и кислых вулканических пород находится в узком интервале 0,7035—0,7049 [Sato, 1976 г.]. Это указывает на общность их происхождения из гомогенного источника, вероятно, в верхней мантии. Если в Северо-Восточной Японии сохранился более или менее стабильный режим субдукции с миоцена, то на юго-востоке положение было более сложным. Здесь в настоящее время нет зоны Заварицкого—Беньофа, с которой можно

было бы связать субдукцию Филиппинской плиты и вулканизм северо-западной части о. Хонсю как миоценовый, так и четвертичный. Под осадками Филиппинского моря мощностью 1500—2000 м (?), известна узкая впадина, параллельная о. Сикоку и называемая трогом Нанкай. Вероятно, здесь и проходил желоб в миоценовое время. Вместе с тем намечается, по мнению некоторых исследователей, его возобновление (или зарождение) в четвертичную—современную эпоху. В то же время редкие проявления субаэрального вулканизма миоценовых гранитов имеют возраст  $13 \pm 2$  млн. лет. Значительно южнее основного вулканического фронта в этом месте указывают на возможные перемещения зоны субдукции в кайнозое.

Э. Хорикоши [1976 г.] обосновывает перемещение главных зон или петрогенетических провинций в течение кайнозойского магматизма с востока на запад, т. е. от океана к континенту (или к Японскому морю). Это перемещение происходило со скоростью 1 км/млн. лет, и составило за 30 млн. лет 30 км. При ширине островов (вместе с невулканической частью) от 130 до 200 и вулканической части  $\sim 100$  км это составляет  $\sim 30$  последней и 15—26 % всей ширины вулканической части, т. е. перемещение довольно существенное, но не с полным смещением одной зоны на территорию другой, а лишь с некоторым перекрытием, учитывая нечеткость границ зон и возможные различные толкования (наличие либо отсутствие такого перемещения).

Приводятся рассчитанные суммарные объемы продуктов вулканизма для начальной стадии вулканического периода (с момента, совпадающего с императорско-гавайским переломом)—30 млн. лет назад до конца 1-го (японского) подъяруса среднего миоцена, т. е. 13 млн. лет,— $4 \cdot 10^4$  км<sup>3</sup>/млн. лет и «стационарной» стадии— $6 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>/млн. лет, с увеличением до  $10^4$  км<sup>3</sup>/млн. лет в последние 2 млн. лет.

Содержание щелочей в неогеновых вулканитах Японии увеличивается к западу. Отсюда вытекает, что желоб располагался, как и теперь, на восточной стороне Северо-Восточной Японской дуги и что зона субдукции в неогене была наклонена к западу. Восточная граница распространения в основном раннемиоценовых вулканитов представляет собой, очевидно, вулканический фронт этого времени. Он расположен восточнее современного, и к югу расстояние между ними увеличивается от 20 до 50 км. Ширина невулканической внешней зоны островных дуг между переломом склона желоба и вулканическим фронтом, по-видимому, связана определенной зависимостью с длительностью активного вулканизма: пропорциональна ей [Dickinson, 1973 г.]. Скорость отступления вулканического фронта в среднем составляет  $\sim 1$  км/млн. лет. Если это верно, то в случае Северо-Западной Японии в течение последнего вулканического цикла отступление фронта было на 26 км.

Этот цикл в Северо-Восточной Японии делится на два подцикла, причем в первом из них преобладают андезиты при явно

подчиненных базальтах и риолитах и малом накоплении кластических осадков. Во второй половине цикла (с середины раннего миоцена, 19 млн. лет) получают преобладание кислые вулканиты, а андезиты и базальты становятся в почти равной степени подчиненными, довольно много осадков. Максимум месторождений «Куроко» и жильных (кроме золото-серебряных) приурочен к концу 1-го цикла. Во 2-й цикл, в его первой половине, т. е. до начала позднего миоцена (9 млн. лет), андезитов почти столько же, сколько риолитов, базальты подчинены, а в целом вулканиты довольно резко подчинены кластическим осадкам. Во 2-й половине (от 9 до 6 млн. лет), т. е. в раннем плиоцене, риолиты несколько преобладают над андезитами, а базальты совсем исчезают. В период от 5,3 до 4,2 млн. лет (в пределах плиоцена) имеется лишь небольшое количество вулканитов и главным образом происходит осадконакопление. Вулканизм, в основном количественно, деградирует в течение всего времени от начала олигоцена до раннего плиоцена в Северо-Восточной Японии и до середины плейстоцена в Японии в целом, причем в Северо-Западной Японии растет осадконакопление. Уменьшение вулканизма отмечено и в каждом из двух выделенных гомодромных циклов. Наиболее древний толеит имеет возраст ~13 млн. лет [Abe, Aoki, 1969 г.]. Он находится около миоценового вулканического фронта, определенного как указано выше. В отношении современной толеитовой зоны имеются две возможности: 1) ширина ее не изменилась за 13 млн. лет при наличии смещения на запад вместе с вулканическим фронтом, 2) зарождающаяся толеитовая зона 13 млн. лет назад была очень узкой и постепенно расширялась к западу. Первое вероятнее, так как миоценовые толеитовые базальты как будто бы распространены достаточно широко.

Толеитовый тип магм вообще очень распространен, но в условиях зон субдукции (поглощающих границ плит) он является сравнительно редким. Известны лишь следующие местонахождения островодужных толеитовых серий: Курильские острова, Северо-Восточная Япония, дуги Идзу-Бонин, Тонга и Южные Сандвичевы острова [Купо, 1966 г.]. Все эти регионы характеризуются скоростями субдукции более 8 см/год [Le Pichon, 1968 г.]. Первые указания на связь островодужных толеитов с большими скоростями субдукции мы находим у А. Миясиро [1974 г.]. Эта величина у Южных Сандвичевых островов составляет 3,5 см/год [Ле Пишон и др., 1974]. Однако с тех пор был обнаружен срединно-океанический хребет в море Скотия (Южно-Антильская котловина), причем скорость спрединга была оценена от 7 до 9 см/год [Walker, 1972 г.]. Весьма вероятно, что и скорость субдукции около Южно-Сандвичевой дуги значительно выше, чем предполагалась, т. е. более 8 см/год. В Северо-Восточной Японии толеитовый магматизм впервые проявился 13 млн. лет назад. Это, по всей видимости, связано с резким изменением (увеличением) скорости субдукции в это же время.

Причины связи генерации толеитов с большой скоростью субдукции можно искать в следующем: быстро опускающаяся плита оттягивает изотермы в зоне субдукции вниз. Возможно, что быстро опускающаяся плита приносит в глубины больше воды в виде поровых растворов или в составе водных минералов. Условия большего присутствия воды могут содействовать генерации магмы, относительно обогащенной кремнекислотой (толеитовой или даже андезитовой известково-щелочной). Привнос достаточного количества воды к месту образования толеитовой магмы мог продолжаться 15 млн. лет после начала субдукции. Этот промежуток времени в свою очередь зависит от скорости субдукции. Автор этого предположения предлагает проверить его и в других местах проявления островодужного толеитового магматизма [Horikoshi, 1976 г.].

Имеется несколько расчетов изотерм в опускающейся литосферной плите в зонах субдукции. Поскольку каждый автор применял свою модель независимо от моделей других исследователей, то и результаты этих расчетов довольно сильно разнятся между собой. Все они показывают, однако, что в зоне субдукции происходят существенные изменения термического режима и поэтому для достижения некоторого равновесия (при данной скорости субдукции, угле наклона зоны и т. д.) требуется несколько миллионов лет. Предполагают, что под островной дугой Северо-Восточной Японии новый режим начал устанавливаться вместе с изменением движения Тихоокеанской плиты ~26 и стабилизировался на новом уровне 13 млн. лет назад [Horikoshi, 1976 г.]. Момент стабилизации совпадает с резким уменьшением интенсивности вулканизма. В четвертичное время произошла новая активизация вулканической деятельности.

## СРЕДИЗЕМНОМОРСКАЯ ПОДВИЖНАЯ ОБЛАСТЬ

Пермо-триас и частью лейас Западного Средиземноморья (до 20° в. д.) представляют последовательность формаций и их комплексов, характерную для раскрывающегося океана атлантического типа: грубообломочные фации во впадинах и рвах (грабенах) пермско-раннетриасового возраста, эвапориты среди лагунных и частью морских отложений с существенным участием доломитов от среднетриасового до познетриасового возраста (различного в разных зонах) и, наконец, морские отложения позднего триаса, а в некоторых зонах нижней юры. Эти последние отложения характеризуются различиями, указывающими на их отложение либо в открытом океане, либо в зоне шельфа, континентального склона и т. д. Важно отметить, что основание этой трансгрессивной в обычном понимании суперсерии лежит резко несогласно на собственно герцинских структурах. Эта обстановка и последовательность характерны для регенерированного Тетиса [Aubouin, 1976 г.]. Его новообразование в начале мезозоя имеет много общего с формированием Средиземного моря в неогене и особенно

похожи триасовое и позднемиоценовое образования эвапоритов. Главное различие Западного и Восточного Средиземноморья и в то же время унаследованного и регенерированного Тетиса в непрерывности или наличии перерыва и перестройки в морских сериях палеозоя и мезозоя (независимо от субстрата), на которые ложатся трансгрессивные серии регенерации. Этот субстрат может быть существенно более древним, чем их основание, включительно до докембрийского. Что касается границы между двумя частями Тетиса, то положение ее определяется приблизительно, а сама она представляется довольно расплывчатой. Во всяком случае уже в Динаридах послегерцинское несогласие проявлено довольно четко и само наличие его не везде представляется вполне ясным.

На западе характерны образования типа «конденсированных серий», с типичной для юры фацией «аммонитико росс», которая встречается в Северной Африке, в Сицилии, в Бетской Кордильере, в Бриансонской зоне Западных Альп, в тосканской серии Апеннин и в клипповой зоне Карпат, занимая в палеогеографическом и палеотектоническом плане повсюду одно и то же положение: в верхней части континентальных склонов. На востоке то же самое стратиграфическое положение занимают однообразные, исключительно карбонатные, толщи с рифовыми фациями и специфической фауной. Этот тип разреза характерен для Динарида, Западного Тавра (зона Бей-Даглари) и для всей северной окраины Аравийской платформы. Хотя в таком распределении имели значение, по-видимому, и палеоклиматические факторы, можно говорить о различных моделях для Западного и Восточного Средиземноморья. В первом распознается образ современного Атлантического края Североамериканского континента, а для второго — окружение современной Австралии, и особенно Кораллового моря [Auboin 1976 г.].

Имеется аналогия трансгрессивных суперсерий Западного Средиземноморья и Карибского бассейна, с той только разницей, что в последнем они поднимаются значительно выше по стратиграфической шкале. Последовательность континентальных «грабенных» фаций, эвапоритов — лагунных и морских осадков в Мексике, относится уже к верхам юры. В добавок эту последовательность мы встречаем кое-где непосредственно на окраинах Атлантического океана. Не возникает особых сомнений, что развитие Мезогей или мезо-Тетиса, его постепенное раскрытие в западном направлении было прервано в пространстве и частью во времени раскрытием Атлантического океана. В юре началась и в мелу особенно ясно проявилась главная эпоха рифтогенеза в Центральной Атлантике. В Тетисе аналогичные явления распространялись до тройного сочленения на Балканах. В этом месте начался независимый рифтогенез, местами дискордантный по отношению к триасовой палеотектонике [Laubscher, Bernoulli, 1977].

Кора океанического типа представлена в шовной структуре, разделяющей Восточные и Западные Альпы. Этот шов частью

перекрывает пологим надвигом массива Ивреа (по гималайской схеме). Можно различать офиолиты Тетиса, ассоциирующие с блестящими сланцами, и, кроме того, перидотиты Ланцо, которые выходят в основании массива Ивреа. Особенно широко развиты офиолитовые серии восточнее (в Динаридах, в Гелленидах, на Кипре, в Анатолии и т. д.). Океанический тип этих образований подчеркнут рядом исследователей. Однако имеются разногласия в вопросе о том, являются ли офиолиты Средиземноморья фрагментами коры дна Тетиса или таковой окраинных или внутренних морей, типа современного Средиземного моря [Blanchet, 1977; Viju-Duval e. a., 1977]. Весьма характерно аллохтонное залегание офиолитов в составе тектонических покровов.

Исследователи региона стараются выявить два важных момента: время образования офиолитов или древней океанической коры и время их размещения в складчато-покровных структурах. Возраст офиолитовых серий определяется в ряде мест наличием фаунистически охарактеризованных осадочных членов этой ассоциации: радиоларитов, тонкослоистых известняков и др., обычно перекрывающих эффузивы. Такие определения сделаны в Северных Апеннинах, в Динаридах и др. В Альпах офиолитовые серии слишком сильно метаморфизованы.

Тектоническое размещение офиолитовых покровов является само по себе очень важным моментом ранней истории формирования складчатых поясов, определяющим, кроме того, верхнюю границу времени формирования океанической коры, что имеет определенное значение при отсутствии других данных о возрасте последней. Соотношениями с олистостромами и другими факторами хорошо доказана фаза образования офиолитовых покровов с абсолютной датировкой 140 млн. лет [Aubouin, 1977].

С позднеюрской фазой, как оказалось, связаны начало размещения офиолитовых покровов, а также первые проявления голубосланцевого метаморфизма, что придает ей особую значительность с позиций тектоники плит. С нее же началась седиментация флиша с офиолитовым обломочным материалом. В Динаридах сохранились посткинematические формации, несогласно перекрывающие офиолитовые покровы и изоклинально складчатые комплексы и тем самым определяющие их верхнюю возрастную границу. При этом послепокровные толщи совершенно неметаморфизованы [Blanchet, 1973 г.]. С указанной выше позднеюрской фазы в Динаридах начинается эпоха образования флиша, часто содержащего обломочный материал офиолитового происхождения (например, боснийский флиш). В Северной Африке уже обнаружена среднемиловая тектоническая фаза.

В Западном Средиземноморье широко распространены флишевые тектонические покровы. В подавляющем большинстве случаев образования, подстилающие меловой флиш, не входят в их состав, т. е. это сорванные и перемещенные верхи осадочных серий (в частности, флишевые покровы Тель-Атласа и Эр-Рифа). Полные серии, включающие флиш мелового возраста, до сих пор

малоизвестны. Напротив, на востоке Средиземноморья меловой флиш в основном рассматривается как практически вездесущий верхний член доорогенного ряда формаций T—J—K—P<sub>1-2</sub>, различных для разных зон, которые и выделяются на основании их анализа и сопоставления (например, Пиндская зона в Албании и в Северной Греции, Боснийская зона в Динаридах).

Образование флиша, как показано выше, связано с обстановкой активных континентальных окраин (флишевые клинья в зонах субдукции), причем нередко во внешней приокеанической стороне таких зон. Таким образом, можно сказать, что поздне- или постюрская тектоника отмечает перелом от режима растяжения и разрастания литосферы в Тетисе атлантического типа к режиму его сокращения по тихоокеанскому образцу [Aubouin, 1973 г.].

Излияния андезитов и интрузии гранодиоритов в Динаридах указывают на вероятную субдукцию под Европейский континент, причем ряд авторов писали о столкновении с ним островных дуг в результате этого процесса [Bernoulli, Laubscher, 1972, и др.]. Признаки размещения магматических образований представляются несомненно более весомыми, чем наблюдаемое теперь направление падения надвигов и шарьяжей иногда на юг или юго-запад. Для подтверждения этого вспомним структуры Молуккского моря, где эти направления противоположны уже в момент формирования.

В Динаридах была доказана фаза офиолитового шарьяжа, сопровождаемая голубосланцевым метаморфизмом и датированная концом юры (140 млн. лет назад). В это время там, вероятно, была обстановка архипелага с континентальным основанием, отделенным от края Африканского (Апулийского) континента окраинным морем Пинда. Этот комплекс должен был скоро прийти в столкновение с бортом Европейского континента, который до этого времени следовал андийскому типу эволюции (Балканы), что указывает на узость собственно океанической зоны, приуроченной к современной зоне Вардара.

Такая совокупность структур понимается как производная субдукции Тетиса под край Европейского континента, что могло вызвать в качестве реакции обратное движение масс (шарьяж офиолитов на Пелагонийский архипелаг, представляющий окраину Африканского континента) и андезитовый вулканизм и гранодиоритовый плутонизм на борту Европейского континента. Вместе с позднюрским примером Динарид это наводит на предположение, что первый офиолитовый шарьяж в ансамбле альпийских цепей мог быть в свою очередь связан с первой фазой субдукции, активизированной впоследствии эффектами столкновения. Последние могли произойти в несколько этапов (как в Динаридах): сперва с островной дугой, что по имеющимся данным должно было произойти в мелу, а затем с краем континента, о чем будет сказано дальше. При этом число этапов и их хронология не обязательно должны быть повсюду одними и теми же.

Кардинальные изменения обстановки произошли в позднем мелу. Растяжение и левосдвиговые смещения сменились сжатием и правыми сдвигами, а прежние ареалы океанического характера включились в состав орогенов. В позднем эоцене весь Центральный Тетис к северу от пояса карбонатного осадконакопления Южного Тетиса был втянут в орогенез и лишь в восточной части Средиземного моря, по-видимому, сохранились реликты изолированных юрско-меловых бассейнов, возможно, с корой океанического или переходного типа. Началось дискордантное развитие новых морских впадин с быстрой сменой их конфигурации. Последнее вело к изолированности от открытого океана в определенные моменты, в частности в мессинское время.

Для западной части Средиземноморья весьма характерно отсутствие настоящих офиолитовых зон. Часть исследователей считает это явление закономерной особенностью развития этой ветви альпид [Унксов, 1976]. Другие не исключают, что офиолитовые зоны на западе могли быть перекрыты морем [Aubouin, 1977, и др.], ссылаясь на повсеместное распространение флиша и ряд других факторов.

В последнее время в основании флиша в Эр-Рифе обнаружены радиоляриты, очень похожие на таковые в Динаридах. Верхи этой толщи уже определены как юрские, и, учитывая малую мощность (конденсированность) подобных отложений, можно думать, что там будет обнаружена не только юра, но и триас. Известны также находки базит-гипербазитовых включений, приуроченных к такого типа отложениям [Andrieux, Mattauer, 1963 г.; Boullin, Kornprobst, 1974, и др.]. Возможно, что и в Западном Средиземноморье можно ожидать дальнейших открытий — свидетельств наличия мезозойского палеоокеана [Paquet, 1974 г.].

Ж. Обуэн, как прежде Л. Гланжо, на основании подобных находок реконструирует океанического типа кору в строении внутренних зон Атласа и Бетской Кордильеры. На основании присутствия вулканитов разных возрастов и незначительных интрузий гранодиоритов в Атласской области, метаморфических зон высоких давлений на севере Калабрии и в Бетской Кордильере он предполагает здесь также субдукцию, причем не под Европейский, а под Африканский континент. Однако масштабы явлений, на которые опираются эти построения, все еще остаются совершенно незначительными и никак не сравнимы с тем, что мы видим хотя бы в Альпах, и особенно восточнее. Другие авторы палеотектонических реконструкций признают возможность существования в Иберийско-Магрибском районе лишь узкой депрессии (пролива с корой океанического типа, соответствующего в юре сдвиговой границе плит) в позднем мелу, возможно осложненной зоной субдукции. Последняя, по их мнению, падала не на юг, как полагает Ж. Обуэн, а на север, под Европейский континент [Viju—Duval e. a., 1977]. Автор, знакомый с материалами по Северной Африке (не только литературными) продолжает держаться точки зрения, высказанной в уже цитированной работе и исклю-

чающей как океанический спрединг, так и субдукцию в данном регионе.

Сопоставление состава и возраста неогеновых вулканитов для Западного Средиземноморья было сделано на основании 150 калий-аргоновых датировок и критического использования имеющихся многочисленных химических анализов лав и интрузивных пород [Bellon, Brousse, 1977]. Калий-аргоновые определения укладываются в возрастной интервал 5—20 млн. лет. Результаты химических анализов изображены на диаграммах  $K_2O-SiO_2$ .

Олигоцен-миоценовые вулканиты представлены только в двух точках на восточном фланге: в районах г. Картахены и м. Гаты (Испания). В Магрибе имеет некоторое распространение известково-щелочной магматизм плиоценового возраста с датировкой 5—7 млн. лет, например в районе Гуругу (Марокко). Преобладают же магматические образования такого состава с возрастом 9—15 млн. лет (миоцен). Такие излияния встречаются в районах Орана, Тенеса-Шерчелля, Менакера, Кавалло (Алжир). В последних трех районах имеются также интрузии.

В районе Кап-Жанетт (около Алжира) вулканические проявления принадлежат к толентовому ряду. Датировка вулканических проявлений Бетской Кордильеры 6 и 15 млн. лет. На Липарских островах возраст более древних пород 2—5, более молодых 1—2 млн. лет. К ним, по-видимому, близки так называемые лампроиты провинции Константина, на м. Бугору (Алжир). Вулканизм Липарских островов ассоциируется с короткой зоной глубокофокусных землетрясений, но желоба здесь не намечается.

Щелочной вулканизм Западного Средиземноморья в целом более молодой, главным образом плиоцен-плейстоценового возраста. В районе Косс в Среднем Атласе (Марокко) возраст 1—2, в Гуругу — 4, в районе Темушент Оранской провинции Алжира — 1 млн. лет. Плиоценовый щелочной вулканизм Туниса (Могоде) датирован 7—8 и в Испании — 3—4,5 млн. лет; на западе имеются лавы Сардинии, датированные 1—3, и в Италии 1—2 млн. лет. Лишь в платформенном обрамлении Альпийской складчатой области, на юге Франции, щелочные излияния растягиваются с олигоцена до четвертичного периода.

Кислый коровый вулканизм представлен главным образом в Италии очень молодыми почти современными излияниями, которые, однако, ассоциируют в пространстве и времени со щелочными базальтоидами. На о. Альборан молодые лавы имеют толент-базальтовый состав.

Покровы складчатых систем Западного Средиземноморья нередко рассматриваются в основном как поверхностные, тогда как на востоке представляются более важными покровы, связанные с внутренними зонами базисного характера. На востоке очень характерны также метаморфические зоны высоких давлений и низких температур, тесно связанные с офиолитами.

Ареалы распространения квазиплатформенных отложений древнего шельфа и континентального склона, о которых шла речь

в начале этой главы, составляют внешние зоны Апеннин, Динарид и Гелленид. По всем данным это были окраины Африкано-Аравийского континента.

Северные внешние зоны Альп (Бриансоне), Карпат и других составляют симметричные краевые образования Евразийской платформы. Внутренние зоны указанных горных систем представлены ареалами развития офиолитов, флиша и других характерных формаций океанического и приокеанического происхождения, обычно существенно надвинутых на внешние зоны. Отмечаются особого типа очень крупные разломы, роль которых пока не вполне ясна. Согласно некоторым исследователям, речь идет о бывших поперечных разломах трансформного типа. Во внешних — эпиконтинентальных — зонах они затухают или даже исчезают полностью. Имеются соображения, что впоследствии эти разломы направляли движение масс офиолитовых покровов. Наиболее важные из этих трансверсалей на востоке — Сплит и, особенно Скутари-Печ. Главные продольные швы (сутуры) формировались в поздней юре во внутренних Динаридах и Гелленидах, в позднем мелу во внешних Гелленидах и Тавридах и в Западных Альпах, маркируя установление режима столкновения континентальных масс. После этого следует ряд фаз деформации, связанных, очевидно, с этим же процессом.

Для Европы главные из этих фаз (преимущественно сжатия) приурочены к позднему мелу, позднему эоцену и к миоплиоцену. Напротив, ранний олигоцен, особенно на северной периферии собственно Альпийского пояса, характеризуется режимом растяжения [Tarrounner, 1977].

Стараясь восстановить историю океана и (или) морей, из которых развивались альпийские системы Средиземноморья, Ж. Обуэн выделяет следующие стадии: 1) атлантическую — регенерации или восстановления океанических условий с триаса, и особенно в юре, 2) тихоокеанскую, с конца юры, выразившуюся в возникновении субдукции, которая привела к первым шарьяжам в офиолитовых покровах на периафриканских островных дугах (последние позднее придут в столкновение с Европейским континентом), 3) альпийскую или третичную, особенно с позднего эоцена, когда завершится столкновение двух континентов и зарубцевание последних остатков океана, в виде окраинных морей, сохранившихся между островными дугами и Африкой, 4) средиземноморскую (неотектоническую) — восстановления частично океанических условий и нового раскрытия впадин за счет альпийских сооружений.

Другие условия предполагают в восточной унаследованной части Тетиса, где тихоокеанская геодинамическая обстановка с субдукцией существовала, по-видимому, непрерывно и унаследована с палеозоя. Определение границ этих областей не так просто. Все же на основании совокупности признаков ее можно поместить в области Динарид. Таким образом, наблюдается общее повышение возраста дислокаций с востока на запад. Доба-

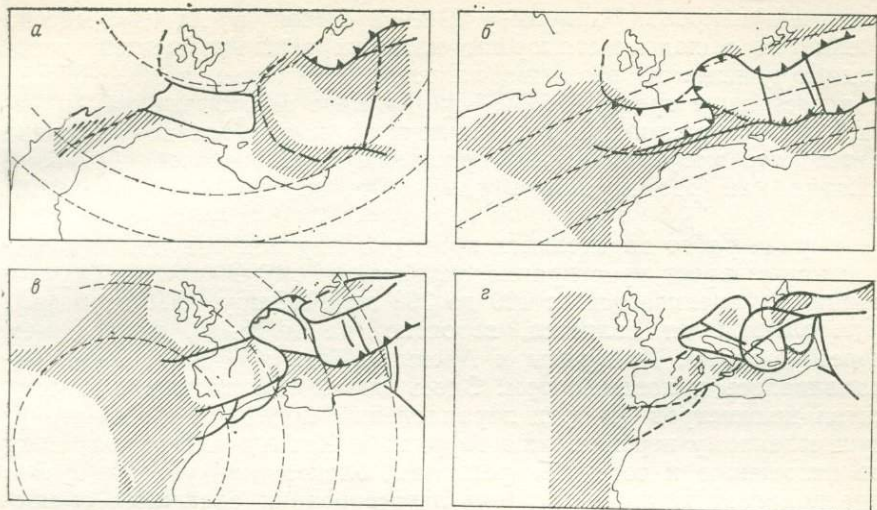


Рис. 41. Предполагаемая эволюция от Тетиса к средиземноморским впадинам.

Малые штриховые круги описаны около полюса вращения Африки относительно Европы в течение периода, следующего непосредственно за указанным на схеме (по Bijou-Duval e. a. [1977]).  
 а — доггер—оксфорд (165—150 млн. лет); б — кампан—маастрихт (76—68 млн. лет); в — рюпель (35 млн. лет); з — современная картина.

вим, что в Малой Азии уже пермские отложения имеют океанический характер, который достигается в Западном Средиземноморье в триасе и в Карибском регионе — в юре.

Полярность развития в поперечном направлении (от внутренних к внешним зонам) в свою очередь имеет свои вариации. Так, если судить по смещению фронта все более молодых шарьяжей, то в Греции и в Тавре они имеют противоположную полярность с пересечением фронтов на крутом изгибе Испарты.

Эффект столкновения континентов особенно проявился в развитии шарьяжных покровов, которые существенно перекрыли и маскировали зоны субдукции и их последствия (и признаки). Так, например, в Гелленидах голубые сланцы, образовавшиеся в поздней юре, были вовлечены в последующие тектонические процессы и их долго объединяли с зелеными сланцами, возраст метаморфизма которых — третичный.

Асинхронность фаз тектонических движений может быть связана с наличием микроплит между Европой и Африкой. Этот вопрос связан с палеотектоническими построениями, определяющими точную конфигурацию мезо-Тетиса, и, в частности, наличие микроплит между главными (Европейской и Африканской) плитами [Dewey e. a., 1973]. Количество их, однако, имеет тенденцию к уменьшению по мере уточнения палеотектонических построений во все более новых работах (рис. 41, а, б, в, з).

Многие из предполагаемых микроплит на самом деле оказались тектоническими окнами метаморфического форланда в офи-

олитовых покровах, например Южная Эвбея и Аттика, массив Мендерес, выходы метаморфит внешних зон. Разумеется, необходимо учитывать различие плитовой структуры в мезозойское и в настоящее время. Вообще же наличие микроплит, как и детали конфигурации краев крупных плит, имеют главное значение в том, что могут определить различие геодинамических условий сжатия или растяжения в одно и то же время, но в разных местах.

В ряде работ определялся примерно порядок сокращения земной коры вкрест простирания складчатых систем при их образовании. Он оценивается от 100 до 300 км [Гүйрпу, 1976 г., и др.]. Наибольшим он является, вероятно, на профиле, проходящем через Карпаты, Динариды и Апеннины, где это сокращение накапливалось с поздней юры. Здесь оно могло достигать многих сотен километров (в трех параллельных цепях) и соответствует существенному перемещению Африки и Италии к северо-востоку по отношению к соседним регионам, блокам или участкам. Это предполагает наличие больших левосторонних сдвиговых смещений между Африкой с Италией и Атлантической Европой. Подобные же отношения на востоке предполагают правосторонние смещения между Африкой, Италией и Гелленидами Греции и вообще Эгейской областью в целом.

Раскрытие Атлантического океана, изученное по полосовым магнитным аномалиям, составляет фундаментальное ограничение для построений в области Средиземноморья. Движения краев Атлантики позволяют вычислить относительные движения Африки и Европы, которые в свою очередь лимитируют реставрации внутриальпийских движений. Изучение магнитных аномалий показало, что Северная Атлантика раскрывалась с юга на север. В течение юрского периода (180—140 млн. лет) к югу от современной зоны Азорские острова — Гибралтар Африка вместе с континентальными блоками Аравии и Италии отделилась от слитных пока Северной Америки и Европы [Dewey e. a., 1973]. В течение мелового периода от Северной Америки отделяется Испания, потом (уже в палеогене) раскрывается Лабрадорское море между Северной Америкой и Гренландией и только в эоцене — наиболее северная часть океана между Гренландией и Северной Европой.

При такой последовательности в юрское время очевидно должно было возникнуть значительное латеральное смещение между Африкой и Европой (крупнейший левосторонний сдвиг). Составляющая сближения Африки и Европы в это время была второстепенной. Значение ее увеличивалось к востоку. Начиная с позднего мела сдвиговая составляющая очевидно стала уменьшаться и, возможно, исчезла или даже левый сдвиг сменился правым в связи с раскрытием более северных частей Атлантики.

Ряд авторов предложил более строгие количественные решения этой проблемы [Pitman, Talwani, 1972; Dewey e. a., 1973].

Почти все они указывают на смену знака сдвиговых перемещений Африки относительно Европы между 80 и 50 млн. лет назад (поздний мел — середина эоцена). Правостороннее смещение континентов за указанный период должно, согласно этим работам, достигать 500—100 км в разных местах. Нужно заметить, что в этих реконструкциях имеются элементы неуверенности, которые трудно количественно оценить, но, по-видимому, они могут иметь порядок до сотен километров. При более детальных построениях внутри Средиземноморского пояса влияние этих неучитываемых факторов может быть еще большим.

Соответствие очертаний континентов, обрамляющих Атлантический океан, само по себе поднимает проблему историчности. Обычные построения этого рода не принимают в достаточной мере во внимание изменения контуров материков более поздние, чем их расхождение, например в случае Северной Африки или Испании. Они базируются иногда на герцинских структурах (не принимая во внимание раннеальпийские). Возможно, что соответствие в триасе было иным, чем в начале перми.

Неуверенность заключается также в методах интерпретации полосовых магнитных аномалий, причем возможные неточности возрастают от начала процесса спрединга к современности.

Например, реконструкции П. Таппонье, опубликованные в 1977 г., в общем сходятся с предыдущими у других авторов в пределах допустимых погрешностей для мелового периода (180—120 млн. лет). Для миоцена (12—20 млн. лет) и плиоцена (до современности) построения сделаны, исходя из требования удовлетворительной совместимости с общей геометрией альпийских складчатых систем. Но при этом потребовалась реинтерпретация магнитных аномалий Атлантики, особенно к северу от линии Азорские острова — Гибралтар.

Согласно этим построениям Африка отделяется от Северной Америки в триасе и сдвигается по отношению к Европе на восток (левосторонне) в течение юры. Это движение в раннем меле увлекает Испанию. Оно постепенно замедляется в течение мела вследствие проникновения больших выступов в виде горизонтальных штампов Африканского континента — Аравии и, особенно, Италии, вдавливающихся в континентальную массу Европы.

Средиземное море является в своем близком к современному виду несомненно весьма молодым образованием (в основном плиоцен четвертичного возраста). Его возникновение в целом хорошо маркируется мессинской (поздний миоцен) эпохой отложения эвапоритов, после того что называют нередко миоценовой революцией. Сама по себе роль неотектоники в образовании Средиземного моря, по-видимому, различна и даже разнонаправлена в разных его частях. На западе существенную роль играло вращательное движение Корсиканско-Сардинского блока, в результате которого открылся Алжиро-Прованский глубоководный бассейн с океанической корой.

## ДИНАМИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ОКЕАНОВ В ТЕЧЕНИЕ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

В течение мезозоя и кайнозоя произошло закрытие Тетиса и раскрытие Атлантического океана, в то время как Тихий океан продолжал свое развитие. Эволюция Тетиса привела к образованию за его счет альпийских складчатых сооружений, продолжающихся в Тихий океан. Их непрерывность была пространственно прервана Атлантическим океаном.

Атлантический океан — результат простого раскрытия, за исключением Антильского (Карибского) региона и дуги Скотия (Южных Сандвичевых островов), где с недавнего времени развилась субдукция, генерировавшая островные дуги. Возможно, что субдукция намечается и на уровне Кантабрийских гор.

История Тетиса и Атлантики характеризуется наложением двух процессов. Атлантический цикл можно разделить на два периода: широтное раскрытие Тетиса (Т—J) и раскрытие Атлантики (меридиональное, К—Р). Восточная, большая, часть Тетиса может рассматриваться как относительно постоянный океан, связанный с Тихим. Здесь не известно герцинское несогласие, так как палеозойские морские фации непрерывно переходят в мезозойские. В западном направлении в альпийском цикле развивается обновленный Тетис. В его пределах мезозойские серии (начиная с триаса) лежат несогласно на предшествующих образованиях. Этот раздвиг Тетиса сечет доальпийский цоколь. Он особенно ясно проявлен в Западном Средиземноморье, где пересекает складчатую систему герцинид. Здесь развит трехчленный комплекс (разрез), характерный для раскрытия океана атлантического типа: 1) континентальные фации перми — раннего триаса, 2) эвапоритовые фации раннего — среднего триаса, 3) морские фации лейаса. Среди последних различаются характерные для различных океанических зон окраин материков и собственно океанов.

Распространение Тетиса со временем прослеживается на запад в направлении Карибского региона, где также трехчленная последовательность (континентальные отложения — эвапориты — океаническая серия) постепенно поднимается в юру. Там вполне определенная океаническая трансгрессия произошла в оксфордское время. Вехи этого продвижения распознаются в бортах современной Центральной Атлантики. Серии, напоминающие трехчленную последовательность Бриансонне, описаны у атлантических берегов США, в кернах скважин программы JOIDES. Вероятно, следует ожидать подобных же открытий в скважинах предстоящего бурения по этой программе в той же части Атлантики.

Таким образом, регенерированный Тетис раскрывался в виде «ножниц» за счет пермской Пангеи, однако, по-видимому, это раскрытие не достигло Тихого океана (со стороны Центральной Америки), так как все известные юрские фауны Карибского

региона родственны фаунам Мезоген (Тетиса), а не Тихоокеанского пояса. Во всяком случае длительное время Тетис представлял собой как бы гигантский залив, продвигавшийся все дальше на запад, и это определяет первую атлантическую стадию развития альпид в областях, развившихся из этого регенерированного Тетиса, что в равной степени относится и к Западному и к Центральному Средиземноморью, а также и к Карибскому региону, лишь с некоторым хронологическим различием.

Эта «атлантическая стадия» проявляется на краю Центральной Атлантики, но здесь она не включается в альпийскую эволюцию. Нет причин для ее существования и в «постоянном» Тетисе, т. е. на востоке области Тетиса. Важнейшее событие, которое рассекает надвое альпийский цикл — это раскрытие Атлантики. Оно начинается в ее южной части в раннем мелу, развивается в Центральной Атлантике в среднем мелу, продолжается севернее в позднем мелу и заканчивается в пределах Арктики в кайнозое.

Раскрытие «ножницами», перпендикулярное к раскрытию Тетиса и наложенное на него, становится наконец полным, так как оно распространяется в Арктику. Однако в течение долгого времени Атлантика представлялась большим заливом, северная оконечность которого мигрировала к северу, накладываясь на Тетис примерно в среднем мелу. Из этого вытекает ряд следствий. Прежде всего, Альпийская область Евразии оказалась отделенной от области Карибских альпид. Второе явление — это наложение собственно Атлантики и Тетиса, также атлантического типа, но перпендикулярного простираю.

В обеих мегаструктурах преобладает режим растяжения. При этом на краях Центральной Атлантики встречаются серии юры и нижнего мела совершенно альпийского типа, сходные с таковыми Тетиса, а не Атлантики. И действительно, ведь Атлантический океан в целом раскрылся лишь в течение мелового, а в арктической части — третичного периода (отметим, что средняя его часть раскрылась в среднем мелу). Раскрытие Атлантики прервало эволюцию Тетиса как раскрывающегося океана. Тетис вступает в период сокращения, в нем устанавливается режим сжатия. Это отмечается так называемой «юрской революцией» в альпийских складчатых системах Средиземноморья. Возможно, эти события как-то проявляются и в Карибском бассейне.

Таким образом, Центральная Атлантика — это океаническая модель альпийских зон (геосинклиналей) в триасе — юре, отвечающая структуре и последовательности развития Тетиса, из которого образовались альпийские цепи. Поскольку раскрытие Атлантики обрывает раскрытие Тетиса, можно предположить параллелизм в эволюции перикарибских и перисредиземноморских альпийских цепей. Там и здесь обнаруживаются тектонические фазы среднего мела, позднего эоцена и конца миоцена. Современное Карибское море имеет определенное сходство с современным Средиземным морем.

Остановимся несколько на соотношениях Тетиса и Тихого океана. Имеются указания на то, что некоторое время существовало сообщение между Карибским океаническим бассейном и Тихим океаном. Об этом свидетельствует родство фауны Карибского района и Центральной Америки в некоторых сериях верхнего мела. Несмотря на закрытие Альпийского региона, восточная часть Тетиса, по-видимому, открывалась в Тихий океан в Меланезийской зоне.

В первом приближении ансамбли альпийских сооружений Карибского и Евразийского регионов образовались в результате столкновения северных и южных континентов, тогда как притихоокеанские складчатые системы связаны, как представляется, с более или менее перманентной субдукцией. Отношения Тетиса и Тихого океана в известном смысле — это отношения субдукции и столкновения материков [Aubouin, 1980 г.]. Существование атлантической стадии связано с расширением и регенерацией Тетиса за счет пермской Панген. На востоке раннемезозойские структуры были, по-видимому, тихоокеанского типа, унаследованные от палеозоя.

На границе между двумя столь различными частями Тетиса во всей истории Балкан (возможно, еще более — Понтид и области далее к востоку) доминируют магматические проявления, связанные с субдукцией; там обнаруживаются лейасовая тектоническая фаза, сопровождающаяся гранодиоритами и андезитами, связанными с субдукцией под Европейский континент.

## АТЛАНТИЧЕСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Важнейшими особенностями складчатых сооружений востока Северной Америки и севера Западной Европы в плане глобальной тектоники являются их расположение по обеим сторонам Атлантического океана и наличие в составе обеих ветвей комплексов глубоководных пород и вулканитов офиолитового и островодужного типов. Эти комплексы с точки зрения тектоники плит являются индикаторами соответственно Палеоатлантического океанического бассейна и его окраинной зоны тихоокеанского типа. Закрытие этого океана, получившего в ряде работ название «Япетус», должно было привести к формированию единой складчатой системы, вновь разорванной на Американскую и Европейскую ветви при раскрытии современной Атлантики.

Предшествующая стадия сращивания континентальных масс относится, по общему мнению, к гренвилльской — свеко норвежской тектонической эпохе (900—1000 млн. лет назад). Консолидированный в это время Лавразийский континент по многим признакам начал подвергаться растяжению и рифтогенезу уже в позднем рифее. При этом возникли не только собственно континентального типа рифтовые впадины, отмеченные соответствующими фациями отложений, но и морские рукава или проливы, которые дают повод некоторым исследователям говорить о существовании

в это время океана. Однако это, по-видимому, все же не был океан, подобный палеозойскому Япетусу или мезокайнозойской Атлантике, а скорее группа сравнительно небольших бассейнов, часть из которых имела кору океанического типа. Иные из этих ранних рифтовых образований были скорее типа авлакогенов.

Часть океанических бассейнов этой эпохи затем открылась до образования собственно Япетуса, что в Гренландии отмечено как каролинидийская орогения. В качестве одного из явлений, связанных с этим, можно упомянуть о роях даек, например, в Скандинавии, разделенных мощными призмами осадочных пород и распределенных на значительные промежутки по возрасту.

Эпохи сжатия и орогенеза к тому же отчетливо наблюдаются для этого промежутка времени. Они названы моранскими, кадомскими, (кельтскими), авалонскими и гандерскими орогеническими событиями [Roberts, Gale, 1978]. Несомненно, что в течение позднего рифея имело место в ряде районов растяжение земной коры, что, в частности, показывают рои даек и вулканизм. В других местах эти магматические проявления не имели места, но тектонические признаки растяжения тем не менее налицо.

Все эти признаки прото- или дояпетского растяжения или рифтогенеза распространены от Гренландии, через Шницберген (Свальбард) до Скандинавии, Британских островов, Аппалачей и Ньюфаундленда. Одна полоса (более западная) включает Гренландию и Аппалачи до самого южного окончания их, другая (восточная) обозначена послесвекопорожскими долеритовыми дайками в Норвегии и Северной Швеции. Возраст этих долеритов 850—900 млн. лет. В этом последнем секторе орогена нет признаков кадомской или моранской деформаций (столкновения масс). Они предшествуют широкой спарагмитовой седиментации. Отметим, что имеются признаки еще более позднего растяжения в самом конце рифея, представленные диабазами. Возраст их после 668 млн. лет определяется, правда, только косвенно.

В Южных Аппалачах имеются кислые лавы с цирконом, возраст которого 820 млн. лет (формация Катоктин). Вероятно, примерно того же возраста зеленокаменные породы нижней группы Элеонорбей в восточной Гренландии. В целом развитие пояса в позднем докембрии было, очевидно, гетерогенным. Одни участки и районы испытывали рифтогенез, прерываемый фазами сжатия и столкновения континентальных блоков, а другие подвергались только продолжительному растяжению в течение рифея и венда. В таких местах можно видеть непрерывное осадконакопление этой эпохи.

Можно довольно уверенно утверждать, что финальный рифтогенез (который не следует смешивать с развитием более ранних авлакогенов), непосредственно связанный с предстоящим раскрытием океана Япетус, следует датировать вендом. Так, в Северо-Восточном Ньюфаундленде есть дайки (корни базальтовой серии — свиты Лайтхауз), которые имеют возраст ~605 млн. лет. К венду же относятся некоторые рои даек в Норвегии (Западный

и Восточный Финмарк). Несколько моложе своеобразные базальты Тайваллич, метабазиты Айлтей в Шотландии, по составу промежуточные между океаническими и континентальными толитами. Вероятно, их можно коррелировать с примерно одновозрастными базальтами, излившимися на поверхность в Северо-Западном Ньюфаундленде и в Лабрадоре [Graham, 1976 г.].

Около 565—590 млн. лет назад произошла интрузия щелочных пород и карбонатитов в Северной Америке, Гренландии и Северо-Западной Европе. Ее нужно связывать, очевидно, с широко распространеннейшей в это время рифтовой системой, некоторые ветви которой получили дальнейшее развитие, а другие затухли, как, например, рифт Святого Лаврентия в Северной Америке. Его рассматривают как неразвившуюся ветвь тройного сочленения рифтов Северной Атлантики. В Южных Аппалачах так рассматривают Южно-Оклахомский авлакоген в связи с более поздним раннепалеозойским тройным сочленением, а также Остердальский авлакоген в Южной Норвегии, который содержит местами субтиллитовые потоки субщелочных базальтов, но вообще он был практически не заполнен до позднего докембрия (венда), когда здесь произошла интрузия карбонатитов.

Что касается юго-восточного края будущего океана, то здесь сравнительно мало фактов, указывающих на готовящееся раскрытие бассейна. В частности, можно предполагать наличие древнего авлакогена под фанерозойскими осадками Северного моря. Мощная призма осадков, накопившихся в рифее и венде около рифтогенных окраин океана Япетус, имеет много общего с осадками шельфа и континентального склона современного Атлантического океана. Важным признаком такого происхождения является уже сама по себе клинообразная форма мощных призм осадков, толщина которых возрастает к востоку на западном краю региона и к западу — на восточном.

На современных континентальных окраинах атлантического типа такие призмы лежат большей частью на континентальной коре, особенно на выклинивающихся краях. Внутрь океана происходит смена на более глубоководные фации. Это происходит также вверх по разрезу, указывая на углубление океанического бассейна или связанных друг с другом бассейнов. Такие же соотношения обнаруживаются в «миogeосинклинальных» зонах палеозойского Атлантического складчатого пояса. Отмечается также большое сходство ныне разъединенных частей Япетуса и его первоначальных рифтогенных окраин до соответствия в Южных Аппалачах и Мавританидах включительно.

Согласно Дж. Дьюи [Dewey, 1974], мойнско-далрэдская серия Британских островов представляет собой отложения шельфа и континентального склона вдоль северо-западного края океана Япетус. Имеются, правда, возражения против реконструкции Дж. Дьюи, связанные с наличием сиалических обломков в среднем Далрэде (PR<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>), что может свидетельствовать о переносе материала с юга. Фации еще более молодых кластических

седиментов той же серии Далрэд как будто бы меняются в юго-восточном направлении от общеконтинентальных до более прокси-мальных прибрежных фаций [Phillips *et al.*, 1976].

Турбидиты Южно-Шотландской возвышенности в некоторых участках тесно ассоциируются с толентовыми вулканитами и интрузиями, то же отмечено в Ирландии. Это, по-видимому, можно интерпретировать как результат рифтогенеза уже в раннем кембрии с образованием хотя бы узкого межконтинентального рифта. Такой модели, возможно, больше соответствуют отсутствие признаков океанического основания, очень большая мощность терригенных осадков серии Далрэд, доказательства присутствия континентальной коры как к северо-западу, так и к юго-востоку от Далрэдского бассейна. Более определенные признаки океана появляются в позднем кембрии и ордовике.

Различие фаун по обе стороны реконструируемого бассейна Япетус было описано еще в конце 60-х годов и как признак раскрытия глубокого океана было замечено еще раньше. Вместе с тем и в настоящее время не все авторы трактуют Япетус как единый большой океан. Имеются факты и мнения в пользу системы маленьких океанических впадин.

Офиолитовые комплексы представляются в настоящее время наиболее достоверным индикатором наличия океанической коры в геологическом прошлом. Однако в Северо-Атлантическом регионе, как, впрочем, и в большинстве других мест, они представлены в виде рассеянных небольших фрагментов. Дж. Дьюи и другие исследователи справедливо указывали, что вследствие поглощения океанической коры в зонах субдукции такое положение должно быть нормальным и остатки океанической коры в складчатых областях в принципе обязаны своему сохранению главным образом обдукции.

Обдукционные офиолитовые комплексы изучены и описаны в Ньюфаундленде. При этом прежде предполагали, что отдельные останцы офиолитов представляют собой фрагменты некогда единого покрова или во всяком случае части единой когда-то океанической коры. Теперь же многие склоняются к мнению, что кора океанического типа генерирована не в океане атлантического типа, а в серии малых бассейнов, наподобие окраинных морей или междугубовых бассейнов западной части Тихого океана. Оказалось, что возраст пород по циркону в офиолитовых комплексах, развитых в двух близко расположенных районах Ньюфаундленда, существенно различен: в одном случае он равен ~508, в другом — 463 млн. лет [Mattinsen, 1975 г.]. Вместе с тем время обдукции первого из офиолитовых комплексов (Бейоф-Айлендс) 460 млн. лет. По данным начала 70-х годов свидетельство о раннепалеозойском спрединге можно проследить на юг, в континентальные Аппалачи. Однако имеются возражения, высказанные в те же годы и позднее, против идентификации офиолитов с образованиями океанической коры.

На Британских островах в качестве фрагмента океанической коры в аллохтонном залегании рассматривается обычно баллантрейский базит-гипербазитовый комплекс. Возраст его определяется как доаренигский. Петрохимические исследования показали, что в этом комплексе присутствуют бедные калием толеиты и вариации состава, характерные для горячих точек. Несмотря на это отстаивается мнение, что этот комплекс также сформировался за счет коры океанического типа, генерированной, вероятно, в малом бассейне, окраинном или внутреннем. Проводится также параллель с определенным офиолитовым комплексом Ньюфаундленда, на основании петрографической аналогии и, в частности, наличия в обоих комплексах высокотемпературных ареалов (около гипербазитов) [Church, Graye, 1973 г.]. Аналогично этому океанические образования усматриваются в офиолитовых ассоциациях северного борта Среднешотландской долины и северо-западной окраины Ирландии (Эйре).

Основываясь на этих данных, положение океана Япетус должно было быть определено к югу от оси Южно-Шотландская возвышенность—массив Лонгфорд-Даун (в Ольстере). Его положение по другую сторону современной Атлантики—в Ньюфаундленде, по работам начала 70-х годов определяется как совпадающее с осевой подвижной зоной последнего.

В отношении Скандинавии и Гренландии проблема существенно уходит в область предположений, так как, с одной стороны, здесь почти нет отчетливо последовательных офиолитовых ассоциаций, а с другой—имеются большие нарушения, связанные с шарьяжами и вообще дизъюнктивами больших амплитуд. Дж. Дьюн в начале 70-х годов высказывал предположение, что океанический рифт в центральной части Норвегии совпадал с осевой линией скандинавских каледонид, и видел океанические образования в комплексе группы Торон доаренигского возраста. Другие исследователи тогда резко ему возражали. Сейчас, по-видимому, родственность по составу этого комплекса с океаническими образованиями подтверждается петрохимическими данными [Gale, 1975 г.].

Палеорекострукции приводят нас к выводу, что океанического типа кора в данном случае принадлежала второстепенному бассейну окраинного типа, а не главному океану Япетус. Дальнейшие специальные исследования этих вулканических комплексов показали двойственные результаты. Похоже, что часть вулканитов связана со спредингом в окраинных морях, тогда как гипербазиты «Лека», возможно, представляют фрагменты первоначального офиолитового комплекса океана. В Северной Норвегии описаны еще признаки раннепалеозойской коры океанического типа [Quenardel, Zwaan, 1980]. В Восточной Гренландии их, по-видимому, нет. Трог Элеоноры представляется вполне энсиалическим (континентальным) рифтом или авлакогеном, вероятно ответвившимся от главного рифта, который превратился в океан. Что касается Шпицбергена, то там, возможно, имелась поглощающая граница

плит, поскольку сохранились вещественные следы коры океанического типа на западе архипелага.

Давно известно, что в рассматриваемом регионе в тесном соседстве встречаются два совершенно различных фаунистических комплекса позднего кембрия и раннего ордовика, что позволило помещать здесь границу так называемых Тихоокеанской и Атлантической зоогеографических провинций того времени. Эти провинции в общем разделены достаточно четко, хотя в Северных Аппалачах все же известны смешанные промежуточные фауны. Среди предполагаемых объяснений во второй половине 60-х годов уже появилось предположение, что две прибрежноморские провинции были разделены глубоководной впадиной.

После появления тектоники плит такое объяснение представлялось многим настолько естественным, что мало кто подвергал его тщательному критическому рассмотрению. Все же не следует упускать из виду, что и другие объяснения не исключены. Имеются новые более детальные и тонкие исследования, которые показывают, что широтные вариации температуры поверхностных слоев воды могли также существенно влиять на распределение эпипелагической фауны. При всех этих осложняющих моментах наиболее вероятным остается предположение о существовании некоего барьера (вероятнее всего водного в виде океана) с максимумом сепарации в раннем ордовике. Конечно, сами по себе палеонтологические данные не исключают и барьер в виде суши, но другие данные, в том числе палеомагнитные и геологические, отвергают это предположение. В силуре (по улучшенным палеомагнитным данным) должно было произойти уже сближение краев раннепалеозойского океана. Это согласуется с геологическими данными о закрытии океана в Скандинавско-Гренландском сегменте, в то время как для Британских островов и Европейского континента (платформы) конечное столкновение произошло лишь в девоне.

Палеореконструкция рисует грубомеридиональное положение Северного Япетуса, который южнее должен был загибаться до почти широтного простирания в области Аппалачей. В Скандинавии имеются некоторые противоречия фаунистических и геологических данных, которые могут объясняться влиянием простирания Япетуса и вариациями его ширины на расселение фауны [Roberts, Gale, 1978]. Палеомагнитные данные указывают также на разделение Британских островов и Балтийского щита. Это, возможно, отражается в несоответствии тектонического стиля Британии и Скандинавии.

До сих пор мы рассматривали данные и построения, свидетельствующие о существовании океана Япетус и характеризующие стадию его раскрытия. Обратимся теперь к реконструкциям процесса его закрытия.

Обширные и полные данные в пользу субдукции и образования системы желобов островных дуг имеются в Аппалачском регионе, в его северо-восточной части. Вместе с тем из-за полиметамор-

физма соответствующих толщ в Ньюфаундленде отсутствуют твердые данные о возрасте этих образований. Это мешает установить связную картину истории, особенно ранних стадий, сокращения океана Япетус. Например, считалось, что гандерская и барлингтонская орогении имели место: первая — в позднем докембрии, а вторая — в позднем кембрии. Если это так, то таконской тектонической эпохе в конце ордовика предшествовало по крайней мере два момента сжатия, т. е. образования зон субдукции уже в очень ранние фазы развития океана Япетус. Кроме того, по заключению некоторых исследователей, начало деформации и метаморфизма супергруппы Флёр-де-Лис в Ньюфаундленде могло иметь место не раньше лланвирина и ни в коем случае не раньше размещения офиолитовых пластин и призм осадочных кластических пород на западной платформе в среднем ордовике [Williams, 1975 г.].

Гандерская орогения, вероятно, отражает столкновение островной дуги с континентальным склоном. Однако эти события могли произойти значительно позже, чем обычно предполагается, хотя и в пределах раннего палеозоя. Возможно, что они связаны с таконской эпохой, так же как и барлингтонский тектонический эпизод.

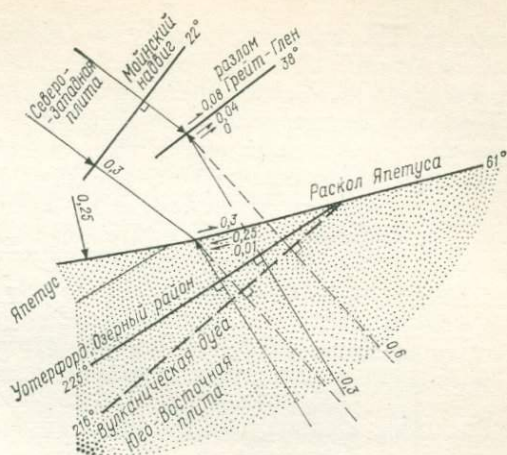
Вопрос о направлении падения зон субдукции является до сих пор дискуссионным. Некоторые исследователи предполагают их наклон на северо-запад, другие — на юго-восток, третьи — в обе стороны [Williams, 1975 г.; Phillips e. a., 1976, и др.].

На Британских островах сокращение кембрийского океана путем субдукции проявляется в образовании палеовулканических дуг и в последующих тектонических деформациях. К первым относят интрузии Шотландского ортотектонического пояса, примером вторых является очень близкая по времени грампинская орогения в раннем ордовике. Полагали, что то и другое имело место в мойнско-далрэдском субстрате над зоной субдукции, падающей на северо-запад. Эта интерпретация сохранилась в работах 1969—1975 гг. Имеется, однако, и другая точка зрения, согласно которой Южно-Шотландская возвышенность и массив Лонгфорд-Даун в Ольстере представляли собой скорее поднятие типа форланда по отношению к энсиалическому мойнско-далрэдскому бассейну, а к юго-востоку от этого гребня располагалась зона субдукции океанической коры. Одновременно имела место встречная субдукция в юго-восточном направлении льюисской континентальной коры на северо-западе Шотландии.

Совокупности наблюдаемых фактов, по-видимому, наиболее соответствует модель непараллельных зон субдукции, сходящихся на северо-востоке [Phillips e. a., 1976]. При сближении их в ходе длительного закрытия Япетуса согласно этой модели должны были происходить последовательная миграция и удлинение линии столкновения континентальных масс в юго-западном направлении, т. е. перемещение тройной точки сочленения. При этом шов, маркирующий место бывшего океана, превращался в правосторонний сдвиг по линии соприкосновения континентальных масс. Модель

Рис. 42. Векторная диаграмма для нестабильного тройного сочленения желоб—желоб—трансформный разлом, построенная для Британских островов в силуре.

Скорости движений, см/год, показаны числами у соответствующих векторов; наименьшие векторы сдвига — на южной стороне разлома Грейт-Глен, наибольшие — по северной стороне раскола Япетуса [Phillips e. a., 1976].



сходящихся зон субдукции согласно с миграцией вдоль шва Япетус и проявлениями вулканической активности во времени, а также с рядом других явлений и черт структурного порядка (рис. 42).

Она позволяет рассчитать скорости субдукции и сокращения океанического трога, а отсюда и его максимальную ширину в начале палеозоя. При этом для выявления миграции тройной точки в юго-западном направлении использовался момент одновременного окончания как эффузивного, так и интрузивного магматизма. В результате произведенных построений и расчетов оказалось, что минимальная ширина океана в арениге — 600—800 км. Правостороннее смещение по шву Япетуса в течение позднего ордовика и девона составляет 1270 км, что соответствует схождение форландов в Западно-Гренландских и Скандинавских каледонидах на 570 км.

Характер вулканизма в Южно-Шотландском районе в течение ордовика и силура указывает на непрерывную или перемежающуюся субдукцию в северо-западном направлении с миграцией зон Заварицкого—Беньофа на юг (рис. 43) [Phillips e. a., 1976]. В частности, с этим согласуются такие факты, как докарадокская обдукция баллантрейского офиолитового комплекса, надвиг турбидитов Нокбернленда, андезитовый вулканизм Среднешотландской низменности и интрузии гранодиоритов Южно-Шотландской возвышенности уже в девоне. Последние указывают на перемежающееся продолжение субдукции до девона включительно.

Петрохимические изучения вулканитов ордовика в Озерной области, в Уэльсе и в Ирландии указывают на обстановку их образования типа островных дуг или, возможно, активных окраин континента без окраинных морей (андийский тип). Они отмечают противоположный юго-восточный край океана Япетус. Геохимическая и петрохимическая полярность вулканитов указывает наклон зон Заварицкого—Беньофа на юго-восток. Предполагается, что

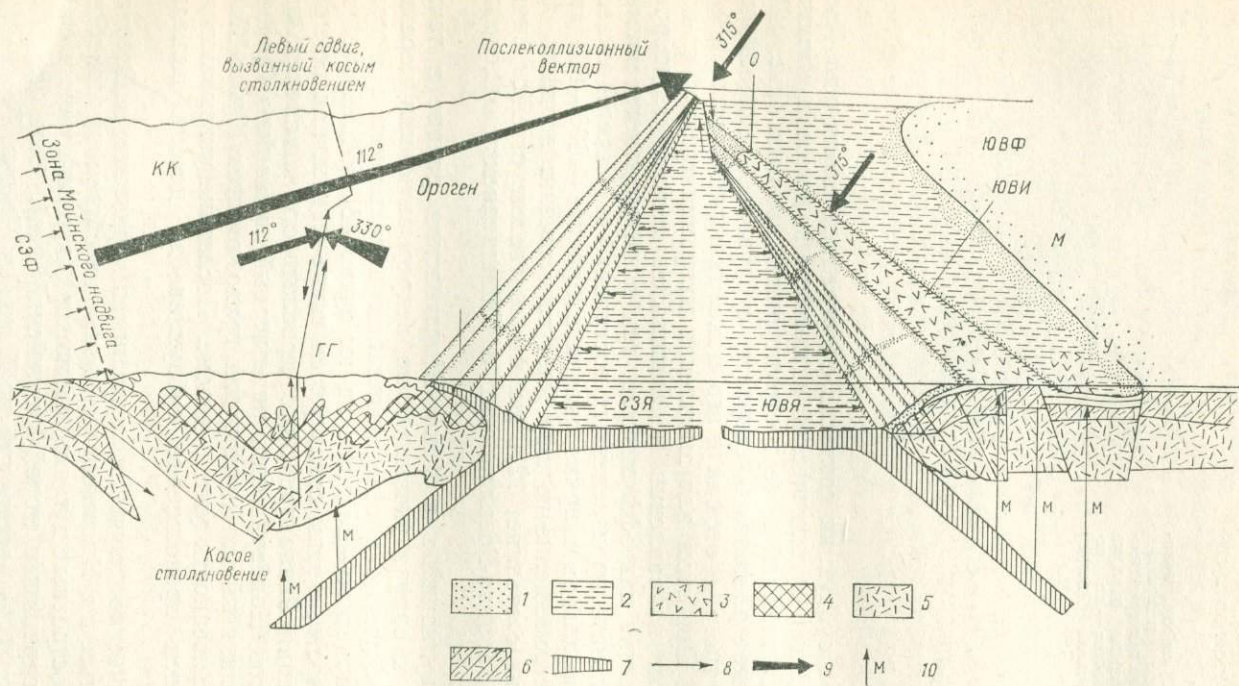


Рис. 43. Палеогеографическая и структурная реконструкция для лландейла—раннего карадока (Северная Атлантика).

СЗФ — северо-западная плита Форланда; КК — Каледонская кордильера; О — Озерный район; ЮВФ — юго-восточная плита Форланда; ЮБИ — Юго-Восточная Ирландия; М — платформа Мидленда; У — Уэльский бассейн; СЗЯ, ЮВЯ — Северо-Западный и Юго-Восточный Ялетус; ГГ — разломы Грейт-Глен и Лик-Ленэн.

1 — пески; 2 — глы; 3 — эффузивы; 4 — брекчии; 5, 6 — породы различной степени метаморфизма; 7 — кора океанического типа; 8 — направления движения плит; 9 — направление стратиграфического омоложения; 10 — подъем основной магмы.

желоб находился на северо-западной стороне геоантиклинали Ирландского моря. Об этом свидетельствует усиление щелочно-известковой и даже щелочной тенденции петрохимии эффузивов с севера на юг и вверх по разрезу. При этом окончание островодужного вулканизма произошло прогрессивно в более позднее время с северо-запада на юго-восток, от Озерного района Англии до Южной Ирландии. Это, вероятно, указывает на соответствующую миграцию закрытия океана. Возможно, существовало несколько палеозон Заварицкого—Беньофа. Район Уэльса рассматривается как энсиалический бассейн с вертикальными движениями и эволюцией магматизма с течением времени от известково-щелочного к щелочному. Возможность коровой контаминации рассматривалась применительно к карадокскому вулканизму Сноудонии (Северный Уэльс).

Островодужная обстановка в Скандинавии наиболее рано проявилась на севере в тектоническом эпизоде Финмарка, а на юге в развитии надсубдукционных комплексов. Это были первые признаки начинающегося сокращения океана. Ордовикская вулканическая дуга и формации в тылу дуг, развившиеся на коре океанического типа, описаны многими исследователями [Gale, 1975 г., и др.]. Односторонняя зональность (полярность) магматизма позволяет определить вероятный наклон зоны субдукции на юго-восток. Состав вулканитов характеризует островную дугу как энсиматическую. В основании вулканического комплекса залегают толентовые базальты океанического типа, выше — аренигская островодужная толентовая серия, еще выше — существенно пирокласты и, наконец, — калиевые и кислые эффузивы.

В тронгеймской супергруппе наиболее выражен вулканизм в западных районах, где местами также развиты платформенного типа известняки. Далее к востоку встречаются фрагменты серпентинитовых пластин, их относят к признакам мантийного диапиризма. В Западной Норвегии, однако, не обнаруживается литологических ассоциаций, которые можно было бы отнести к глубоководным желобам или промежуткам дуга—желоб. В частности, не встречено здесь зон голубосланцевого метаморфизма. Вместе с тем здесь имеются сильные свидетельства существенно доашгильских тектонических движений и метаморфизма кембрийско-аренигских пород. Эта тектоническая эпоха может быть сопоставлена с грампианской эпохой Британии.

Ранние признаки закрытия океана в Северной Норвегии представлены финмаркской эпохой, с которой тесно связаны интрузии, но лишь очень небольшие излияния базальтов. Предполагаемая обстановка — очень узкий ограниченный окраинный бассейн, сформировавшийся, однако, над значительным мантийным диапиром от субдуцирующей к юго-востоку океанической плиты. Заполнение окраинного моря осадками имело место еще в венде — раннем кембрии. Все вместе в ордовике подверглось значительному поперечному сокращению, в то время как в Центральной Скандинавии имел место режим растяжения с соответствующим вулканиз-

мом. В Зейландской магматической провинции имеется пространственно-временная зональность, которая может быть моделирована как развитие окраины Япетуса андийского типа. При этом синогенные интрузии образуют ряд: толеитовые габбро—известково-щелочные интрузии — сильнодифференцированные щелочные ассоциации. Некоторые исследователи связывают такого рода развитие с тем, что зона субдукции со временем становилась более крутой.

Регион Северо-Восточной Гренландии и Шпицбергена представляет энциалическую подвижную зону, в которой признаков островодужного вулканизма не обнаруживается. Отраженными признаками закрытия Япетуса являются перерывы и несогласия в верхнем кембрии. Полное отсутствие вулканитов и интрузивов, а также их детрита показывает, что океан находился на некотором расстоянии к востоку и в данном сегменте субдукция проявилась минимально или ее не было вовсе.

Конечная стадия закрытия океана Япетус проявилась несколько по-разному в различных регионах. В Центральном подвижном поясе Ньюфаундленда активность вулканических гряд островодужного типа (включая андийские) прекратилась, по-видимому, в течение среднего ордовика. Поздний ордовик в основном был эпохой эрозии и отложения флиша, хотя проявления вулканизма местами еще отмечаются в это время. Резкое изменение обстановки произошло к силуру. Этот период характеризуется мелеющими морями и преимущественно кислым наземным вулканизмом. По мнению некоторых исследователей, Япетус почти совсем закрылся уже в позднем ордовике. В девоне в Северо-Восточных Аппалачах спорадически еще происходило осадконакопление в мелководных бассейнах и наземный вулканизм кислого состава. Эти проявления были прерваны акадским орогенозом в среднем девоне во всем Ньюфаундленде. В это время образовались крутые складки, надвиги и гранитные плутоны. Имеются поздние и посторогенные интрузии и позднедевонского и карбонового времени.

Во времени и в пространстве следует, по-видимому, четко разделять эрийскую (главную каледонскую) и акадскую эпохи диастрофизма. С позиций тектоники плит каждая из них отражает отдельное от другого столкновение континентальных масс. В итоге произошло окончательное закрытие тогда уже мелководного Япетуса, завершившее более раннее его вырождение в среднем—позднем ордовике. Последнее определяется признаками деформаций в ордовике и раннем силуре в Центральном подвижном поясе Ньюфаундленда и в других местах.

Проявления складчатых деформаций, надвигов и т. д. более интенсивны в акадскую, чем в эрийскую (главную каледонскую) эпоху, как полагают потому, что в первом случае имело место столкновение относительно небольших континентальных фрагментов и островных дуг, а во втором — пришли в контакт крупные массивы материков. Шарьяжи акадского времени развились еще

в ранние стадии этой орогенической эпохи и переместили остатки океанической коры, которые еще существовали в это время в малых бассейнах и в составе островных дуг, на породы, деформированные таконской обдукцией, и в частности на аллохтон западной платформы. Это может объяснить, в частности, налегание офиолитов на формации супергруппы Флер-де-Лис в Ньюфаундленде. Таким образом, главная фаза закрытия океана в Северо-Восточных Аппалачах закончилась немного раньше, чем она началась в Скандинавии.

В современной Британии осталось очень мало от первичной океанической коры Япетуса. Сокращение и обмеление океана происходили, по имеющимся признакам, постепенно и вместе с тем неравномерно в течение ордовика и силура. Этот процесс сопровождался наращиванием флишевых клиньев и закончился столкновением континентальных масс в паратектоническом поясе в позднем силуре—раннем девоне.

Полифазная деформация по радиохронологическим и структурным данным в целом происходила несколько раньше в Северо-Западной Англии, чем в Северо-Восточной Ирландии. В девоне продолжались проявления вулканизма. Постороженный магматизм отмечен также интрузиями «новейших гранитов». Неодновременность процесса демонстрируется также последовательным омоложением флишевых клиньев. Финальное поднятие и растяжение отражены в формировании внутренних грабенных линейного типа, выполненных молассовидными отложениями Древнего красного лежня. Последние еще подвергались сильной открытой складчатости в позднедевонское время. Вероятно, это отражение академического столкновения в Аппалачском регионе.

Столкновение континентов в районе нынешней Скандинавии в силуре было значительно более результативным по тектоническим деформациям, чем в районе Британских островов. Здесь развились в региональном масштабе лежащие и опрокинутые складки, пологая сланцеватость и покровные структуры. Покровы обнаруживают, по-видимому, постепенное утонение к западу и в некоторых случаях обратную метаморфическую зональность. Предполагается перемещение к востоку на 200—500 км или более. Кульминационная деформация в среднем до позднего силура представлена, в частности, обдукцией покрова с корой океанического типа в основании. В то же время наиболее верхние покровы в Норвегии часто нацело или частично состоят из докембрийских метаморфических пород. Эти породы принадлежат фундаменту щита, но нередко омоложены (по радиохронологическим данным) в свеко-норвежскую эпоху. Участвуют досвеко-норвежского возраста породы в гранулитовой фации метаморфизма.

Поздне- и послеорогенные магматические проявления в Скандинавии не столь интенсивны, как на Британских островах, но обозначены все же венлокскими (до жединских) гранитами и гранодиоритами и несколько более ранними габбро в центральных районах. Финальное размещение покровов, деформированных

в финмаркскую эпоху тектогенеза, произошло в середине силура в Тромсе и Финмарке. Посторогенные фациальные аналоги Древнего красного лежня в Скандинавии выполняют незначительные депрессии в западных районах. Они имеют возраст лудловский—среднедевонский, деформированы слабо, вероятно, в свальбардскую (акадскую) эпоху. В целом получается, что каледонский тектогенез мигрировал на юго-восток от Центрального подвижного пояса Ньюфаундленда. Это имеет известное сходство с положением в Уэльсе и Валлийском бордерленде.

Сведения о времени столкновения в Гренландии и на Шпицбергене ограничены. Радиохронологические данные указывают на самый конец силура как на время главных тектонических и термических событий в Восточной Гренландии, а в южных регионах также на позднедевонские движения. В юго-восточном районе фиордов деформации совмещаются с поднимающимся мигматитовым фронтом. Главная черта Восточно-Гренландского подвижного пояса — это значительные горизонтальные перемещения, надвиги на запад. Амплитуда, по крайней мере для наиболее верхних шарьяжей, составляет 100 км и более, причем нередко в покровы вовлечен докембрийский фундамент. Поздне- и послетектонические граниты имеют некоторое распространение. Есть также грабены, выполненные слабоскладчатой девонской молассой; они имеют северо-западное простирание. На Шпицбергене направление сжатия близширотное, послетектонические граниты старше, чем девонская моласса.

## УРАЛ

В пределах этого региона позднепротерозойские (рифейские) и частью, по-видимому, вендские, а местами и раннекембрийские складчатые толщи наращивают к востоку древний континент Восточно-Европейской платформы, образуя Тимано-Печорскую систему и фундамент внешних зон Западного Урала. Они же, по имеющимся данным, развиты в древних выступах складчатого основания Западно-Сибирской плиты, составляя существенную часть последнего. То, что на Урале выходит на поверхность из этого древнего комплекса (согласно некоторым трактовкам, двух последовательно сформировавшихся комплексов), представлено в основном первичноосадочными, частью также вулканогенными формациями, которые здесь не рассматриваются. Отметим лишь, что в начале палеозоя они уже входили в состав Восточно-Европейского континента [Перфильев, Журавлев, 1965; Руженцев, 1974 г.].

На складчатом консолидированном основании, состоящем из рифейских и более древних пород, на западном склоне Урала, включая Центральноуральскую зону, Кваркушинское и Башкирское поднятия, выделяются небольшие остаточные мульды, реже — односторонние грабены, выполненные молассоидными отложениями, которые относят к так называемым грабеновым фациям, т. е. отложениям континентальных рифтов.

В Пай-Хое они имеют раннеордовикский возраст, тогда как среднеордовикские толщи имеют характер отложений шельфа и континентального склона глубоководного бассейна, очевидно образовавшегося к этому времени. На западном склоне Урала ордовикские отложения присутствуют в составе шельфовых отложений внешней (после передового прогиба) зоны квазиplatformенного палеозоя, большей частью вовлеченного в очень позднюю (триасовую) складчатость. Они же образуют останцы выполнения континентального рифта на поднятиях прежнего борта последнего, а еще восточнее — имеют характер комплексов континентального склона [Пучков, 1974].

Кроме молассоидных осадочных отложений в составе выполнения континентальных рифтов имеются вулканиты трахибазальт-трахиандезитовой субщелочной калиевой формации. К этому же тектоническому эпизоду, очевидно, следует отнести мелкие интрузии основных и щелочно-ультраосновных пород, рассеянные на фоне складчатого рифея. Комплексы континентального склона и подножия характеризуются признаками наличия батинальных отложений и увеличением глубинности площадей осадконакопления со временем.

На Северном Урале «грабеновые фации» западной окраины обычно несколько древнее (в пределах ордовика) формаций континентального склона-подножия и представленных здесь же формаций океанического характера. По этим признакам здесь можно усмотреть превращение континентального рифта в глубоководный бассейн с корой океанического типа. Следует подчеркнуть исключительно широкое развитие пород меланократового, т. е., по-видимому, мантийного основания, обычно составляющего нижние части офиолитовых серий.

Особенностью Урала является большая независимость их распространения и локализации от эффузивно-осадочных серий, входящих в состав коры океанического типа. Этот, по-видимому, мантийный материал, преимущественно в форме серпентинитового меланжа, проникает в очень высокие структурные этажи складчатых сооружений Урала, очевидно обладающие значительно более сложной структурой, чем пока удавалось установить. Меланократовое (мантийное) основание комплексов океанического типа представлено следующими формациями: дунит-гарцбургитовой, дунит-верлит-клинопироксенитовой, метаморфизованных габброидов, габбро-амфиболитов и амфиболитов [Тектоническая карта Урала, 1976].

На Полярном Урале (в Щучинской зоне, ~68° с. ш.) нерасчлененная спилит-диабазовая формация указывает на существование уже в ордовике бассейна с корой океанического типа. Признаки такого бассейна прослеживаются непрерывно на Северном и Среднем Урале (в пределах Тагильской зоны) по выходам нижнеордовикских вулканитов спилит-диабазовой формации. Сопоставление имеющихся данных приводит к представлениям о том, что раскрытие океанического рифта началось в ордовике (в ос-

новном в среднем и позднем), но в течение этого периода оно не переходило границы Среднего и Южного Урала. Признаков сжатия (субдукции) в это время еще не замечается. Параллельно, также начиная с ордовика, на континентальном основании развивалась шельфовая миегосинклиналь, а точнее, моноклиналиная призма осадков на всем протяжении Урала [Перфильев, 1979 г.].

На склоне Северо-Сосьвинской возвышенности Западно-Сибирской плиты, т. е. в необнаженной части Северного Урала, бурением и геофизическими работами прослеживается полоса выходов слабонзученных эффузивов, по-видимому принадлежащих спилит-диабазовой формации. Гряда диабазов, спилитов, базальтовых порфиритов и андезито-базальтов располагается в необнаженной части Среднего Урала. Возраст этих вулканитов средне-позднедевонский. Юг необнаженной части Среднего Урала (под Туринской равниной) представлен довольно определенно вулканитами спилит-диабазовой формации средне-позднедевонского возраста [Геологическая карта Урала, 1973 г.].

По другим источникам в пределах Туринской низменности (между Туринском и Шадринском), а также в районе Камышлова выявляются широкие поля метаморфизованных офиолитов поздне-силурийского — позднедевонского возраста, еще несколько восточнее (от г. Междуреченска у р. Конды к г. Тюмень, практически по меридиану 66° в. д.) тянется более узкая полоса также метаморфизованных офиолитов, возраст которых определяется как ранний карбон [Карта магматических формаций СССР, 1971 г.]. Присутствие вулканитов такого состава, а также гипербазитов может свидетельствовать о продолжении спрединга и зарождении новой коры океанического типа на восточной (необнаженной) окраине Северного и Среднего Урала с сильным омоложением (с запада на восток) включительно до раннего карбона. Широким распространением на Урале пользуются вулканогенные формации, петрографически и петрохимически сходные с формациями современных островных дуг.

На Полярном Урале (в Щучинской зоне) рядом с нижнеордовикскими отложениями формаций континентального склона и океанического типа залегает венлокско-нижнелудловская андезито-базальтовая формация островодужного типа, а на ней — родственная ей силурийско-нижнедевонская эффузивно-осадочная формация с известняками. Образование начала силура неизвестны — имеется как бы перерыв. Продолжение развития серий островодужного типа имело место в эпоху позднего силура — раннего девона, когда на Полярном Урале сформировался эффузивно-осадочный маркеуский комплекс. Южнее подобные же образования имеют девонский возраст. На Северном и до середины Среднего Урала формации, сходные с вулканитами островных дуг, имеют возраст от раннего силура до среднего и позднего девона.

На Приполярном и Северном Урале отмечается следующая характерная зональность (с запада на восток):

1) образования рифтовой стадии (грабеновых фаций) ордовика на рифейском складчатом основании;

2) серия метаморфизованных пород с глаукофаном, включающая, по-видимому, как образования рифтовой стадии, так и (более поздние) континентального склона;

3) далее (через зону меланжа, а местами и через установленный шарьяж) — наиболее древняя на Урале спилит-диабазовая серия нижнего ордовика, трактуемая как остатки древнейшей океанической коры;

4) нижнесилурийская контрастная натриевая формация, которая, возможно, представляет дальнейший этап расширения (спрединга бассейна с корой океанического типа);

5) венлокско-нижнелудловская толща с большим развитием туфов, карбонатных пород (известняков), андезитов и дацитов, по составу вулканитов сопоставимая с формациями островных дуг;

6) формация примерно такого же состава и генезиса, как и предыдущая, но более молодая — силурийско-девонского возраста.

Последние две зоны представляют, вероятно, магматизм, развившийся над зоной субдукции. Ее вероятное положение определяется в зоне 2 или на границе ее с зоной 3, судя по наличию здесь глаукофанового метаморфизма высоких давлений и низких температур. Отсутствие проявлений вулканизма, характерного для активных окраин континентов, к западу от зоны 2 указывает на восточное падение предполагаемой палеозоны Заварицкого—Беньофа. Мощные, линейно-вытянутые интрузии габбро-норитовой (платиноносной) формации, размещенные между зонами 2 и 3, по времени образования и структурным отношениям связывают с формированием комплексов островодужного типа. Интрузии иного состава, занимающие теперь такое же структурное положение, считаются значительно более молодыми. Их относят к нижнекаменноугольным габбро-гранитовым и тоналит-гранодиоритовому комплексам.

На Среднем Урале, в Тагильской зоне, ордовикские и силурийские формации располагаются в следующем порядке (с запада на восток):

1) ордовикская спилит-диабазовая формация;

2) нижнесилурийская кератофир-спилит-диабазовая (по другой терминологии — контрастная натриевая) формация, называемая также еще формацией натриевых базальтов и липаритов [Магматические формации СССР, 1979];

3) венлокско-нижнелудловская андезито-базальтовая формация;

4) того же возраста формация, по составу аналогичная второй;

5) силурийская (скорее неопределимого возраста) кремнисто-спилит-диабазовая формация.

Из них формации 1 и 5 согласно принимаемой нами модели относятся к реликтам коры океанического типа. Формации 2 и 4 ряд исследователей также причисляют к океанической стадии развития Тагильской зоны [Иванов и др., 1974 г.; Тектоническая

карта Урала, 1976]. Возможно, это уже начало развития вулканизма островодужного типа, к которому, несомненно, принадлежит формация 3.

Согласно А. Ф. Морозову [1979 г.], лландоверская контрастная формация 2 на 70 % состоит из пород базальтового состава, которые петрохимически принадлежат толеитовому, но частью также и известково-щелочному типам. Кислые породы составляют 5—30 % по разрезу формации и характеризуются нормальной щелочностью с преобладанием натрия. Все это характерно для многих современных островных дуг. Венлокско-нижелудловская формация 3 с непрерывно меняющимся составом вулканитов содержит также 80—90 % основных пород известково-щелочного ряда. Толеитовые составы встречаются как исключение, средних и кислых по составу пород 3—10 %.

Если принять, что последующие тектонические подвижки не исказили первичного порядка расположения рассмотренных зон, то в течение ордовика и силура можно реконструировать, с одной стороны, расширение на западе области распространения коры океанического типа, а с другой — начало субдукции уже в раннем силуре. Вообще же сочетание признаков спрединга (одностороннего) и субдукции в одно и то же (силурийское) время и наличие океанической коры около вулканических гряд типа островных дуг скорей говорят об обстановке окраинного моря, чем открытого океана.

Положение зоны субдукции и ее вероятный наклон определяются по тем же признакам, что и на Северном Урале. Здесь также палеозону Заварицкого—Беньофа можно связать с зоной глаукофанового метаморфизма и с общим наклоном поверхностей на восток. Такое аномальное (от континента в сторону окраинного моря) падение зон субдукции как исключение встречается, как мы знаем, и в настоящее время. Проявления вулканизма островодужного типа продолжались в позднем силуре—начале девона и позднее. При этом в ряде мест зоны таких вулканитов отделены от края древнего континента образованиями океанического типа, т. е. здесь исключается ситуация андийского типа, и вулканические гряды действительно должны были представлять аналоги энсиматических островных дуг.

На Южном Урале, так же как и севернее, в узкой зоне выступают палеозойские отложения шельфа, захваченные линейной складчатостью, но представленные квазиplateформенные осадочными формациями миогеосинклиналиного западного склона. От них отличаются более глубоководные (батиальные) отложения более восточных зон континентального склона и подножия. Эти нижне- и среднепалеозойские отложения окаймляют с запада поднятие Уралтау. Они составляют значительную часть (нижние покровы) Сакмарского аллохтона и входят в состав Сакмарской зоны, о сложном покровном строении которой будет сказано ниже.

Поднятие Уралтау в осевой, главной своей части сложено более сильнометаморфизованными толщами неясного возраста, которые

формационно также представляют собой, по-видимому, комплекс континентального склона и подножия.

С востока поднытие окаймляется зоной измененных меланократовых пород с развитием субглаукофанового метаморфизма и почти на всем протяжении сопровождается зонами серпентинитового меланжа. По имеющимся достаточно достоверным данным это вместе с тем зона шарьяжей. Среди меланжа из-под шарьяжа местами выступают фрагменты силурийских вулканитов, представленных, в частности, характерной для океанических условий формирования кремнисто-спилит-диабазовой формацией.

Последняя прослеживается и еще дальше на юг, в Западно-Мугоджарскую зону, где она занимает не только краевое положение по отношению к Восточно-Мугоджарскому массиву метаморфических дорифейских, рифейских и частью, возможно, раннепалеозойских гранитизированных пород, но закартирована в виде очень узкой ленты среди последних. С позиций принимаемой здесь модели — это скорей всего остаток опущенного в грабен тектонического покрова. Особого рассмотрения заслуживает Сакмарская зона с ее офиолитовой ассоциацией, занимающая островное положение среди формационно контрастирующих с ней осадочных толщ западного склона Южного Урала.

По материалам детальных исследований описано весьма сложное покровное строение этой зоны [Ильинская и др., 1972 г.]. В результате структурно-фациальных реконструкций, по Руженцеву [1976], перекрывающие друг друга тектонические покровы удается развернуть в формационные ряды. На преобладающем стратиграфическом уровне силурийской системы с запада на восток следуют латеральные зоны: 1) фтанитов, 2) существенно обломочных пород, 3) диабазов и спилитов, с прослоями фтанитов и кластических, а также туфогенных осадков.

В структуре Сакмарской зоны входят также крупные массивы гипербазитов, представляющих меланократовое (мантийное) основание коры океанического типа. Очевидно, что Сакмарский аллохтон в целом перемещен с востока, из более внутренних частей Урала. Возможно, что зону корней этих и других покровов следует искать в промежутке между зонами Уралтау и Магнитогорской [Руженцев, 1974 г.].

В Магнитогорской зоне земная кора океанического типа представлена кремнисто-спилит-диабазовой и спилит-диабазовой формациями (их возраст не старше силура), отмечая более позднее, чем на севере, раскрытие океанического рифта (рис. 44).

Южнее 52° с. ш. поле развития кремнисто-спилит-диабазовой (океанической) формации сильно расширяется, появляется не только меланж, но и массивные гипербазиты меланократового (мантийного) основания, а также тектонические включения (клинья) комплексов континентального склона и подножия неясного возраста.

Около 52° с. ш. меланж и силурийская кремнисто-спилит-диабазовая формация соседствуют с фрагментарно развитой восточнее,

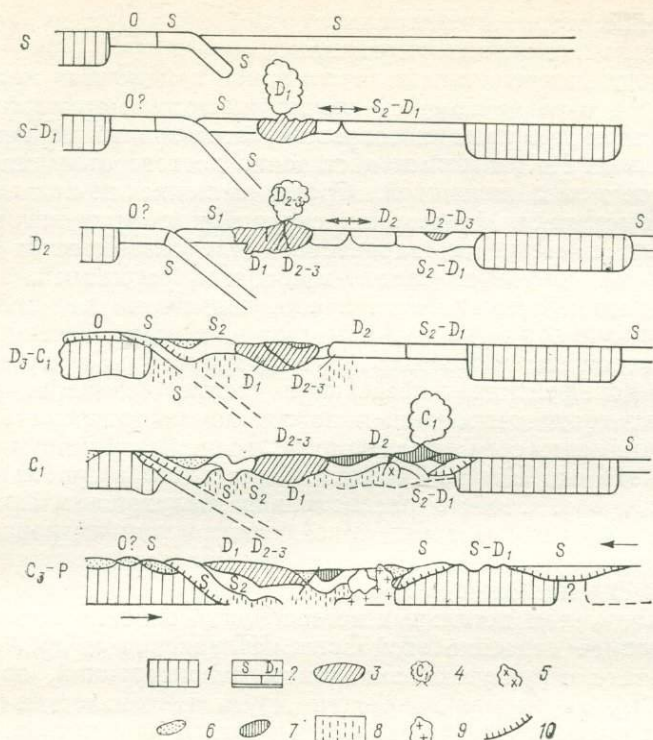


Рис. 44. Схема развития Южного Урала как зоны обдукции.

1 — кора континентального типа; 2 — кора океанического типа (индексы указывают возраст — время генерации — отдельные ее частей, стрелки — оси спрединга); 3 — кора промежуточного (островодужного) типа и вулканиты; 4 — проявления вулканизма и их возраст; 5 — интрузии среднего и среднекислого состава, комагматические эффузивам; 6 — граувакковый флиш — индикатор регионального шарьяжеобразования; 7 — осадочно-вулканогенные комплексы, сформировавшиеся на коре с новообразованным гранитно-метаморфическим слоем; 8 — гранитизация и другие процессы образования нового гранитно-метаморфического слоя; 9 — гранитные плутоны; 10 — поверхности шарьяжей.

на борту Магнитогорской зоны, формацией верхнесилурийских вулканитов андезит-базальтового или липарит-базальтового состава. Последние в качестве контрастнатриевой формации отнесены к образованиям коры океанического типа [Тектоническая карта Урала, 1976; Иванов и др., 1974 г.]. Однако нужно иметь в виду, что полных аналогов вулканических серий с таким значительным участием кислых пород в океанах пока не известно, с другой стороны, многие вулканические серии с широким участием базальтов, и в том числе островодужных толеитов, обычные для многих островных дуг. Эта же контрастная формация, но девонского возраста, широко распространена в Магнитогорской зоне. Более типичный островодужный характер имеют также обильно представленные здесь андезито-дацитовые, андезито-базальтовые

(частью существенно туфовые) формации в основном среднедевонского и средне-познедевонского возрастов. Распределение их в пределах Магнитогорской зоны довольно прихотливо, но с другой стороны, особенно на севере и на юге зоны, намечаются признаки как бы некоторой симметрии. С. Н. Иванов и др. [1974 г.] схематически выделяли краевые подзоны с окончанием океанической стадии в позднем силуре—раннем девоне и центральную—с аналогичным переломом в среднем—позднем девоне (относя контрастную формацию к океаническим образованиям). Можно заметить, что в центральной части Магнитогорской зоны скорее преобладает одностороннее омоложение формаций к востоку. Действительно, в этом направлении мы видим смену ниже-среднедевонских эффузивов существенно туфовой андезито-диацитовой формацией среднего—верхнего девона, а местами появляется базальтовая калиево-натровая формация верхнего девона [Тектоническая карта Урала, 1976].

На рубеже девона и карбона произошло отложение хорошо известной зилаирской серии ритмичного строения, которую, вслед за Г. А. Смирновым и другими, относят теперь к формации грауваккового флиша. Эта формация широко распространена на западном склоне Урала, где, как мы видели, она по крайней мере частью находится в аллохтонном залегании. В Магнитогорской зоне формация грауваккового флиша занимает в основном стратиграфически нормальное положение между девонскими комплексами островодужного типа и рассмотренными далее формациями нижнего карбона. Состав, тектонические особенности залегания и место в геологической истории позволяют ряду исследователей рассматривать ее как показатель регионального шарьяжеобразования [Тектоническая карта Урала, 1976].

Несомненно, что с эпохой отложения зилаирской серии связаны ощутимые тектонические перестройки, благодаря которым на северном и на южном окончании Магнитогорской и на прилегающих частях Восточно-Уральской зоны закартированы очень сложные взаимоотношения и, в частности, непосредственные контакты нижекаменноугольных толщ с силурийскими и силурийско-девонскими комплексами океанического типа. Последние, очевидно, были смещены с мест первоначального залегания и включены в структуру, формировавшуюся в конце девона—начале карбона. Вместе с тем эти подвижки не сопровождались формированием расчлененного, а тем более высокого тектонического рельефа, так как с самого начала последующей раннекаменноугольной стадии развития Южного Урала значительную, если не доминирующую, роль приобрело карбонатное осадконакопление.

Распространение шарьяжей на Урале устанавливается во многих местах, причем в западных зонах наличие таких структур местами, как известно, доказано бурением [Камалетдинов, 1974]. Согласно С. В. Руженцеву [1974 г., 1976], граувакки ( $D_3-C_1$ ) на краю Зилаирского синклиория тектонически налегают на одно-возрастный флиш и верхнепалеозойскую молассу Предуральяского

прогиба, а те в свою очередь — на карбонатный палеозой Русской платформы. Доказано, что нижнепалеозойские и силурийские толщи Сакмарской зоны по крайней мере в краевых ее частях перекрывают зилаирские породы.

Возвращаясь в нижнекарбонатовому комплексу Магнитогорской зоны, еще раз отметим преобладание в осадочной его части карбонатных пород в формации слоистых известняков. Лишь местами довольно большую роль приобретает терригенный и туфовый материал. Весьма характерной составляющей нижнекаменноугольного комплекса Магнитогорской зоны является березовская свита калиевых вулканитов. Ее относили к формации диабазов и липаритовых порфиров [Карта магматических формаций СССР, 1971 г.], к вулканической контрастной калиевой [Тектоническая карта Урала, 1976]. С нею ассоциируют, вероятно, комагматичные интрузии габбро-гранитной, граносиенитовой и тоналит-гранодиоритовой формаций.

Раннекаменноугольный магматизм проявился, вероятно, при продолжающемся еще действии субдукции с запада. Обогащение калием в направлении от зоны субдукции в глубь окраинного бассейна является типичным для систем островных дуг и окраинных морей. Однако в данном случае речь идет о более радикальном изменении состава магматических образований — эффузивов и комагматичных интрузий. Этот петрохимический скачок, вероятно, связан с тектонической перестройкой, обозначенной выше как начало регионального шарьяжеобразования, а оба эти события характеризуются вхождением в зону (или в зоны) субдукции континентальной литосферы. Последняя, из-за своей плавучести, не может опуститься глубоко в мантию, как океаническая литосфера, но может быть втянута в зону субдукции на некоторую глубину и оказать существенное влияние на ход тектонических и магматических событий (континентальная субдукция).

Восточно-Уральская зона (которую часто называли антиклинорием) на большей части Южного Урала представляет собой прямое продолжение восточного фланга Магнитогорской зоны. Здесь также преобладают нижнекаменноугольные толщи, представленные в значительной мере известняками, но с большой примесью терригенного материала (терригенно-карбонатная формация). К этому добавляется песчано-сланцевая угленосная и местами вулканогенно-осадочная формация.

Добавление терригенного материала, некоторое уменьшение мощностей, и особенно повышение угленосности, указывают на относительную приподнятость самой зоны в раннем карбоне и ее относительно антиклинорный характер. На севере и на юге Южного Урала он выражен более определенно. Здесь в ряде участков выходят гранитизированные протерозойско-палеозойские толщи, по-видимому составляющие континентальный блок, включенный в более позднюю структуру.

Вместе с тем на севере и отчасти на юге Восточно-Уральской зоны, между выступами, вероятно, древнего метаморфического

основания и характерными для нее нижнекаменноугольными толщами в сложных структурах появляются не только девонские серии островодужного типа, но и силурийские, а также спилит-диабаз-кремнистые формации океанического типа. Контакты между всеми этими образованиями чаще всего тектонические, реже — неопределенные, на некоторых участках рисуются как нормальные, хотя это кажется маловероятным.

Несомненно, что докарбонный субстрат Восточно-Уральского поднятия был крайне неоднородным и включал в себя, с одной стороны, фундамент, вероятно, древней континентального типа коры (гранитно-метаморфический слой), с другой — структуры бассейна окраинно-морского типа с островными грядами, в котором к раннему карбону оказались сгруппированными (тесно сближенными и, вероятно, нагроможденными друг на друга) элементы коры океанического и островодужного типов. Часто местами выступало, по-видимому, меланократовое основание океанической коры. Последнее представлено в настоящее время обильными выходами серпентинитового меланжа, вследствие своей пластичности растянутого по всей Восточно-Уральской зоне и выдавленного в виде диапиров по многочисленным разломам и зонам трещиноватости.

Отдельные выступы метаморфического фундамента на юге Восточно-Уральской зоны еще южнее соединяются в сравнительно крупный Мугоджарский микроконтинент. К востоку от него прослеживается серия зон относительно синклиниального строения — это Иргизская, Марнинская, Полтаво-Брединская зоны (перечислено в порядке расположения с юга на север). Все они характеризуются сочетанием формаций океанического типа в основном силурийского возраста, более поздних, существенно девонских формаций промежуточного или отчетливо островодужного типа и, наконец, нижнекаменноугольных осадочных и вулканогенных формаций, более или менее аналогичных таковым магнитогорского комплекса. Местами фрагментарно развит также граувакковый флиш зилаирского типа. Взаимоотношения этих элементов здесь еще менее упорядочены, чем в Магнитогорской и Восточно-Уральской зоне, и, по-видимому, сильно нарушены дизъюнктивами, причем наличие шарьяжей местами достаточно хорошо установлено.

Наиболее южная, Иргизская, зона в значительной своей части покрыта чехлом Тургайского плато, да и в остальной части слабо обнажена. Отчасти в связи с этим контуры ее рисуются разноречиво. В нашем понимании она представляется до известной степени аналогичной Магнитогорской зоне, но с более симметричным строением. По краям ее выходят силурийские толщи океанического типа, а по оси — аналоги магнитогорского комплекса вулканитов. Некоторые авторы выделяют на фланге Иргизской зоны нижнекаменноугольные образования океанического типа, отмечая наличие спилитов, поля диабазовых даек, а также выходы гипербазитов. Однако в основном эти образования сильно метаморфизованы и переходят в кварц-эпидот-графитовые сланцы (по сообщению В. С. Дербенева).

Западный фланг Иргизской зоны, где под платформенным чехлом прослеживаются фрагменты силурийской спилит-диабазовой формации океанического типа, на северном продолжении образует крайнюю к востоку структурно-формационную зону относительно возвышенного и обнаженного Урала, названную Денисовской. Ограниченная с обеих сторон крупными шарьяжами, эта зона сложена почти одной спилит-диабазовой формацией океанического типа, с выходами подстилающего ее меланократового основания и серпентинитового меланжа. Между нею и соседней к западу Полтаво-Брединской зоной прослеживается узкая полоса метаморфических пород, очевидно принадлежащих Мугоджарскому микроконтиненту.

В Полтаво-Брединской и Денисовской зонах обнаруживаются фрагменты грабеновых (континентально-рифтовых) формаций, а также отложения шельфа и континентального склона. Здесь, по-видимому, имели место существенные горизонтальные смещения масс, которые привели к близкому соприкосновению разнородные тектонические элементы.

К востоку от Ливановского разлома в необнаженной, но теперь довольно детально разбуренной и геофизически исследованной части Южного Урала (а на поверхности — Тургайского плато) выделяется Валериановская структурно-формационная зона, характеризующаяся прежде всего вулканизмом, представленным вещественными аналогами уральских формаций, но по возрасту значительно более молодыми.

Помимо ограниченно развитой на западе зоны девонских эффузивов и туфов, в Валериановской зоне широко развиты каменноугольные вулканы. Возраст относительно более ранних из них на севере — средний визе, на юге — поздний визе. В составе преобладают базальты, незначительно развиты субщелочные и кислые породы. Кроме собственно эффузивов имеются туфы и туфогенно-осадочные породы (так называемый сарбайский комплекс). Рудоносные интрузии, прорывающие этот комплекс, можно, по-видимому, рассматривать как комагматичные ему. Они представлены габбро-диоритами до гранодиоритов [Ксенофонтов, Ивлев, 1971 г.]. Здесь развиты также габбро-диориты, пироксеновые диориты и диорит-порфиры, выделяемые в другой интрузивный комплекс. В позднем визе здесь произошли дополнительные излияния порфиритов андезитового, реже базальтового состава.

Надрудная часть валериановской серии имеет визейско-намюрский возраст, а по составу примерно аналогична подрудной. Здесь также, по-видимому, преобладают базальты, но довольно много андезитов. Субщелочные и кислые породы резко подчинены, а гранодиоритовые интрузии убоганского комплекса имеют уже среднекаменноугольный возраст.

Валериановская серия формационно, по всей вероятности, недостаточно расчленена. Можно думать, что в составе ее имеются элементы формаций океанического типа и, несомненно, преобладают формации начальных стадий развития энсиматических (не-

зрелых) островных дуг. На западной окраине зоны под осадочным платформенным чехлом обнаруживается цепочка гипербазитов, т. е. выходов меланократового (мантийного) основания, вероятно, океанических и островодужных ассоциаций. Все эти образования имеют тот же и даже несколько более молодой геологический возраст, что и магнитогорский вулканогенно-осадочный комплекс, с его контрастной серией калиевых базальтов и липаритов, сформировавшейся, как считают, на коре, уже имевшей гранитно-метаморфический слой [Тектоническая карта Урала, 1976]. Из этого можно заключить, что в необнаженной части Южного Урала океаническая кора и энсиматические островные вулканические гряды сохранялись значительно дольше, чем в его западной обнаженной части, так же как это имело место и в более северных частях Урала. Главные зоны Заварицкого—Беньофа, как и на западе, по имеющимся признакам были наклонены от континентов внутрь бассейна (аналогично современному положению в районе Новогейдских островов).

Весьма вероятно, что были еще дополнительные зоны субдукции, например в районе восточного края ныне обнаженной части Урала. Их отмирание должно было произойти несколько раньше, перед ранним карбоном, в связи с вовлечением в них фрагментов древней континентальной коры Мугоджарского массива.

Заключительную стадию развития Уральской подвижной области следует связывать с окончательным закрытием бассейна с океаническим и островодужным типами коры и столкновением обрамляющих его континентальных масс. На востоке это был Улутау-Кокчетауский докембрийский массив, к которому в течение раннего палеозоя и силура присоединились консолидированные массы казахстанских каледонид. В девоне на последних развивался вулканизм субсеквентного типа, часто наземный, однако в восточной части Тургая имеются вулканы в общем сходных типов с островодужными. Не исключено, что образование их связано с субдукцией в области реликтового Восточно-Уральского (Тургайского) бассейна, с корой океанического типа, что предполагает наличие дополнительной зоны Заварицкого—Беньофа, падающей на восток в сторону Казахстана. Однако в отличие от главных долгоживущих зон субдукции, падающих в сторону Урала, активность этой предполагаемой зоны должна была прекратиться уже в середине девона, ибо живетско-франские отложения на западной окраине Казахстана представлены уже только известняками и другими осадочными породами, а в раннем карбоне отложились весьма характерные маломощные квазиплатформенные известняки.

На восточном склоне Урала широко развиты надвиговые структуры. Например, в Соколовско-Сарбайском районе верхненамюрские образования надвинуты на верхний палеозой по надвигу, отделяющему Денисовскую зону от Валериановской. В континентальную или орогенную стадию развития Урала проявился комплекс — показатель горизонтальных движений и начального орогенеза

[Тектоническая карта Урала, 1976]. Он развит в основном на западном склоне региона. То, что часто называют «главной складчатостью», по-видимому, должно соответствовать или предшествовать отложению этого комплекса, возраст которого датируется концом раннего карбона. К этому времени относится формирование крупных плутонов гранитоидов и вышневогорских сенинтов. Собственно орогенные отложения относятся к промежутку времени от среднего карбона до триаса. Наиболее широко они развиты в Предуральском передовом прогибе, а в других участках образуют незначительные по размерам узкие наложенные мульды.

Послеорогенный (тафрогенный) этап, соответствующий, возможно, началу новой эпохи рифтообразования, представлен комплексами выполнения узких раннемезозойских грабенов (Челябинского и др.).

## АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

История развития данной области неоднократно освещалась в литературе, в том числе и автором. В одной из новых работ Н. Н. Херасков [1979 г.] рассмотрел область с позиций актуализма и мобилизма. Им приводится обширный фактический материал, в том числе по петрохимии вулканитов и интрузий, делаются сопоставления с аналогичными материалами Курильской островной дуги и Урала. Более ранняя работа Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина и В. М. Моралева [1976] содержит палеотектонические реконструкции с позиции тектоники плит и довольно полное их обоснование. Учитывая наличие этих и других современных работ, здесь дается лишь краткое освещение основных особенностей развития региона, каким оно представляется автору на основании известных ему данных, в том числе приведенных в двух названных работах.

Развитие подвижной области (относимой к каледонидам) началось в позднем докембрии — венде и в основном происходило в течение раннего палеозоя. Довендские образования, выступающие кое-где внутри области и на ее окраинах, мы принимаем за консолидированную раму, ее обломки или выступы основания. Обычно их относили к «байкалидам», выделяя Енисейско-Восточно-Саянскую складчатую систему, Сангиленский и другие срединные массивы. Среди особенностей докаледонских (байкальских) образований следует упомянуть наличие в их составе мощных существенно карбонатных толщ. Возраст наиболее древних из них определяется как раннепротерозойский (дербинская свита Восточного Саяна, балытыгхемская — Сангиленского массива Юго-Восточной Тувы), хотя некоторые исследователи считают их более молодыми. Мы относим также к раме или к выступам древнего основания довендские, а тем более дорифейские зеленокаменные толщи, выступающие местами в осевой части Кузнецкого Алатау, в Восточном Саяне, на востоке Тувы и других местах.

На севере области эти толщи (частью включающие, возможно, наиболее древние гипербазиты) несогласно перекрыты карбонатными отложениями (енисейская — бельсинская, боротальская и овсянковская свиты). Возраст последних определяется в настоящее время как вендский. Обращают внимание на однообразный характер этих местами и сейчас слабодислоцированных толщ, несмотря на их относительно большую мощность (2000—2500 м). Ряд исследователей полагает, что эти карбонатные толщи представляют собой своего рода чехол платформенного или квазиплатформенного типа, образовавшийся на докаледонском складчатом основании перед началом развития каледонид. По мнению Н. Н. Хераскова, этот чехол отложился на консолидированном, но не гранитизированном фундаменте с корой переходного типа. Аналогичные современные образования, по его мнению, надо видеть в фундаменте океанических подводных плато (типа Багамского). Надо полагать, что в основании подобных образований находится все же относительно легкая кора скорей континентального типа. Именно это в условиях изостатической уравновешенности позволяет поверхности плато оставаться на сравнительно небольшой глубине, где возможно накопление мощных карбонатных толщ.

По этой причине кажется наиболее вероятным, что толщи, подстилающие вендские карбонатные отложения, принадлежат к более древнему консолидированному складчатому основанию. Это местами и закартировано на юге Кузнецкого Алатау, где гнейсовые гранитизированные толщи Томского и Терсинского выступов прослеживаются до границ с карбонатными толщами венда и, по видимому, должны уходить под них, но исследование контактов затруднено плохой обнаженностью и разломами. Зеленокаменные метаморфизованные довендские (а тем более дорифейские) толщи входят в состав названных древних выступов и, вероятно всего, довендской коры континентального типа, хотя в момент своего образования они могли формироваться на более древней океанической коре.

Срединные массивы, т. е. древние глыбы или микроконтиненты, играли значительную роль в строении и развитии Алтае-Саянской венд-палеозойской подвижной области. Некоторые из них обнаруживаются на современной дневной поверхности. Это Сангиленский массив на юго-востоке Тувы (о котором уже говорилось), Теректинский массив на Алтае, по мнению большей части исследователей также Джебашский массив в Западном Саяне и др. Выделение части этих массивов, особенно последнего, представляется, однако, дискуссионным. Упомянутые Томский и Терсинский массивы, очевидно, представляют собой лишь выходы метаморфического древнего основания (некоторые исследователи не согласны и с этим), которое в качестве фундамента должно подстилать упомянутые вендские карбонатные отложения прилегающих Батеневской, Патынской и Кизиро-Сисимской зон. Последние в свою очередь, вероятно, соединяются под орогенными Минусинскими впадинами, выполненными девонскими и более молодыми отложе-

ниями, в единый срединный массив, превышающий по своей площади Сангиленский.

Довендские комплексы и сооружения Восточного Саяна и упомянутых срединных массивов представляют собой наиболее древнее протерозойское обрамление архейской Сибирской платформы, также кратонизированное в протерозое. Важной чертой его последующего развития является то, что Сибирский кратон в целом в венде и раннем палеозое почти не возвышался над уровнем моря, за исключением, может быть, отдельных участков в Восточном Саяне и других местах. В основном это была область шельфовых морей, наподобие восточной части современного Северного Ледовитого океана. С этим связаны, вероятно, и особенности ранних стадий развития Алтае-Саянской подвижной области и, в частности, погруженное положение Минусинского срединного массива.

Южная граница области распространения вендских карбонатных толщ проходит по северному фасу Западного Саяна. Последний ограничен как с севера, так и с юга зонами крупнейших разломов, которые выделяют наиболее протяженные в области пояса базит-гипербазитовых массивов. Вдоль северного фаса Западного Саяна проходит резкая граница двух структурно-формационных зон, которая обозначилась уже в венде. К югу от этой границы гипербазиты и габбро ассоциируют со спилит-фтанит-сланцевой формацией (чингинской свитой) [Херасков, 1979]. Ее вулканогенные компоненты и фтаниты (но не их положение в разрезах) в общем характерны для типоморфных офиолитовых ассоциаций, но отличие от последних состоит в данном случае в большой роли терригенных пород: углисто-глинистых и других сланцев, филлитов и т. д.

К северу от указанной границы в пределах Хамсыно-Амыльского горста выступает монокская осадочно-вулканогенная серия, низы которой, вероятно, относятся к венду. В отличие от чингинской серии в вулканитах нижнемонокской свиты значительно больше эффузивов среднего и кислого состава. Ее можно отнести к кератофир-спилит-диабазовой (или контрастной натриевой) формации, причем состав эффузивов сближает ее с вулканическими сериями островных дуг.

Исходя из этих данных, можно предположить, что на месте Хамсыно-Амыльской (и Майнской) зоны уже в венде находилась островная гряда, а на месте более внутренних частей Западного Саяна развивался бассейн осадконакопления на коре океанического типа (типа глубоководных впадин окраинных морей).

В качестве рабочей гипотезы можно также принять, что соответствующая зона Заварицкого—Беньюфа могла проходить почти широту где-то севернее современного северного фаса Западного Саяна, вероятно, под девонскими отложениями окраины современной Южно-Минусинской впадины.

Основание Монокской, по-видимому, островодужной серии не известно. Нигде не описано также стратиграфическое залегание

спилит-фтанит-сланцевой формации, т. е. чингинской свиты более внутренних частей Западного Саяна, на каких-либо более древних метаморфических или осадочных породах. В Джойском, Борусском, Куртушибинском горстах Западного Саяна (и в более мелких горстах Тувы) она контактирует лишь с телами габброидов и гипербазитов. Эти контакты, как правило, тектонически осложнены и имеют характер протрузивных, меланжированных или просто дизъюнктивных, причем картина часто осложняется явлениями основного метасоматоза. Тем не менее фактические данные не противоречат тому, что породы чингинской свиты первоначально залегали непосредственно на гипербазитах и габброидах, которые составляли меланократовое (мантийное) основание Западно-Саянского бассейна с океаническим типом коры. Отсюда следует, что этот бассейн мог образоваться путем раздвигов, в процессе раздробления и расхождения ранее стабилизированной (довендской) платформы.

Отметим, что реконструируемый Минусинский массив, представленный на поверхности Батеневской, Патынской и Кизиро-Сисимской зонами развития вендских карбонатных отложений, в настоящее время почти вплотную подходит к северному фасу Западного Саяна, но так, очевидно, не было в венде, поскольку для субдукции, развития островной дуги и окраинного моря необходимо наличие океанического пространства. Впоследствии оно должно будет поглотиться в гипотетической зоне субдукции.

Южнее и восточнее окраинного моря Западного Саяна находился древний Сангиленско-Восточно-Тувинский микроконтинент, смыкавшийся (или почти смыкавшийся) с Восточным Саяном, обрамлявшим подвижную область с северо-востока. Таким образом, этот микроконтинент в сущности представлял собой как бы полуостровной выступ Сибирского кратона (континента) в его границах на конец рифея.

В венде к востоку от Западного Саяна в Северо-Восточной Туве и почти до Главного Саянского разлома (в Восточном Саяне) происходило формирование харальской свиты, по А. Л. Додину [1979 г.] — андезит-дацит-алеврит-песчаной формации. Состав этой довольно сильно метаморфизованной толщи может указывать как на обстановку окраинного моря, так и островных дуг или активной окраины континента. Последняя наиболее вероятна для близких по возрасту существенно кислых вулканогенных толщ Забайкалья (кроме Верхнеджидинской зоны), которые образуют прерывистый в настоящее время, но очень протяженный пояс северо-восточного направления. Непосредственно к югу и к юго-востоку от Западного Саяна вендских отложений не обнаружено (возможно, в венде там была суша).

В течение раннего кембрия сохранился контраст между двумя структурно-формационными зонами на северном склоне Западного Саяна, которые можно трактовать по-прежнему соответственно как зону островодужного типа и типа окраинного моря. В последнем, очевидно, продолжался процесс формирования океанической коры

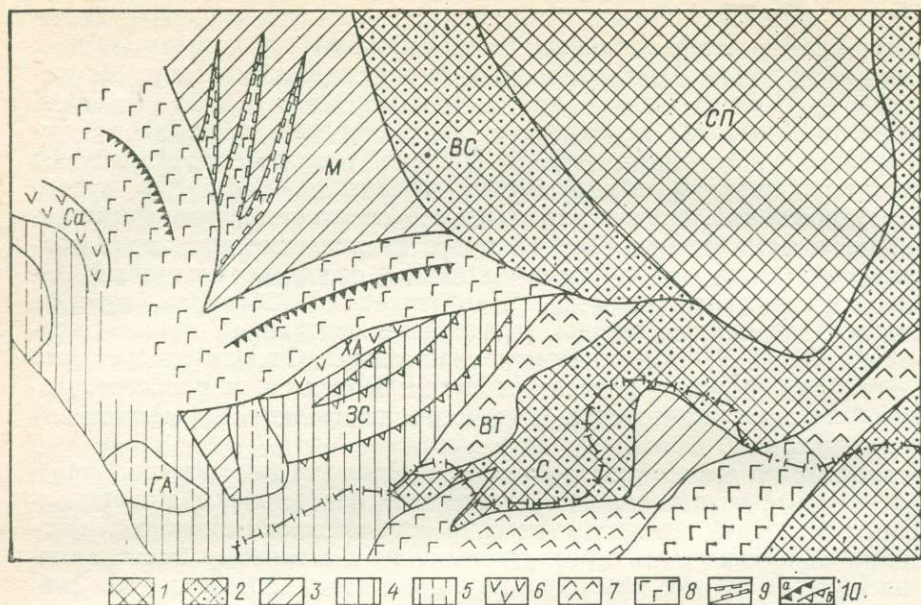


Рис. 45. Реконструкция геодинамической обстановки в конце раннего кембрия на месте Алтае-Саянской складчатой области.

1, 2 — Сибирский континент: 1 — архейское ядро, 2 — краевые системы, относимые к байкалидам; 3 — субмаринные плато с карбонатным чехлом; 4 — окраинные моря с океаническим типом коры; 5 — то же, с континентальным типом коры; 6 — островные дуги; 7 — вулканические дуги на окраинах континента (андийский тип); 8 — реликтовые (сокращающиеся) зоны океанического типа; 9 — зоны типа межконтинентальных рифтов; 10 — зоны субдукции: а — главные, б — дополнительные (более поздние).

Расположение современных географических и структурных элементов: СП — Сибирская платформа, ВС — Восточный Саян, С — Сангилен, М — Минусинский массив, ЗС — Западный Саян, ГА — горный Алтай, ХА — Хамсыно-Амыльская зона, Са — Салаир, ВТ — Восточный Танну-Ола.

и одновременно его осадочного выполнения (сланцевые горизонты и части разреза). Это могло быть при условии сохранения зоны субдукции к северу от нынешнего северного фаса Западного Саяна. Еще севернее и западнее, в Кузнецком Алатау, а также в Горной Шории и на Салаире в раннем кембрии сформировались вулканические зоны, иногда с дупочками гиперформированных тел или неправильно расположенными отдельными телами (рис. 45).

Вулканогенные формации этих зон определялись по-разному: либо только как спилит-диабазовые, либо частью как спилит-кератофировые и терригенно-спилит-кератофировые. Отмечается несколько повышенная щелочность и титанистость этих вулканитов по сравнению с их аналогами в более южных районах. На этом основании Н. Н. Херасков [1979] склонен сближать их с эффузивами континентальных рифтов. Он полагает, что севернее Западного Саяна полного расхождения плит и обнажения меланократового (мантийного) основания не происходило, а имело место лишь утонение литосферы в подвижных зонах между глыбами.

Однако, учитывая, что контрастные серии с преобладанием толеитовых базальтов в других регионах, например на Урале, относятся к океаническим образованиям, можно, как нам кажется, предположить, что процесс раздвига на северо-западе области мог пойти достаточно далеко, чтобы образовались хотя бы узкие зоны с океаническим типом коры (типа Красного моря и Аденского залива), т. е. межконтинентальные рифты. Такая трактовка совместима с замеченными Н. Н. Харасковым особенностями вулканизма. В дальнейшем эти рифты в общем близмеридионального и частью север-северо-восточного простирания могли продолжать расширяться, в то время как океаническое пространство к югу от Минусинского срединного массива сокращалось вследствие субдукции в Призападносаянской зоне. Весьма вероятно, что эти изменения были причинно взаимосвязаны через перемещение к юг-юго-востоку Минусинского массива.

Трактовка Н. Н. Хараскова облегчает понимание достаточно часто описываемого стратиграфического залегания нижнекембрийских вулканогенных толщ на вендских карбонатных толщах. Этот автор признает такое залегание спилит-кератофировой (по его терминологии) формации нормальным и даже типичным, в отличие от спилит-фтанит-сланцевой формации. Если же трактовать их как настоящие океанические образования, то все описанные случаи таких взаимоотношений подлежат пересмотру.

Трудно также объяснить с актуалистических позиций соотношение вулканогенных (спилит-диабазовых) и карбонатных толщ верхов нижнего кембрия, которые, как считает большинство наблюдателей, стратиграфически перекрывают вулканогенные толщи в целом ряде разрезов. Это бы означало обмеление только что образовавшихся океанических бассейнов, так как мощные карбонатные толщи вроде усинской свиты Кузнецкого Алатау вряд ли можно сопоставлять с осадочными верхними частями офиолитовых разрезов, образующих второй слой нормальной океанической коры.

Крупная область вулканизма преимущественно островодужного или точнее окраинно-континентального типа образовалась в течение венда и главным образом раннего кембрия на юго-востоке области (Восточный Танну-Ола, Северо-Восточная Тува). Можно предположить, что в раннем кембрии оформились зоны Заварицкого—Беньофа как вдоль северного, так и вдоль южного фасов Западного Саяна, в которые начала втягиваться океаническая кора окраинного моря по схеме столкновения островной дуги с окраиной континента. Южные зоны могли быть наклонены на юг, под расширившуюся благодаря им зону развития островодужного вулканизма. На севере мог иметь место переход более древней зоны Заварицкого—Беньофа на место Джойской и Брусской офиолитовых зон с изменением падения на южное или почти вертикальное, либо развитие новых зон субдукции в дополнение к северной Призападносаянской зоне.

В среднем кембрии зона Хансын-Амыльского горста и Майнского синклиория сохраняла характер островной дуги, причем

ее эволюция шла в направлении дальнейшего похолодания вулканизма. К концу среднего кембрия намечается сокращение и почти полное прекращение вулканизма. Применяя модель тектоники плит, его можно связывать с прекращением океанической субдукции в северной части Призападносаянской зоны, т. е. с тем, что к ней вплотную подошел блок коры континентального типа Минусинского массива. В дальнейшем здесь будут развиваться и окончательно оформляться мощные поднятия с батолитами гранодиорит-плагиогранитного состава. Это свидетельствует о каком-то продолжении процесса субдукции, вероятно, в форме континентального поддвига. Следы закрывшихся зон субдукции, должно быть, проходят также по офиолитовым швам вдоль южного фаса Западного Саяна и в Туве.

На севере и западе области (в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Горном Алтае) среднекембрийские отложения распространены довольно широко, хотя и заметно меньше, чем венд-нижнекембрийские толщи. В отношении тектонической позиции этих толщ нет полной ясности, так же как и в отношении их положения на юго-западном склоне Восточного Саяна. По составу они скорее принадлежат островодужным, чем офиолитовым сериям, так же как среднекембрийские свиты Салаира. Распространенные в этих же районах гипербазиты как будто бы старше их по возрасту. Поэтому представляется более вероятным развитие здесь островных дуг на стабилизировавшемся перед тем основании (считается, что усинская карбонатная толща их подстилает), чем новое раскрытие рифтогенных структур с океаническим типом коры.

С конца среднего кембрия, в позднем кембрии и ордовике на юге и юго-востоке Алтае-Саянской области больше не обнаруживается зон активного вулканизма. Однако в развивающихся поднятиях Восточной Тувы, Восточного Танну-Ола, Восточного Саяна происходят мощные интрузивные процессы: формирование батолитовых интрузий и кварц-диорит-плагиогранитовой формации [Т. Н. Иванова, 1963 г.]. К ней относятся интрузии таннуольского и ольховского комплексов. Сохраняется также область интенсивных тектонических движений и осадконакопления в Западном Саяне.

На месте последнего в позднем кембрии и ордовике существовал морской бассейн, потерявший, однако, характер активного окраинного моря. В нем нигде не обнаруживается коры океанического типа, новообразованной в позднем кембрии и ордовике. Более древняя кора такого типа, подстилающая рыхлые (или пластические) осадки реликтового моря, некоторое время должна была продолжать вовлекаться в зоны субдукции, продолженной потом ограниченным поддвигом континентальной коры. С этим можно связывать процесс общего смятия, скучивания и метаморфизма верхнекембрийских и ордовикских осадков Западного Саяна, а также поднятия и интрузивный магматизм в его обрамлении.

Сходная обстановка реконструируется в значительной части Горного Алтая, куда распространялось Западно-Саянское море или скорее система из двух-трех окраинных и (или) внутренних реликтовых морей.

На севере области островодужный вулканизм позднекембрийского и раннеордовикского времени проявился отчетливо в Салаире и на западе Кузнецкого Алатау. В первом из этих регионов верхний кембрий представлен преимущественно туфогенными породами среднего состава с покровами и потоками порфириров (ариничевская и толсточи́хинская свиты). Андезиты широко распространены в раннеордовикской китатской свите Кузнецкого Алатау и тайменской свите Салаира. Вслед за Л. П. Зоненштейном, М. И. Кузьминым и В. М. Моралевым [1976] можно реконструировать соответственно две островные дуги, окаймленные зонами Заварицкого—Беньофа, падающими соответственно на запад и на восток из района современной Кузнецкой впадины.

В каледонидах Алтае-Саянской области в девоне и позднее развиваются обширные орогенные внутренние впадины и прогибы, имеющие на северо-востоке почти изометричную, а южнее и западнее — более удлиненную форму в плане. Тектонические условия образования этих впадин, вероятно, имеют нечто общее с рифтогенезом, что подтверждается такими данными, как несколько уменьшенная мощность земной коры в районе Минусинских впадин (по сравнению со смежными регионами), появление там же щелочно-базальтоидных эффузивов и т. д.

Как и ряд других исследователей, автор прежде рассматривал девонский этап развития Алтае-Саянской области как типично орогенный, притом завершающий ее каледонское развитие. Вместе с тем отмечалась некоторая общность развития каледонид и герцинид Казахстана и Алтая, связанная с наличием в истории всего Урало-Монгольского пояса двух максимумов проявления и распространения вулканизма, разделенных эпохой его ослабления [Унков, Иванова, 1968 г.]. Применение модели тектоники плит заставляет с большим вниманием отнестись к идее возможной прямой связи развития девонских и позднепалеозойских впадин и поднятий с заложением смежной герцинской подвижной области, а с точки зрения рассматриваемой концепции — с раскрытием нового рифтогенного пояса с корой океанического типа.

За явлениями растяжения, растрескивания и излияния лав на поверхность в девоне следует внедрение кислых интрузий в таких регионах, как Центральный синклинорий Западного Саяна, несколько ранее подвергшийся сильному сжатию. Все эти и последующие события происходили во всяком случае в условиях сформировавшейся мощной континентальной коры с гранитно-метаморфическим слоем. Тем более это относится к эпизодам формирования позднепалеозойских и мезозойских угленосных впадин, современного рельефа, триасового и неоген-четвертичного основного вулканизма и т. д. Часть этих явлений справедливо относят к послеорогенной активизации области.

## ЗАЙСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Под этим названием описывается советская часть Алтая, относимая обычно к герцинидам. В тектоническом отношении она входит в состав обширной мегазоны, имеющей продолжение далеко на восток (в основном в пределы Монгольской Народной Республики и, с другой стороны, на север — под чехол Западно-Сибирской плиты). Эта мегазона в определенном смысле завершила развитие палеозойского Урало-Монгольского складчатого пояса; в ней позже, чем в других его частях, имело место формирование офиолитовых поясов, интерпретируемое с позиций тектоники плит как признак образования коры океанического типа (процесса разрастания океанического дна). В этом главное отличие Зайсанско-Южно-Монгольской мегазоны от других регионов Урало-Монгольского пояса, также относимых к герцинидам (самого Урала и Джунгаро-Балхашской складчатой системы Казахстана). Последние закончили свое развитие примерно одновременно с рассматриваемой мегазоной, т. е. в самом конце палеозоя и частью в начале мезозоя (Урал). Однако начальные этапы их становления, маркируемые возрастом офиолитов, уходят значительно дальше в глубь геологического времени.

Как Зайсанско-Южно-Монгольская мегазона в целом, так и часть ее — Зайсанская складчатая система — имеют линейный характер и ограничены с обеих сторон складчатыми сооружениями, прошедшими свой путь развития раньше. К северо-востоку от Зайсанской системы — это Алтае-Саянская складчатая область, к юго-западу — Чингиз-Тарбагатайская складчатая система Казахстана. Если говорить о раскрытии Зайсанско-Южно-Монгольского бассейна океанического типа, то именно эти области, существенно консолидированные уже в девоне, были его ограничениями. Периферические зоны Зайсанской складчатой системы характеризуются максимальным развитием магматических пород. Геофизическими исследованиями установлено приподнятое положение допалеозойского фундамента в этих зонах, включающих соответственно Юго-Западный Алтай, Северо-Восточную Калбу и Жарма-Саурскую зону. Установлены также резкие нарушения поверхности Конрада в узких синклиналильных зонах, отделяющих Зайсанскую складчатую систему от каледонид Горного Алтая и Чингизтау.

Зайсанская складчатая система в ее современном виде характеризуется широким развитием девонских, и особенно каменноугольных, отложений. Последние здесь преобладают над отложениями всех других систем. Подстилающие додевонские образования представлены крайне ограниченно (на окраинах и немного в центральной Чарской зоне). На севере, в Рудном Алтае, — это скорей всего аналоги метаморфизованных низов верхнекаледонского подкомплекса. Южнее верхнесилурийские отложения — это верхи верхнекаледонского комплекса или (в Чарской зоне), воз-

можно, наиболее ранние составляющие слоистого комплекса герцинид.

Характерной особенностью Зайсанской системы является неоднородность и неравномерность ее строения и развития, которая проявляется, во-первых, в том, что отложения одного и того же возраста представлены то существенно вулканогенными, то осадочными терригенными фациями, во-вторых, отложения данного возраста присутствуют не во всех частях региона (в одних районах иногда присутствуют части разреза, выпадающие в других).

Согласно А. А. Ковалеву [1978], в пределах Зайсанской складчатой системы соседствуют геологические формации, разобщенные по условиям своего образования: терригенно-известняковая и флишевая глубоководной впадины, кварцевых кератофилов активной окраины континента, молассовая межгорных впадин и наземная морская угленосная остаточных бассейнов. При этом на периферии Зайсанской складчатой системы развиты терригенные, андезитовые, андезит-базальтовые формации активных окраин континентов, островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей, в то время как в ее осевой части закартированы известняково-кремнисто-песчаная, известняково-кремнисто-базальтовая и кремнисто-спилит-диабазовая формации, образующиеся в океанических условиях.

Значительное внимание исследователей было обращено на выделение структурно-формационных зон Зайсанской складчатой системы и на определение их границ. Зональность в целом выражена очень ясно, и контуры большинства зон вырисовываются легко, но все же имеются не совсем ясные места и, кроме того, разными авторами применялись не всегда одни и те же названия зон. Здесь мы будем выделять Южно-Алтайскую, Рудно-Алтайскую, Калба-Нарымскую, Чарскую (или Западно-Калбинскую), Жарминскую и Саурскую структурно-фациальные зоны.

Как уже говорилось, разрез собственно герцинового комплекса Зайсанской складчатой системы начинается с девона. Наиболее древние девонские отложения жединского яруса имеются лишь в Чарской зоне и на северо-востоке: на побережье Бухтармы, на стыке Горного, Рудного и Южного Алтая [Нехорошев, 1966 г.]. В последнем, периферийном, районе это известняки и другие типично морские отложения, которые, в общем, как бы продолжают позднекаледонский геосинклинальный комплекс соседнего Горного Алтая. В Чарском антиклинории (Западно-Калбинской зоны) помимо рифовых известняков и других осадочных пород имеются яшмы и эффузивы, образующие кремнисто-спилит-диабазовую формацию. В кобленце Чарского антиклинория вулканогенные породы образуют лишь отдельные изолированные выходы.

Среди пород кремнисто-спилит-диабазовой формации обильно представлены тела гипербазитов, что характерно для офиолитовых ассоциаций древних эвгеосинклинальных зон. Обращая внимание на известную аналогию с ассоциациями срединно-океанических хребтов, А. А. Ковалев [1978] предполагает, что офиолиты Чар-

ского антиклинория представляют литосферу древнего океана со срединно-океаническим хребтом. В раннем девоне этот океан имел пассивные окраины атлантического типа. Зоны выходов океанической коры размещались кроме Чарского антиклинория также на месте Маркакульского и Прииртышского поясов основных интрузий, протягивающихся параллельно соответственно Северо-Восточной и Иртышской зонам смятия. В составе этих поясов породы основного состава с подчиненным количеством гипербазитов (в Прииртышском поясе) размещаются в породах формаций глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей или активных окраин континентов, о которых будет сказано ниже.

Эйфельские отложения развиты только в Чарском антиклинории и по краям герцинского Алтая. Однако они распространены несравненно шире нижнедевонских и на значительных площадях, по-видимому, покрыты более молодыми отложениями, так что можно говорить об обширной морской трансгрессии с начала среднего девона, охватившей весь или почти весь герцинский Алтай, кроме его юго-западной окраины (Жарминской зоны).

Поглощение океанической литосферной плиты началось, по-видимому, уже в конце раннего девона, причем на северо-востоке, вероятно, возникла активная окраина андийского типа. Действительно, почти повсюду эйфельские отложения существенно вулканогенные, с преобладанием средних, и особенно кислых, эффузивов. При этом северо-восточнее Иртышской зоны смятия, в Рудном и Южном Алтае эйфельские отложения сравнительно маломощны на антиклинориях, но в синклинориях достигают больших мощностей. В большинстве разрезов они представлены существенно вулканитами кварц-кератофировой формации. Юго-восточнее, в Калбе (в Курчумском антиклинории), это осадочные морские отложения (песчаники, известняки), а еще южнее эйфельские отложения исчезают и лишь в Чингизтау, в борту герцинской геосинклинали, возможно, входят в состав континентальных низов девона. Интенсивная вулканическая деятельность эйфельского века с точки зрения тектоники плит, вероятно, была связана с возникшими в это время зонами субдукции, так же как и интрузии гранодиоритового и гранитного состава.

Живетские отложения в большинстве случаев отделены от эйфельских некоторым несогласием и небольшим перерывом. При этом ареал отложения осадочно-вулканогенных толщ распространился на юго-восток, захватив краевые зоны Саура и Жарминского синклинория. Здесь существенно развиты живетские вулканиты среднего и основного состава, тогда как северо-западнее, начиная уже с Чарского антиклинория, в составе живетских отложений преобладают осадки, а в Калбинской зоне (моноклинории) эффузивы этого возраста совсем отсутствуют (рис. 46). К северу от Иртышского разлома, в Рудном Алтае, в наиболее крупном Алейском синклинории живетские отложения выпадают из разреза. В Синюшинском антиклинории выделяется сравнительно маломощная живетско-франская существенно осадочная толща,

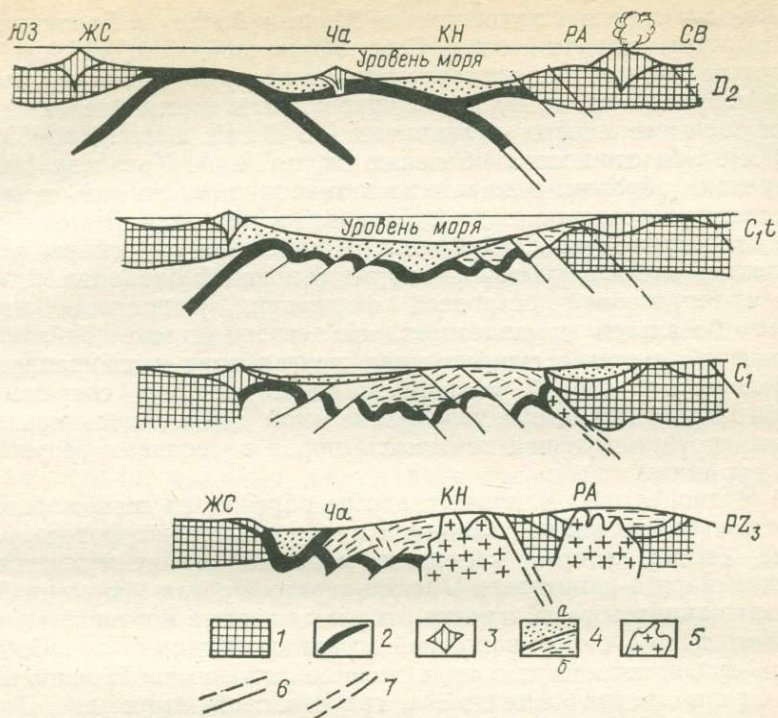


Рис. 46. Реконструкция развития Зайсанской складчатой системы в серии поперечных разрезов для живетского, турнейского, визейского веков и позднего палеозоя.

1 — древняя континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — вулканические образования (дымок — активный вулканизм данного времени); 4 — осадки: а — данного века, б — предшествующих веков; 5 — интрузии гранитоидов; 6 — разломы; 7 — зоны смятия.  
 Зоны: ЖС — Жарма-Саурская, Ча — Чарская (Западно-Калбинская), КН — Калба-Нарымская, РА — Рудно-Алтайская.

однако в синклинорных зонах Рудного и Южного Алтая развиты более мощные осадочные, но с подчиненными средними и кислыми вулканитами, живетские отложения. Лишь в Белоубинско-Маймырском синклинории мощность живетских отложений снова невелика, они объединяются с нижнефранкскими и лишены вулканитов. Таким образом, в живетское время зоны изливания основных и андезитовых лав островодужного или окраинно-континентального андийского типа образовались на ранее поднятой юго-западной части герцинского Алтая (Жарминско-Саурская зона). К северу они прослеживаются уже с уменьшением вулканизма, а Калба-Нарымская зона имеет в это время вполне миогеосинклиальный характер.

В Рудном Алтае очень резко проявлена дифференциация на антиклинорные зоны, где живет либо выпадает из разреза, либо маломощен, и синклинорные зоны (Выструшинский синклинорий), в котором вулканогенно-осадочный живет достаточно мощен. Жи-

ветские вулканы отсутствуют в Южном Алтае, в Белоубинско-Маймырском синклинии и Северо-Западной зоне, пограничной с Горным Алтаем. В ней мощности живета умеренные, в отличие от эйфельского яруса, представленного здесь исключительно мощными толщами кислых вулкаников (по Д. П. Аврову до 5000—6000 м). Эти отношения объясняются, по А. А. Ковалеву [1978], следующим образом: в живете на юго-западе Зайсанской складчатой системы возникла зона субдукции в пределах Жарма-Саурской структурно-фациальной зоны. Поглощение литосферы сопровождалось здесь накоплением пород флишевой окраинно-морской андезит-терригенной островной формации, подводными излияниями базальтов и андезитов. На северо-востоке Зайсанской складчатой системы существовала другая зона поглощения. Ее глубоководный желоб находился на территории современной Калба-Нарымской структурно-фациальной зоны. Здесь накапливались соответствующие комплексы пород в основном граувакковой формации.

В Рудно-Алтайской зоне (главным образом на северо-востоке) в живете продолжались излияния лав и выбросы туфового материала, состав которых несколько меняется от преимущественно плагиолипарито-дацитового (кварц-кератофировая формация) до андезито-дацитового. К живету относятся первые признаки возникновения вдоль северо-восточной границы Рудного и Южного Алтая окраинного моря в виде полосы выходов габброидных тел и осадочных пород аспидной и граувакковой формаций. Таким образом, в Рудном Алтае, по-видимому, возникла обстановка островной дуги вместо бывшей там еще в эйфеле активной окраины континента типа Рюкю.

Переход к верхнему девону во многих местах незаметный, и там нижнефранские отложения обычно объединяются с живетскими или верхнеживетскими, за исключением Алейского антиклинория Рудного Алтая, где франские отложения трансгрессивно ложатся на эйфельские. Здесь к началу позднего девона, по-видимому, приурочены интрузии плагиогранитов. Судя по определениям возраста членов офиолитовой ассоциации Чарской зоны (не моложе позднего девона) новообразование литосферы океанического типа в Зайсанской мобильной системе прекратилось к концу девона, и с тех пор доминирующим процессом становится сокращение океанического бассейна благодаря субдукции на его окраинах. Приближается стадия общего сжатия будущей складчатой системы.

А. А. Ковалев предполагает, что зоны субдукции могли располагаться в Маркакульской полосе основных массивов, а также на месте Прииртышской зоны интенсивного основного магматизма (около современного Иртышского разлома). Возможно, что палеозоны Заварицкой—Беньюфа располагались южнее, в пределах Калбинской зоны, и следы их уничтожены последующими интрузиями. Это не имеет большого значения для реконструкции общего хода развития рассматриваемого региона.

Верхнедевонско-нижнетурнейская черносланцевая немая такырская свита Калбы представляет собой аспидную формацию (по В. П. Нехорошеву [1966 г.]), которая на юго-востоке полосы ее распространения включает и живетские слои. По другую сторону Иртышского разлома развиты вулканы примерно турнейского возраста среднего (по другим данным преимущественно кислото) состава. Признаки несогласий, перерывов и общая перестройка в середине турне рассматривались как следствие складчатости (чаткальская фаза). В. П. Нехорошевым и рядом других авторов выделялись интрузии приблизительно этого возраста.

Над черносланцевой (такырской) свитой в Калбинском моноклинии лежит весьма характерная немая флишеидная, местами флишевая, свита, возраст которой несколько условно определяется как позднетурнейский—ранневизейский (даланкаринская свита). Она распространена непосредственно к юго-востоку от такырской свиты, что, по-видимому, является не только естественным следствием общего наклона слоев к юго-востоку в Калбинском моноклинии, но и первичного смещения континентального склона к юго-востоку. Аналогичная толща в основном слагает Белоубинско-Маймырский синклинорий Южного Алтая, где находилась, очевидно, вторая зона накопления флиша этого времени.

Эти области терригенного осадконакопления могут соответствовать уже сильно сузившемуся и продолжающему сокращаться осевому океаническому бассейну Зайсанской системы, а в Южном Алтае—расширяющемуся окраинному морю. В турнейском веке последнее интенсивно заполнялось осадками, и вместе с тем на это время приходится перерыв островодужного вулканизма в Рудном Алтае, который возобновился в визе.

Юго-западный ареал активного вулканизма того же типа в турне ограничивался Призайсанским (Кокпектинским) районом. В других местах Жарминской и приграничных с нею участков Чарской зоны осадочно-вулканогенные формации островодужного типа имеют визейско-намурийский возраст. Очевидно, в это время еще продолжалась субдукция как на северо-востоке, так и на юго-западе будущей Зайсанской складчатой системы. Вместе с тем появляются признаки первых столкновений наиболее сближенных выступов или отколовшихся глыб сближающихся континентов. Так по крайней мере можно объяснить с позиций тектоники плит тектонически все более и более беспокойную обстановку в каменноугольном периоде. В Рудном Алтае и Сауре, например, выпадают из разреза верхневизейские отложения. В. П. Нехорошев в своих работах особенно подчеркивал наличие поздневизейских тектонических движений в ряде районов Алтая, которые давали ему основание выделять особую «саурскую» фазу тектогенеза и даже связывать с ней интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

В конце раннего карбона имело место существенное изменение формационного состава отложений, резкое сужение ареалов на-

копления слоистых толщ и их перемещение на юго-восток в Западно-Калбинскую (Чарскую) и Жарминскую зоны. Пермские и раннемезозойские отложения в Зайсанской системе развиты незначительно, главным образом на крайнем юго-востоке в Саурской зоне.

Характер и распределение геологических формаций как в целом, так и в деталях указывают на обстановку столкновения континентальных масс. Нарастающее сжатие всей подвижной системы сопровождается уже в конце раннего карбона, и особенно в позднем палеозое, развитием крупнейших разломов, зон динамотермального метаморфизма, из которых выделяются Иртышская и Северо-Восточная (или Кара-Иртышская) зоны смятия, ограничивающие с юго-запада и с северо-востока Рудный и Южный Алтай. В итоге длительного развития эти разломы приобрели характер сдвига-надвигов. К ним приурочены или с ними близко соседствуют полосы выходов базитовых, редко гипербазитовых пород, в которых А. А. Ковалев [1978] видит следы зон субдукции; океаническая кора этих зон была выжата в эпоху столкновения континентов. Наиболее выраженная офиолитовая зона Чарской осевой структуры скорее всего представляет кору океанического типа главного бассейна или трога Зайсанской системы, действительно выжатую, как полагает А. А. Ковалев, сквозь мощное осадочное выполнение этого бассейна и подвергнувшуюся некоторому метаморфизму в ту же эпоху финального сдавливания.

Тектонические напряжения способствовали региональному метаморфизму осадочных и вулканогенных пород, палингенному выплавлению магмы, образовавшей несколько поколений интрузий. Среди них выделяются крупные и часто сложнопостроенные массивы габбро-диорит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, гранит-гранодиоритовой, гранит-граносиенитовой формаций, а также формации лейкократовых биотитовых гранитов. Две или больше из этих формаций часто соединены в крупных массивах, но являются при этом разновозрастными в интервале средний карбон — ранняя пермь (верхний предел установлен лишь примерно). Эти батолитовые интрузии Калба-Нарымской и Рудноалтайской зон, особенно их наиболее поздние (и наиболее кислые) или субщелочно-сиенитовые составляющие, формировались, по видимому, уже в условиях некоторой релаксации тектонических напряжений, возникших при столкновении Казахстанского и Сибирского континентов.

---

# VIII

## РЕКОНСТРУКЦИИ ОКЕАНОВ И МАТЕРИКОВ В ТЕЧЕНИЕ ФАНЕРОЗОЯ

---

В этом разделе приходится ограничиться рассмотрением расположения и перемещений материков, океанов и главных морей в течение фанерозоя. Для подобных реконструкций в докембрии недостает фактического материала, а для раннего докембрия, кроме того, неизвестно, имеется ли достаточная принципиальная основа для трактовки данных с тех же позиций, как для фанерозоя.

Реконструкции для мезозоя и кайнозоя представляются более достоверными, так как помимо геологических и палеомагнитных данных можно основываться также на ретроспективной экстраполяции изменения нынешних схем тектоники плит, характера и распределения их границ, кинематика которых известна. По мере удаления в глубь геологического прошлого картина настолько изменяется, что этот критерий все более теряет свое значение. Остаются палеомагнитные данные, определяющие с той или иной степенью достоверности направление магнитного вектора в ту или иную эпоху и (по наклонению) его палеошироту по отношению к магнитному полюсу, а также геологические соображения [Зоненшайн, 1976; Зоненшайн, Городницкий, 1976, 1977 г.; McElhinny, 1975, и др.]. В работе А. М. Городницкого, Л. П. Зоненшайна и Е. Г. Мирлина [1978] приводятся сводные таблицы палеомагнитных данных, которые были доступны авторам во время составления работы и подверглись с их стороны достаточно строгому отбору. В том же году была опубликована канадская работа, посвященная той же теме [Kanasewich e. a., 1978]. Последняя работа, а также публикации 1977 г. и более ранние содержат реконструкции для палеогена и неогена [Smith e. a., 1974 г.; Smith, Briden, 1977, и др.]. На основе этих материалов предлагается следующий краткий обзор наиболее вероятных изменений очертаний и расположения материков и океанов с кембрия до неогена.

Для раннего кембрия имеется ограниченное количество палеомагнитных данных для примерного определения положения материков [Городницкий и др., 1978]. Реконструкции дополняются геологическими данными, в частности распространением серий офиолитового (океанического) и островодужного типов. Согласно этим данным представляется, что южные материки были спаяны

в это время в более или менее компактную массу Гондваны (рис. 47). Материки лавразийской группы были отделены от Гондваны сравнительно широкоим протяженным океаном, который мы будем называть «Палеоаустральным». С севера они омывались еще более обширным океаном, который занимал большую часть северного полушария, поскольку основная масса материков размещалась тогда к югу от экватора. Его можно назвать «Палеобореальным». Палеозойский океан в области современного Атлантического складчатого пояса получил название Япетус [Phillips e. a., 1976].

Все опубликованные реконструкции сходятся на том, что это был неширокий малый океан или, скорее, большой пролив с корой океанического типа, соединявший Палеобореальный и Палеоаустральные океаны. Другой несколько более широкий океанический пролив разобщал, согласно реконструкциям, Восточно-Европейский и Сибирский континенты, но его не следует сопоставлять ни с Уралом, ни со складчатым основанием Западно-Сибирской плиты. Дело в том, что согласование с палеомагнитными данными требует весьма значительных поворотов главных материков по отношению к их нынешнему положению. Особенно это касается Восточно-Европейского и Сибирского континентов, каждый из которых сильно повернут против часовой стрелки по отношению к современной ориентировке. В результате восточный край Восточно-Европейской и западный Сибирского континентов не находились друг против друга, а граничили первый — с Палеобореальным океаном (игравшим роль современного Тихого в тогдашнем северном океаническом полушарии), а второй — с Палеоаустральным.

Благодаря совершенно иной, чем теперь, ориентировке Североамериканского и Южноамериканского континентов, нынешняя приатлантическая сторона первого в своей южной части противостоит современной Перуанско-Колумбийской части притихоокеанской стороны второго. В связи с этим едва ли логично распространять на разделяющую их часть Палеоаустрального океана название «палео-Атлантика» (поскольку в ее обрамление попадала часть будущего «Тихоокеанского кольца»). Это еще более подчеркивает надобность в общем названии для великого южного океана конца докембрия и, по-видимому, начала фанерозоя, в качестве которого и предлагается Палеоаустральный океан. Часть его, названная Л. П. Зоненшайном Палеоазиатским океаном, выделена цепочкой микроконтинентов: Казахстанского, Таримского, Джунгарского, Тибетского, Индокитайского [Городницкий и др., 1978]. Реконструкция Е. Р. Қанасевича не выделяет этих малых континентов, объединяя их с Сибирско-Китайским, что, очевидно, менее согласовано с историей развития Центральной Азии.

Серия островных дуг окаймляла согласно реконструкции Сибирско-Китайский континент от Таймыра до Бирмы. Эти зоны должны были замыкать уже в раннем кембрии эвгеосинклинали Енисейского кряжа и вероятных байкалид как к северу от него

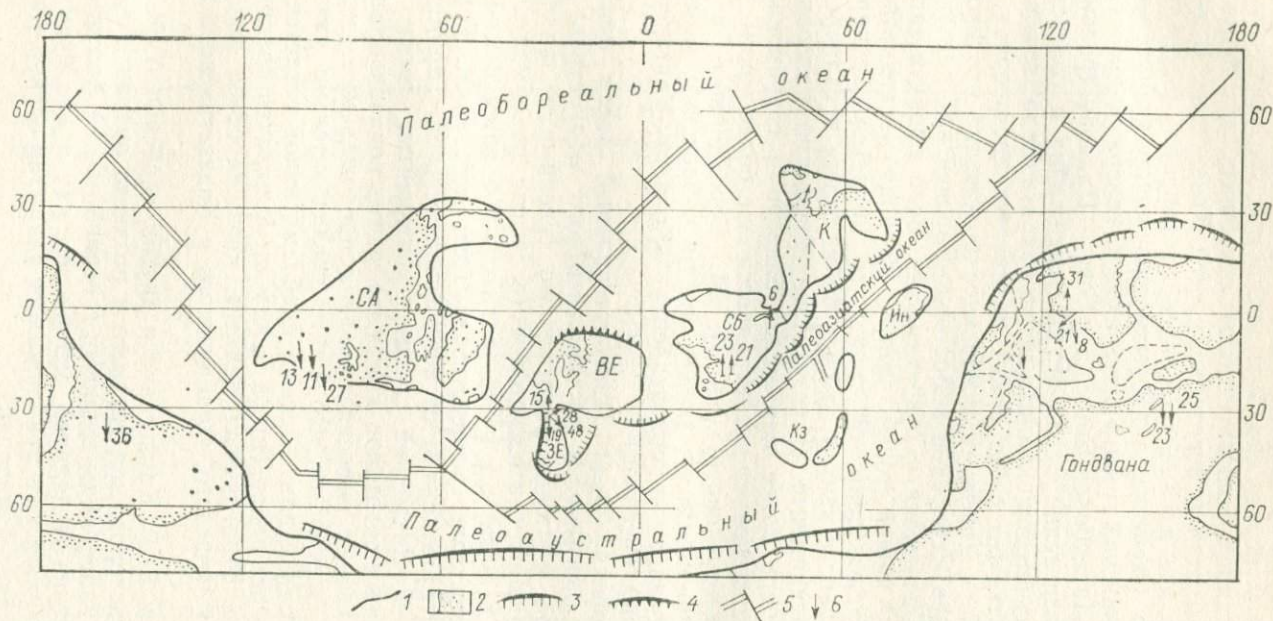


Рис. 47. Реконструкция континентов и океанов раннего кембрия (570—540 млн. лет) (по А. М. Горюничскому и др. [1978]).

1 — контуры континентов и микроконтинентов; 2 — континенты в пределах современной суши; 3 — системы островных дуг; 4 — зоны столкновения континентов и континентов с островными дугами; 5 — системы срединно-океанических хребтов и пересекающих их трансформных разломов; 6 — палеомагнитный вектор (цифра — палеомагнитная широта, градусы).  
 Континенты и микроконтиненты: *VE* — Восточно-Европейский, *SE* — Западно-Европейский, *Инд* — Индийский, *К* — Китайский, *Кз* — Казахский, *СА* — Северо-Американский, *Сб* — Сибирский.

(в районе Енисея под чехлом Западно-Сибирской плиты), так и к юго-востоку, в районе Восточного Саяна. Несколько позже, в конце раннего и в среднем кембрии, число этих зон увеличилось, создав систему ранних энсиматических островных дуг будущих Алтае-Саянской области и некоторых частей Казахстана. В течение кембрийского и в начале ордовикского периода (насколько можно судить по имеющимся данным) произошло значительное сближение лавразийской группы материков. С севера по-прежнему они омывались Палеобореальным, а с юга — Палеоаустральным океанами. Палеоазиатский океан Л. П. Зоненшайна и соавторов в результате субдукции на окраинах резко сократился за это время.

Важно отметить, что в это время начинается достоверная история палеозойского Урала; относительное положение противоположных ныне краев Сибирской и Восточно-Европейской платформ существенно приближается к современному. Если принять наиболее вероятный, с нашей точки зрения, вариант интерпретации фундамента Западно-Сибирской плиты, то придется расширить Сибирский континент к западу за счет байкальских и салаирских структур в ее фундаменте. В результате Уральский палеоокеан (занимающий теперь более или менее близкое к современному меридиональное положение) представляется еще более узким, чем показано на палеорекострукции А. М. Городницкого и др. [1978]. Следует, по-видимому, также внести коррективы в положение Казахстанского микроконтинента (Кокчетау-Улутауского и других срединных массивов).

К концу ордовика ( $O_2-3$ ) Палеоаустральным океан омывал южные берега палео-Европы от Пиренейского полуострова до Каспийского моря, а также современные северные и западные края Сибирского континента, которые (если нас не обманывают палеомагнитные данные) были его запад-юго-западным и юг-юго-восточным побережьями соответственно (рис. 48). А. М. Городницкий и др. [1978] отделяют от него Казахстанский, Таримский, Индокитайский и Китайский малые континенты, тогда как у Е. Р. Канасевича и соавторов в этих же местах показаны как бы внутриконтинентальные эвгеосинклинали, сопровождаемые миогеосинклиналями и шельфами, что менее последовательно увязано с моделями тектоники плит. Весьма проблематичной остается область реконструкции палео-Тетиса к югу от Аппалачей (занимавших, согласно палеомагнитным данным, квазиширотное положение), а также от Чешского, Французского и Казахстанского массивов.

Реконструкции Е. Р. Канасевича и других, особенно А. М. Городницкого и соавторов, для среднего и позднего ордовика слишком разобщают каледониды южной и северной частей Британских островов и особенно Аппалачей, между тем как в это время по геологическим данным уже приближалось закрытие океана Япетус (северо-восток палео-Атлантики).

Дальнейший относительный поворот Североамериканского континента по отношению к Южноамериканскому увеличивает побе-

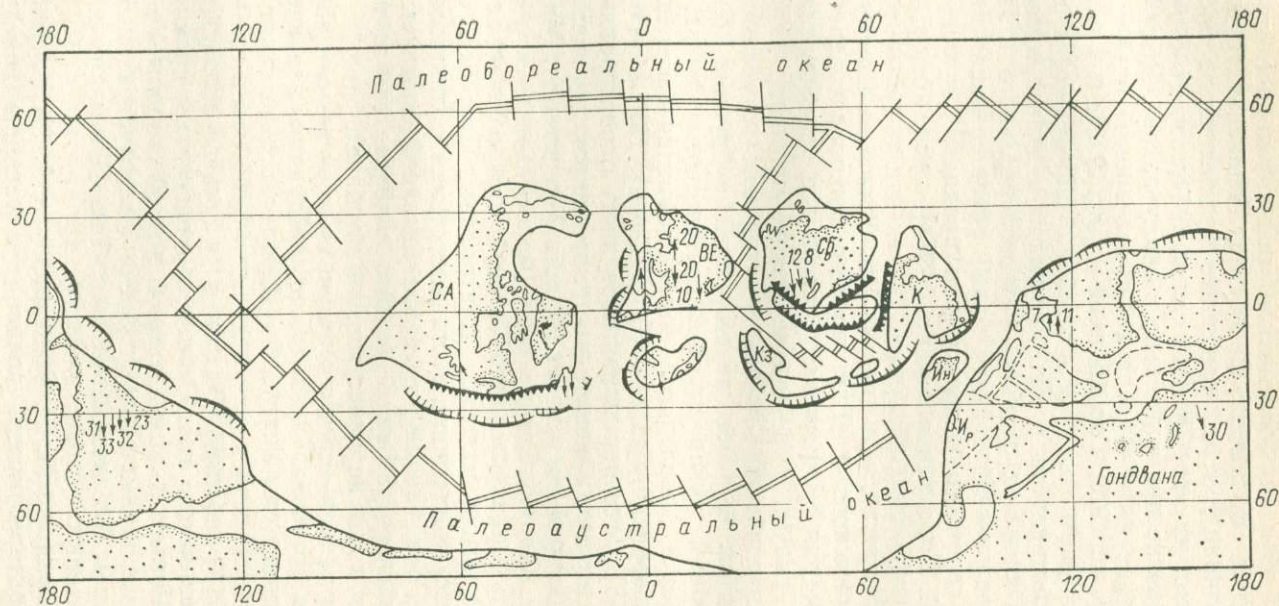


Рис. 48. Реконструкция континентов и океанов среднего—позднего ордовика (480—450 млн. лет).

Условные обозначения см. на рис. 47.

режье последнего, обращенное к Палеобореальному океану, тогда как к системе Палеоаустрального океана оказывается повернутым уже главным образом современное северо-западное побережье Южной Америки (Колумбия, Венесуэла, Гвианская группа государств и Бразилия), т. е. нынешнее Атлантическое побережье. С этого времени имеется больше оснований говорить о палео-Атлантическом океане применительно к этому району. Края Япетуса (Северо-Западная палео-Атлантика) в это время почти сомкнуты [Kanasewich e. a., 1978; Городницкий и др., 1978].

В ордовике еще более, чем в кембрии, определяются поясовые размещения континентов в южнополярной и экваториальной областях и двух больших океанов — Палеобореального и Палеоаустрального. Уральско-Енисейский малый океан соединял их в виде сравнительно короткого и неширокого пролива. Согласно реконструкции А. М. Городницкого и др. [1978], происходило, с одной стороны, раздробление Сибирского континента (отделение от него Китайского материка), а с другой — приближение к нему Казахстанского, Таримского и Джунгарского микроконтинентов; при этом Палеоазиатский окраинный бассейн все более сужался.

В течение силура и в начале девона произошло дальнейшее сплочение лавразийской группы материков. Особенно резко сузился, вероятно за счет двусторонней субдукции, Япетус — наиболее северный рукав палео-Атлантического океана. В более восточном отрезке Аппалачской палео-Атлантики согласно существующим палеореконструкциям [Bird, Dewey, 1970 г.; Городницкий и др., 1978] материка принимают лишь одностороннюю субдукцию со стороны сравнительно еще широкого океана. Его противостоящий край составляет область Мавританид, Марокканской мезеты и Западно-Европейского малого континента, на юге включающего догерцинское ядро Пиренейского полуострова (кроме упоминавшихся выше массивов Центральной Европы). Область западноевропейских герцинид составляет узкий реликтовый океанический трог, окаймленный с севера активной континентальной окраиной андийского (?) типа (он был наиболее широким в раннем ордовике и почти не существовал в кембрии).

На Урале в раннем—среднем девоне по имеющимся данным реконструируется островная дуга и зона субдукции, падающая, вероятно, на восток (см. Урал). От Центральноазиатского океана в раннем—среднем девоне остается лишь Зайсанский пролив (соединяющийся с Уральским). Он окаймлен с севера активным краем континента (андийского типа), а с юга — пассивным краем Казахстанско-Тянь-Шаньского континента. С другой стороны Уральский пролив вливается в заметно сузившийся Палеоаустральный океан с активным краем Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньского и Китайского континентов.

Для этой эпохи, по Л. П. Зоненшайну и А. М. Городницкому [1976 г.], характерно почти полное прекращение спрединга во всех больших и малых океанах, кроме Тихого, который наследует и расширяет западную, или, лучше сказать, заамериканскую

часть бывшего великого Палеобореального океана. Он продолжает быть открытым к северу. Вместе с тем известно, что в среднем девоне океаническая кора еще формировалась на Южном Урале. По-видимому, здесь следует показать спрединг в окраинном море. Более важно новообразование океанической коры в Зайсанской геосинклинали (Чарская зона) и в Южной Монголии, а также, вероятно, по герцинской оси Западно-Сибирской плиты.

Замыкание Южных Аппалачей и Каледонид в карбоне (аллеганская орогения) привело к полному слиянию Североамериканского и Восточно-Европейского континентов в Североамериканский континент. Вероятно, он был отделен от Западно-Европейского малого континента (включающего древнее ядро Пиренейского полуострова) малым океаном с активными краями.

В Зауралье—Тургае, по А. М. Городницкому и др. [1978], продолжается субдукция, по-видимому, с падением зоны Заварицкого—Беньофа на восток (образование Валерианской зоны). В Зайсанско-Монгольской «герцинской» зоне также происходит субдукция. Спрединг на отдельных участках продолжался здесь в раннем—среднем девоне. Согласно предложенной реконструкции южный океан имел, вероятно, два рукава или ответвления, один из которых разделял Китайский и Казахстанский континент, а второй—Китайский континент и Гондвану, в частности индийскую ее часть, придвинувшуюся к этому времени довольно близко (расстояние  $\sim 35\text{--}40^\circ$ ).

В девоне согласно палеомагнитным данным ориентировка обоих Американских континентов существенно приблизилась к современной. Предполагается, что к западу от них, в области древнего Тихого океана, существовала точка тройного сочленения трех срединно-океанических хребтов [Зоненшайн, Городницкий, 1977 г.; Городницкий и др., 1978; Kanasevich, 1978, и др].

Другая часть современного Тихоокеанского побережья с Китайским материком обращена почти на север. Общая схема расположения материков и океанов вообще существенно изменилась по сравнению с началом палеозоя благодаря сближению Гондваны и лавразийской группы материков. Пояс последних вместо почти широтного приобрел скорее северо-восточное направление. Сильно сократилась площадь бывшего Палеоаустралийского океана.

Наиболее важной чертой является образование древнего Тихого океана, уже довольно близкого по своим размерам и положению к современному. Этот океан располагался как к западу, так и к востоку от сравнительно компактной группы материков Лавразии, а также к северу от обоих флангов Гондваны. На севере он сближался с бывшим Палеобореальным океаном, от которого он теперь не отделен никакими материковыми или другими структурными границами. Малые девонские океаны типа больших проливов являются основой будущих герцинских подвижных зон: Зайсанской, Южно-Монгольской, Средне-Южно-Тянь-Шаньской и др., а также аналогичных образований в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

В раннем карбоне значительное общее перемещение континентов к северу и сближение Гондваны с почти единой Лавразией приводят к еще более компактному (близкое к Пангее) скоплению континентов в одном полушарии и даже сегменте Земли. Западное полушарие более чем наполовину занимает древний Тихий океан. Различие с современностью состоит главным образом в том, что материка более широко и плотно занимают южное полушарие и в целом область их распространения сужается к северу, а не наоборот, как теперь. Поправки, которые необходимо внести в палеорекострукции А. М. Городницкого и др. [1978], связаны с признаваемой почти всеми исследователями связью Апулийского блока, а также Иранского и Туранского блока с Африкой.

В позднем карбоне и ранней перми по всем признакам должно было завершиться столкновение Евроамерики и Сибирского континента в районах Урала и Зайсанской системы, т. е. кратонизация — орогенез на этих границах, а также полная консолидация внеальпийской Западной Европы. В Аппалачах обстановка столкновения создается уже в академскую орогеническую эпоху ( $D_3-C_1$ ). Таким образом, северные материка должны были полностью спаяться между собой в континентальный массив Лавразии, а по линии Аппалачи—Северо-Западная Африка (Атлантическое побережье Мавритании—Марокко) к ним присоединились также и части Гондваны. Так образовался суперматерик Пангея.

Остальное пространство Земли занимал гигантский палео-Тихий океан, в который открывается клинообразный палео-Тетис. Последний, по представлениям некоторых авторов [Городницкий и др., 1978], уже в позднем палеозое (поздний карбон—ранняя пермь) представлял собой расширяющийся океан с активной осью спрединга.

Для эпохи существования Пангеи действителен дополнительный важный критерий, лежавший в основе ранних мобилистических построений,— это соответствие очертаний материков. В наше время этот вопрос изучен на значительно более высоком уровне, чем во времена А. Вегенера [Bullard e. a., 1965 г.].

Согласно результатам геометрического анализа и палеомагнитных исследований позднепалеозойская Пангея представляла собой как бы трехлепестковую фигуру с Северо-Американско-Чукотским, Евразийским и главным Гондванским отрогами, из которых последний протягивался к Южному полюсу. Между ним и Евразией находился океан Тетис, клинообразно сужавшийся к западу, с окончанием где-то в районе Малой Азии.

Где-то между Каспийским морем и Индокитаем палео-Тетис, возможно, расходил на две ветви, и с двух сторон омывал оставшийся изолированным Китайский палеоматерик. Северная ветвь палео-Тетиса со спрединговыми центрами, очевидно, составляла наиболее позднее океаническое образование (офиолиты) Монголии, тогда как южная проходила через побережье Индокитая, Борнео (Калимантана), Новой Гвинеи и здесь сливалась с древним Тихим океаном [Городницкий и др., 1978; Kanawewich e. a.,

1978]. Отметим вероятное наличие островных дуг у восточного края Китайского континента, включая юг Японии, а также в районе Аляски и припаянного к ним Чукотского массива [Городницкий и др., 1978].

Реконструкции для триаса (рис. 49) показывают начало новой эры в развитии Земли, более близкой к нашему времени, где имеются лучшие возможности для достоверных суждений. Основное изменение по отношению к позднему палеозою, по-видимому, состояло в более широком раскрытии Тетиса, который охватывает теперь все современное Средиземноморье, кроме Пиренейского полуострова и Магриба, которые остаются сомкнутыми [Smith, Briden, 1977; Kanasewich e. a., 1978] или почти сомкнутыми [Городницкий и др., 1978; Bijou-Duval e. a., 1977]. Существенные различия имеются в литературе в отношении Апулийского блока. Во многих работах по Средиземноморью он трактуется как выступ Гондваны, но в некоторых реконструкциях оказывается уже в триасе отделенным по крайней мере узким океаническим рукавом от Африкано-Аравийской платформы [Bijou-Duval e. a., 1977] или еще более изолированным от последней и, по существу, уже принадлежащим Евразии [Городницкий и др., 1978; Kanasewich, 1978].

В ранней юре согласно некоторым вариантам реконструкций не произошло особенно резких изменений общей картины мира, и лишь в середине юры началось раскрытие Северной Атлантики между Аппалачами и северо-западным побережьем Африки (Восточный Атлас—Мавританиды) [Smith, Briden, 1977]. В поздней юре эта часть Атлантического океана еще больше расширилась, согласно построениям А. Смита и Дж. Брайдена, но другие части Атлантики еще не были вовлечены в спрединговый процесс. Согласно другому варианту [А. М. Городницкий и др., 1978] раскрытие Атлантического океана имело место уже тогда на всем его протяжении. Первый вариант представляется, по-видимому, более обоснованным суммой фактических данных.

Важным моментом является зарождение где-то в начале юры почти замкнутого Средиземноморского бассейна примерно в районе современных Тирренского, Ионического морей и так называемого бассейна Геродота в районе островов Крит и Кипр. В доггере реконструируется уже широкая площадь этого моря, названного Мезогеей, с глубоководной впадиной, обладавшей корой океанического типа [Bijou-Duval e. a., 1977]. Между Мезогеей и собственно Тетисом помещался Апулийский выступ, покрытый водами мелкого шельфового моря.

В раннем мезозое Срединно-Атлантический хребет, по-видимому, проходил через район Карибского моря в Тихий океан, соединяясь со Срединно-Тихоокеанским хребтом в точке тройного сочленения. Другое ответвление Срединно-Тихоокеанского хребта согласно реконструкциям вклинивалось осью спрединга в район Шантарских островов—Монголо-Охотского пояса. Крайний северо-восток Евразии представлял собой просто выступ материка

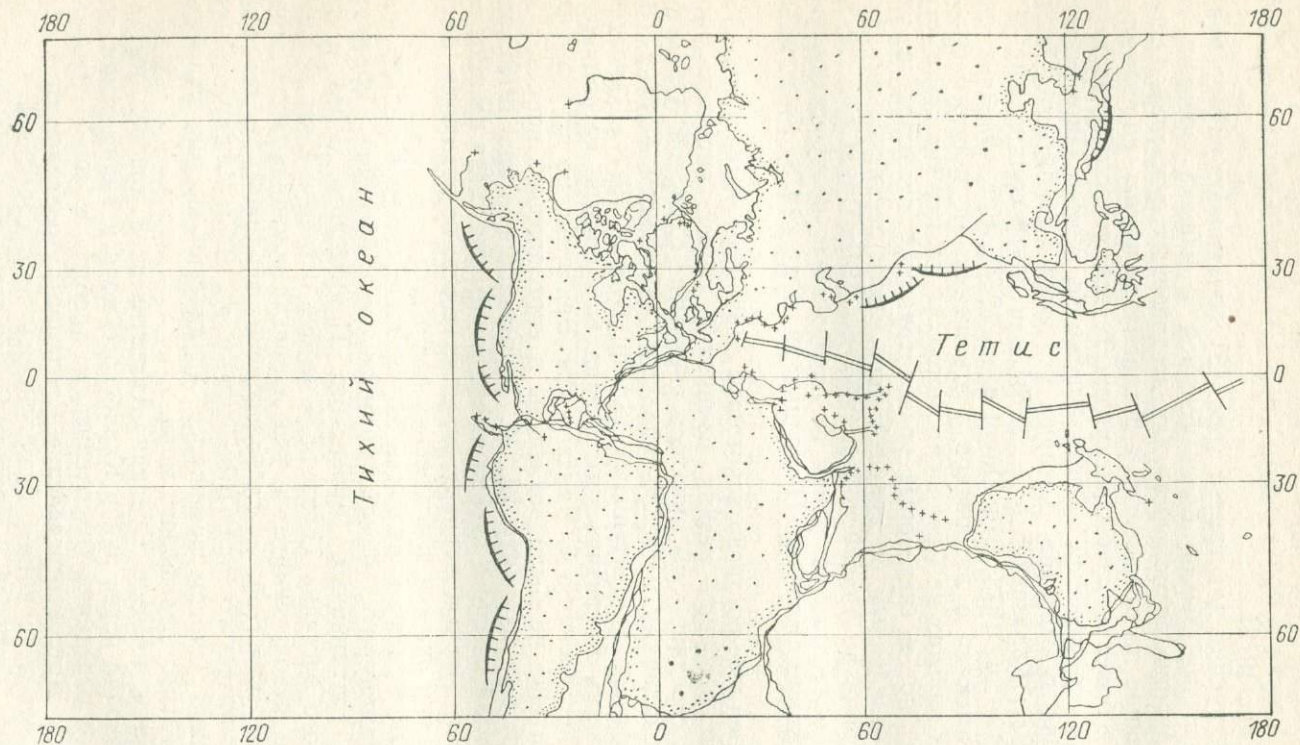


Рис. 49. Реконструкция континентов и океанов раннего триаса (220 млн. лет) [Smith, Briden, 1977].

Добавлено возможное положение островных дуг или вулканических гряд над зонами субдукции и срединно-океанических хребтов.

без шельфового моря. Чукотский массив был отделен от него и соединен с Северо-Американской платформой [Городницкий и др., 1978].

Реконструкции для поздней юры (140 млн. лет) сохраняют основные черты и среднеюрских. Согласно одному варианту [Smith, Briden, 1977] в то время довольно значительной ширины достигла средняя часть Атлантического океана (между Аппалачами и Западной Африкой) и только намечалось небольшое расхождение на севере и на крайнем юге Атлантики; по другому (маловероятному) варианту расширяется весь Атлантический океан [Городницкий и др., 1978]. В области Средиземноморья мировые реконструкции различаются в основном положением Апулийского микроконтинента, который по одному варианту, как и раньше, тесно связан с Африкой и Аравией [Smith, Briden, 1977], а по другому — отделен от них.

Различна также трактовка положения и поведения малых Малокавказского и Иранского массивов (или единого массива), которые одними авторами не отделяются от Африки и Аравии [Smith, Briden, 1977], а другими — помещаются внутри Тетиса в виде островных микроконтинентов, которые должны приближаться к Евразийскому матерiku, поскольку между ними и последним изображены зоны субдукции (будущего Загроса). Этот вариант представляется более приемлемым как основа реконструкции.

Значительно менее разработана палеодинамика уже вполне определившегося в поздней юре Тихоокеанского кольца. Не вызывает особых сомнений, что как западная, так и восточная окраины Тихого океана уже в то время имели характер активных. В реконструкциях Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого [1977 г.], А. М. Городницкого и др. [1978] привлекает внимание трактовка западной окраины Тихого океана, в частности в районе Японских островов как структурных элементов скорей андийского типа, в то время как восточная окраины Североамериканского континента представлена как подобие современной Азиатской переходной зоны, сопровождаемой островными дугами. Такая трактовка, по-видимому, достаточно соответствует геологическим данным, но поднимает важную проблему наличия или отсутствия постоянно действующих причин современной глобальной асимметрии активных окраин континентов.

Монголо-Охотская зона мезозойской тектоно-магматической активизации, глубоко вдающаяся в Евразийский континент, является одним из интереснейших объектов для тектонического анализа вообще и для применения модели тектоники плит в частности. Далекое, почти до Байкала, проникновение морских условий седиментации и вулканизма, по-видимому, все же не дает права говорить о таком же проникновении в глубь материка океанических условий, так как здесь не отмечено мезозойских глубоководных формаций и офиолитов. В отличие от более ранних трактовок, придававших основное значение громадной зоне разло-

мов трансформного типа, Л. П. Зоненшайн и соавторы в последней, многократно цитировавшейся работе 1978 г., показали, что в триасе и юре в этом районе в материк вдавался узкий залив Тихого океана (предшественник современной Удской губы), по которому прослеживается реконструированная срединговая ось, т. е. океаническая (или межконтинентальная) рифтовая зона.

Аналогию такой обстановке легко найти в современном Аденском или (в комбинации с трансформным разломом) Калифорнийском заливах. Океанический залив и рифтовая зона на схеме авторов далеко не доходят до Забайкалья, но на продолжении их законно представить себе развитие континентальной рифтовой системы и тем поставить в связь явления рифтогенеза и тектоно-магматической активизации. Дальнейшая разработка этого важного вопроса еще предстоит.

Недостаток палеомагнитных и других данных по крайнему северо-востоку Азии и Аляске допускает существенные расхождения в опубликованных реконструкциях размещения этих регионов в триасе и в юре. Согласно Л. П. Зоненшайну и соавторам [Городницкий и др., 1978], Чукотский массив вместе с Аляской составлял в то время часть Североамериканского материка с фесто-нами островных дуг, развитых с южной стороны региона. Реконструкция Е. Р. Канасевича и других выдвигает интересное, хотя и очень дискуссионное, представление о том, что Чукотский массив в триасе находился гораздо южнее, чем позднее — против Японских островов, с которыми он в то время пришел в столкновение. Этим можно объяснить пермо-триасовый орогенез Японии. Однако такая трактовка поднимает очень много как региональных, так и общих вопросов, оставшихся пока без определенного решения. В частности, требуется последующий отрыв от Японии и весьма значительное перемещение Чукотского и Аляскинского малых континентов в течение юрского периода к краю Североамериканского континента, с которым они оказываются соединенными в мелу.

Образование Невадского орогена на западе Северной Америки связывают с обстановкой столкновения континентальных масс, что, очевидно, требует реконструкции серии микроконтинентов вдоль побережья (такие построения были предложены в ряде докладов на 26 сессии Международного геологического конгресса, 1980 г.). Новая, параллельная серия островных дуг должна, очевидно, подготовить более западную, Ларамийскую, зону Североамериканских Кордильер. Согласно этой же реконструкции [Городницкий и др., 1978] островные дуги с запада окаймляли также Южноамериканский континент, начиная с триаса. Однако известная детальная реконструкция Дж. Дьюи и Дж. Берда [1974 г.] не подразумевает образования настоящих островных дуг в истории развития этого региона, если непременным признаком последних считать, как нам кажется правильным, наличие позади них впадины окраинного моря с океанической корой.

Окраинные морские бассейны, возникающие на ранних стадиях развития Андийского региона, образовывались согласно этим

реконструкциям на шельфе и континентальном склоне и имели под собой континентальную или субконтинентальную кору, что представляет, по-видимому, принадлежность или стадию развития низменных активных окраин континентов (типа Рюкю), а не системы островных дуг и окраинных морей. Однако островные дуги и окраинные моря, возможно, были на крайнем юге (Огненная Земля) и (более гадательно) на севере Анд.

Упомянем еще о двух интересных особенностях реконструкции для триасового и юрского периодов. Индийский океан в юрское время рисуется как линейный, наподобие современного Атлантического. По одну сторону его должны были располагаться Африка с Аравией, Индией и Мадагаскаром, по другую — Австралия и Антарктида.

Наиболее протяженная система главных океанических рифтов, вероятно, проходила в Тихом океане сперва в почти широтном направлении от предполагаемой центральной точки тройного сочленения, затем, уклоняясь к северу и описывая выпуклую на север широкую дугу, — через современный Карибский бассейн, Северную Атлантику, Тетис и снова южнее и почти широтно — в западной части Тихого океана. На Восточно-Австралийском шельфе, далеко от нынешних берегов Австралии, реконструируется зона столкновения континентов от линии триасовых островных дуг и по окраине современных Новой Зеландии и Антарктиды [Городницкий и др., 1978].

В раннем мелу, по Е. Р. Канасевичу и соавторам, произошло значительное расширение средней части Атлантического океана и малое — южной и северной его частей. В одном месте Африка еще почти соприкасалась с Южной Америкой, так что Средняя Атлантика приняла вид довольно широкого, но почти замкнутого океанического бассейна. По этой же реконструкции уже в конце раннего мела оказалась почти изолированной западная часть Тетиса, образовав Средиземное море, расширенное за счет Черноморского и Каспийского бассейнов. Тенденцию к отделению от Мирового открытого океана проявила и восточная часть Тетиса, слитная с Индийским океаном того времени. Это было связано со сближением Австралии и Индокитая, тогда как Индия оставалась на юге между Африкой и Антарктидой [Kanasevich e. a., 1978].

Реконструкция А. Смита и Дж. Брайдена для позднего мела интересна объединением Средиземного моря и Средней Атлантики благодаря большому расхождению Северной Африки и массива Пиренейского полуострова. Существенно расширилась Южная Атлантика, клинообразно сужающаяся на север, где все еще довольно узкий пролив отделяет современные Бразилию и Гвинею. Северная Атлантика пока еще почти сомкнута. У А. М. Городницкого и др. [1978] развитие Атлантического океана представляется, как и раньше, более равномерным. Прежние расхождения сохраняются и в трактовке анатолийско-закавказско-иранской группы континентальных массивов. У А. Смита

и Дж. Брайдена они все еще слитны с Африкой и Аравией, тогда как у А. М. Городницкого и других представляют отдельную группу островов, с юга окаймленных зонами субдукции. Таким образом, здесь получается как бы подобие современных гирлянд островных дуг с континентальным основанием и системой окраинных морей позади них. Последние должны, очевидно, дать позднее начало складчатым сооружениям Кавказа, Эльбурса-Копетдага и, возможно, Паропамиза, а также Карпат (позади Паннонского массива). Большие возражения вызывает помещение Апулийского массива далеко от Евразии, тогда как, согласно другим источникам и фактическому материалу, он уже в поздней юре пришел в столкновение с Евразией в районе Альп.

Итак, для конца раннего мела — начала сеномана (100—110 млн. лет) характерно максимальное расширение будущего Гибралтарского пролива, образование почти изометричного Среднеатлантического бассейна с выходом как на запад, в Тихий океан (с Мексиканским шельфовым заливом), так и на восток, в западную часть Средиземного моря [Smith, Briden, 1977; Городницкий и др., 1978]. Восточная часть Средиземного моря сливается с Тетисом, который в свою очередь открывается на восток в сторону Индийского и Тихого океанов. По А. М. Городницкому и другим, большая часть Тетиса отделена от Атлантической системы узким Апулийским перешейком (или островом).

Существенно иную (более вероятную) трактовку предлагают Е. Р. Канасевич и соавторы, по которой Средиземное море уже почти изолировано от больших океанов и сильно сужено. Общим с трактовкой А. М. Городницкого и других является разобщение Северной и Южной Америк и сквозное, почти широтное, сообщение между всеми океанами по линии Тетиса, чего нет у А. Смита и Дж. Брайдена.

Большие островные дуги реконструированы на месте Тибетской складчатой системы. Между Индией и Аравией—Ираном находился Пакистанский (или Афганский) срединный массив, а между Мадагаскаром и Индией — Сейшельский. Индокитай с Индонезией — Калимантаном окаймлен активным краем континента через о-ва Рюкю и Японию. Активный край континента проходит также вдоль современного Охотско-Чукотского вулканического пояса, а вдоль нынешней Курильской гряды есть основные реконструировать меловую островную дугу.

Согласно трактовке А. М. Городницкого и др. [1978], две крупные зоны столкновения континентов проходили в Верхоянской области, из которых более северо-восточная, а возможно и обе, представляла зону столкновения Чукотско-Аляскинского массива и части Американской плиты с Евразийским континентом (Сибирской платформой). Активный край Североамериканского континента (вместе с Чукотским массивом) проходит и дальше к Аляске и Кордильерам — зоне предполагаемого ларамийского столкновения в Кордильерах Северной Америки и в Центральных Южных Андах. На всем этом протяжении в Северных Андах реконструи-

рованы отнесенные дальше к западу в океан цепи новых островных дуг или, по другой трактовке, береговых хребтов, которые превращаются в складчатые цепи только в кайнозое.

Для наиболее позднего мела (80—16 млн. лет) временное расширение океанического Пригилбралтарского пролива сильно сокращается, если следовать реконструкции А. Смита и Дж. Брайдена. В остальном эта реконструкция лишь несколько модифицирует и развивает тенденции предыдущей для эпохи ~100 млн. лет.

На детальной реконструкции для Средиземноморского бассейна приблизительно для этого же времени показан наиболее широкий океанический пролив между Магрибом и Пиренейским полуостровом, который, по представлениям авторов, должен был уже снова сужаться вследствие субдукции вдоль его оси и вместе с тем правого сдвига, связанного с началом более интенсивного расширения северной части Атлантики (особенно промежутка между Иберией и Аппалачами). Реконструкция для эпохи ~100 млн. лет назад в этой серии нет [Biju-Duval e. a., 1977]. Для реконструкции позднего мела характерны наиболее вытянутая (запад-северо-запад), но уже начавшая сужаться Мезогей, втягивание в зону субдукции остатков океанической коры в Альпах и Апенниннах, офиолитовая обдукция в Понтидах и Закавказье при сохранении малых океанических бассейнов в Карпатах и в осевой части Черного моря (рис. 50).

В палеогене реконструируется уже значительное расширение всех частей Атлантики (хотя и неравномерное) и некоторое приближение Индии к Евразии (рис. 51). Реконструкции эоценовой эпохи охватывают период 38—44 млн. лет назад. Согласно Е. Р. Канасевичу, в это время Средиземное море приобрело почти современные очертания за счет приближения к Евразии его восточной части, которая, начиная со средней и особенно поздней юры, определилась как окраинный бассейн Тетиса со стороны Африкано-Аравийского континента.

Восточнее почти изолированным от Мирового океана выглядит широтный участок Тетиса между Малоазиатским, Закавказским и Иранским массивами, а также Индией, которая сильно приблизилась к Евразии. В принципе то же самое изображено у Е. Р. Канасевича и соавторов, за исключением некоторых расхождений в относительных расстояниях (Гималайский пролив более широк).

На детальной реконструкции для Средиземноморья все еще фигурирует Мезогей с зонами правого сдвига и субдукции в гилбралтарской и эгейской частях, а также параллельными океаническими впадинами Карпат и Черного моря. Мезогей уже не открыта на восток, где сохраняются только шельфовые моря, местами достигающие глубин континентального склона (в области современных Тавра и Загроса).

Для периода 35—40 млн. лет назад, т. е. позднего эоцена—раннего олигоцена, характерны следующие черты. В Альпах происходили интенсивные тектонические деформации, связанные

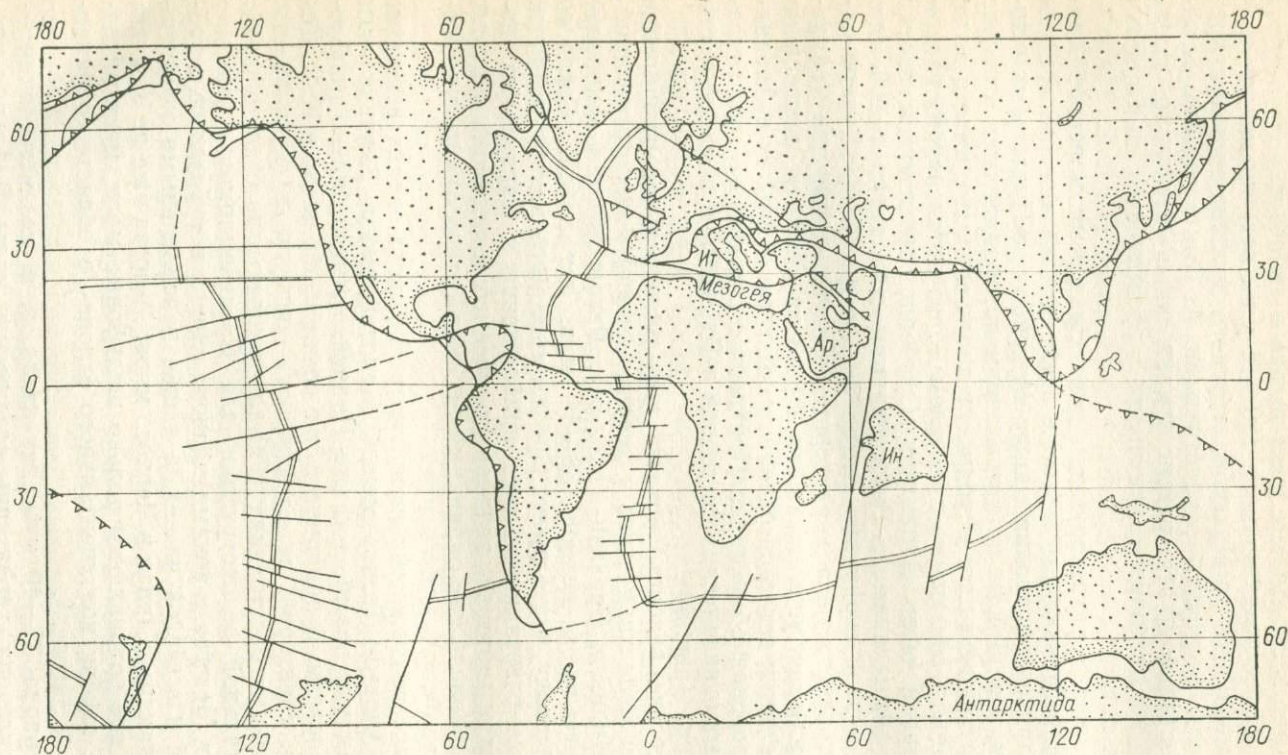


Рис. 50. Реконструкция океанов и материков в позднем мелу (76 млн. лет).

Составлена с использованием данных и реконструкций разных авторов: [Зоненшайн, Савостин, 1979 г.; Smith, Briden, 1977; Biju-Duval e. a., 1977, и др.].

Микроконтиненты: Ит — Итальянский; Ар — Аравийский; остальные обозначения как на рис. 47.

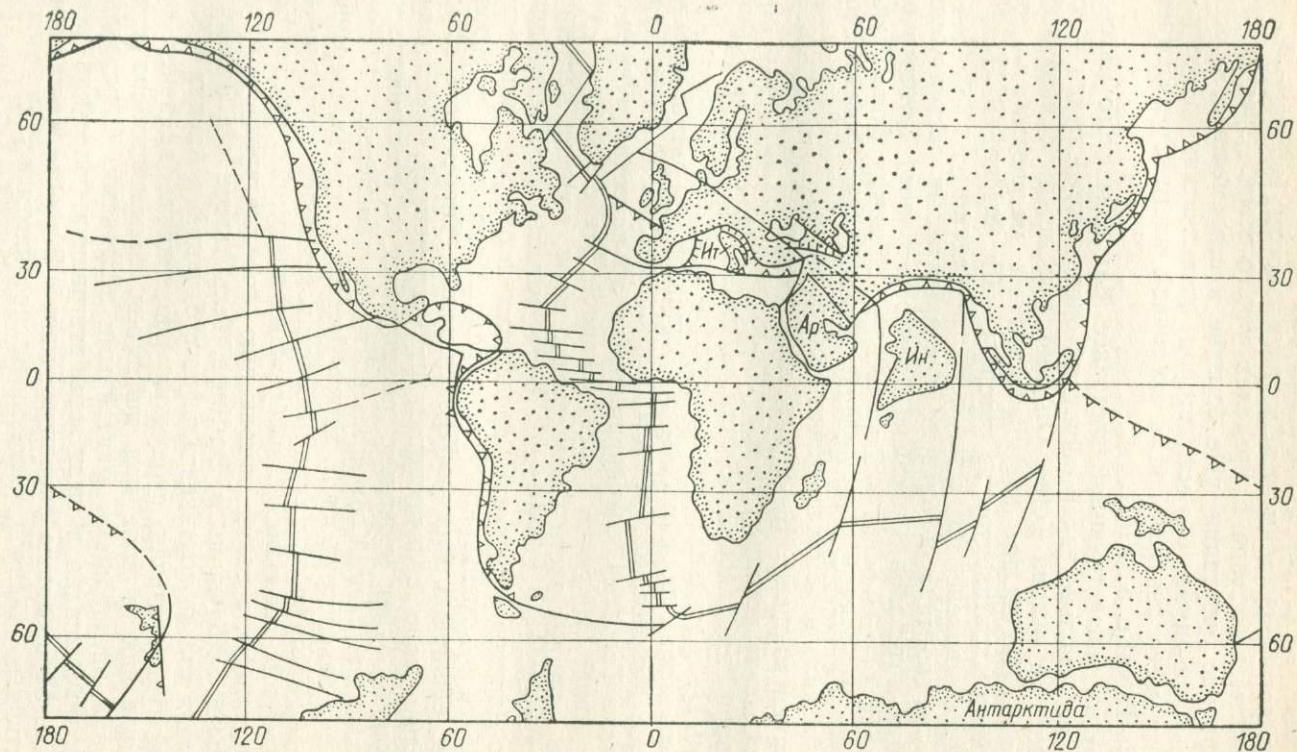


Рис. 51. Реконструкция океанов и материков в раннем палеогене (63 млн. лет).

Составлена с использованием тех же данных и работ, что и рис. 50.

с дальнейшим сжатием на этом участке столкновения континентальных масс, тогда как в Карпатах еще сохранилась (согласно детальным реконструкциям для Средиземноморья) субдуцирующая кора океанического типа в пределах узкого моря. Средиземное море сохраняло очертания, уже близкие к современным, с остаточным ограниченным со всех сторон океаническим бассейном Мезогеи на месте центральной и восточной части Средиземного моря [Biju-Duval e. a., 1977].

По другим реконструкциям восточнее Малоазиатского массива тянулся уже довольно узкий широтный океанический рукав — все, что осталось от океана Тетис. Он проходил между Закавказско-Иранским и Индийским континентальными массивами на юге и Евразийским континентом на севере [Smith, Briden, 1977].

В раннем миоцене (20 млн. лет), по-видимому, сохранялись почти та же картина и близкие к современному расположение и очертания материков и океанов. Края остаточного Тетиса в области Кавказа — Эльбурса — Гималаев, т. е. между Аравийским, Закавказско-Иранским, а также Индийским блоком и Евразией еще больше сблизилась, чем в предшествующую эпоху.

В позднем миоцене (10—9 млн. лет) происходили окончательное столкновение континентов и активные тектонические деформации в Ирано-Гималайской области, а также на Кавказе [Smith, Briden, 1977]. Детальная реконструкция Средиземноморья для тортонского века (перед мессинским «эпизодом») рисует сильное сокращение Мезогеи, которая вырождается в значительно меньший бассейн Геродота, сохранившийся и до настоящего времени вместе с зоной субдукции перед впадиной Эгейского моря. Напротив, в западной части Средиземного моря, вопреки длительно происходившей там субдукции (если верить реконструкциям В. Бижю-Дюваля и других), произошло некоторое расширение и углубление рудиментарной глубоководной впадины и образование более обширных Алжиро-Прованского и Тирренского морей, сравнительно мало отличающихся от современных. Последнему еще суждено будет несколько расшириться в послемессинское время, тогда как первый останется почти без изменений.

Согласно реконструкции В. Бижю-Дюваля и других, шарьяжеобразование в тортонское время представляет в основном процесс гравитационного сползания с прибрежных поднятий в районе Бетской Кордильеры, а также комбинацию этого же процесса и континентальной субдукции в Эр-Рифе, Тель-Атласе и в Западных Апеннинах и только континентальную субдукцию в Альпах и Карпатах. Континентальная субдукция равнозначна поддвигу или шарьяжированию в коре под действием сжимающих сил и, вероятно, над нисходящими мантийными течениями. Образование глубоководных впадин в тылу зоны втягивания более или менее аналогично образованию окраинных морей. Его объясняют подъемом мантийных диапиров, рассеянным спредингом и т. п.

В последние 10—15 лет определились следующие пути и объекты металлогенических исследований в связи с тектоникой плит.

1. Изучение металлогении современных подвижных зон, рассматриваемых как разнотипные границы литосферных плит.

2. Выявление древних аналогов этих зон с металлогенией, характерной для каждого их типа.

3. Сопоставление типов современных и древних подвижных зон с их металлогенией.

Современные металлогенические разработки в связи с тектоникой плит в основном следуют по пути выделения типовых обстановок прежде всего в современных подвижных зонах, а затем распознавания их аналогов в древних консолидированных складчатых системах того или иного возраста [Зоненшайн и др., 1976; Metallogeny and... 1976; Ковалев, 1978 и др.]. Наше дальнейшее изложение также подчинено этому общему плану.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Металлогения кайнозойских и современных континентальных рифтов связана в основном с интрузиями карбонатитов и кимберлитами в виде трубок взрыва и даек. Карбонатиты вмещают месторождения ниобия, тантала, редких земель, кимберлиты — месторождения алмазов. Однако пространственная и тем более структурная связь этих магмо- и рудопоявлений с рифтами представляется довольно расплывчатой. Скорее можно говорить о связи с процессом рифтогенеза в широких ареалах растяжения и обычно — поднятий.

Особый случай проявления современной минерализации имеется в озере Киву (в системе восточно-африканских рифтовых озер): рыхлые осадки на его дне содержат 361 г/т свинца и в сумме ~250 000 т этого металла [Degens, Kublicki, 1973 г.]. В рифтовой долине Северной Эфиопии найдены рассолы, сильно обогащенные медью (23 г/т). В этом же районе имеются медные отложения на слоях гипса и марганценозные горизонты, вероятно, сходного происхождения. Проявления гидротермальной медной минерализации в базальтах известны также на юго-востоке страны [Metallogeny... , 1976].

Донеогеновые континентальные рифты, как и их неоген-антропогеновые аналоги, развивались на структурах, консолидированных, как правило, в значительно более отдаленном геологическом прошлом — в большинстве случаев на древних платформах. В связи с этим (если они оставались в пределах материков) они обычно не претерпевали значительных деформаций или переработки позднейшими магматическими или иными термальными агентами. С другой стороны, нередко обнаруживается связь рифтовых зон с более древними особенностями структуры.

Такого рода унаследованность отмечается для наиболее крупной в мире Восточно-Африканской рифтовой системы, в связи с чем не исключена и металлогеническая преемственность. В Восточной Африке часть кимберлитовых даек имеет древний, вероятно докембрийский, возраст. Малые интрузии сиенитов и карбонатитов в рифтовой зоне частью внедрились еще в палеозое.

Формирование Рейнской рифтовой зоны и, в частности, ее осевой долины произошло в третичное время, но зоны бластомилонитов, определяющих положение грабена, сформировались еще в позднем карбоне [Bederke, 1966 г.]. К широкой ослабленной зоне на периферии Рейнского грабена приурочена свинцовая и цинковая минерализация. Наиболее ранние ее проявления относят к триасу. В грабене Осло известен ряд мелких свинцовых месторождений, связанных с пермскими щелочными порфирами. Эти интрузии и оруденение распространены как в самой рифтовой долине, так и на «плечах рифта».

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Металлоносные осадки и рассолы обнаружены в нескольких впадинах, на дне центральной рифтовой долины Красного моря. В составе осадков преобладают окислы железа и (или) марганца, имеется и существенно сульфидная фация, а также сульфаты, карбонаты и силикаты тяжелых металлов. Рассолы обнаруживают значительные вариации химического состава. То же относится к выпадающим из них металлоносным осадкам.

Химические анализы скоплений осадков показывают широкое распространение и вместе с тем варьирующий состав этих отложений, что указывает на местное происхождение рассолов и осадков. В составе тех и других имеются окислы, силикаты, карбонаты и сульфиды, и выпадение одних или других связано как с вариациями химического состава рассолов, так и с изменениями физико-химических условий осаждения.

«Плечи» межконтинентальных современных рифтов содержат месторождения, которые могут относиться к стадии их существования в качестве континентальных. Месторождения меди (с золотом) и пирита на побережье Красного моря приурочены к трещинам, субпараллельным рифту, и могут быть связаны с его образованием, хотя и залегают в докембрийских породах.

К этой же группе относятся золоторудные месторождения в Северной Эритрее. Они представляют собой гидротермально измененные зоны красноморского простираия также в докембрийских породах с рассеянным золотом. В Египте, Саудовской Аравии, Йемене и Сомали известны многочисленные, но мелкие свинцово-цинковые месторождения замещения и жильные в основном миоценового возраста [Metallogeny and... , 1976].

В древних структурах межконтинентальные рифты обычно трудно выделить среди других образований, связанных с зонами коры океанического типа. К ним относят, в частности, некоторые докембрийские структурно-металлогенические зоны.

Представляется, что многие или по крайней мере некоторые из протерозойских грабен-синклинориев на разных щитах древних платформ больше напоминают межконтинентальные рифты, чем какой-либо другой тип фанерозойских структур. С ними бывают связаны основной и ультраосновной магматизм и оруденение, из которого наиболее важно медно-никелевое.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ РИФТОГЕННЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Как было показано выше, окраины континентов атлантического типа согласно модели тектоники плит переживают следующие стадии: 1) континентального (и затем — межконтинентального) рифта и 2) собственно рифтогенной окраины континента. В составе последней выделяются шельф, а также континентальный склон и континентальное подножие.

Полезные ископаемые современного шельфа — это прежде всего нефть и газ, а также морские россыпи золота, ильменита, циркона, монацита, касситерита. С раскрытием океанов связаны также проявления минерализации на современной суше в относительной близости к берегам.

К ним относятся кайнозойские и мезозойские рудные месторождения и рудопроявления в Гренландии, Ирландии и Шотландии.

В области Тетиса в обстановке рифтогенных окраин континентов, вероятно, сформировалась промышленно важная провинция «телетермальных» свинцово-цинковых месторождений в триасовых карбонатных отложениях Альп, Карпат, Динарид и Балкан, а также прилегающих платформенных территорий Добруджи, Северной Силезии, Краковского района [Dewey e. a., 1973].

Палеозойским примером данного тектонотипа является складчатый палеозой западного склона Урала, в составе которого выделяют комплексы шельфа и континентального склона [Пучков, 1974; Тектоническая карта Урала, 1976]. С этими комплексами связаны медистые песчаники, стратиформные свинцово-цинковые руды, фосфориты, бокситы. Отложения шельфа местами угленосны.

О первичной металлогении океанических рифтов (срединных хребтов) и вообще океанов сведения пока сравнительно ограничены. Известно широкое распространение железо-марганцевых конкреций, обогащенных рядом тяжелых и других металлов, особенно кобальта, меди и цинка. Ареалы их относительной концентрации обнаруживают слабую зависимость от расположения срединных хребтов. Однако осадки осевых частей Восточно-Тихоокеанского поднятия и плиты Наска местами металлоносны и обнаруживают сходство с осадками впадин Красного моря. Кларк концентрации свинца в них составляет 10—40.

Важным событием было недавнее открытие существенных выделений сульфидов среди базальтов быстро расширяющегося Восточно-Тихоокеанского поднятия. Руды являются производными гидротермальных процессов, продолжающихся в настоящее время, по-видимому, с участием океанской воды. Они состоят главным образом из пирита, халькопирита и сфалерита и как будто бы являются близкими аналогами руд рассмотренных ниже месторождений кипрского типа.

Океаническая кора геологического прошлого, а также верхняя часть мантии представлена, по господствующему сейчас мнению, в офиолитовых комплексах складчатых областей [Пейве, 1969, и многие др.]. Однако далеко не все офиолитовые комплексы представляются производными собственно океанов. Часть из них, вероятно, образовалась за счет океанической коры окраинных и внутренних морей.

Стандартные полезные ископаемые меланократового основания офиолитовых серий (т. е., по-видимому, мантийного материала ультраосновного состава) — это хромиты, платиноиды, асбест, тальк. Кларковые концентрации в них никеля и кобальта достаточны для образования в определенных климатических условиях месторождений коры выветривания. Иногда те же гипербазитовые массивы становятся источником гипергенных концентраций железа (природнолегированных руд). Однако концентрации сульфидных никелевых руд непосредственно в отторженцах верхов мантии представляют чрезвычайную редкость, по крайней мере в фанерозойских образованиях. Необходимо отметить постоянную пространственную связь с ними месторождений ртуты, природа которой (т. е. связь) остается проблематичной.

Формации массивных сульфидов кипрского типа ассоциируют с офиолитами. Наилучшим примером является Тродосское месторождение. Одноименный осадочно-вулканогенный комплекс представлен сверху вниз: 1) пелагическими осадками с преобладанием кремнистых сланцев, 2) базальтовыми шаровыми лавами, 3) комплексом параллельных даек, 4) габброндами и 5) гипербазитами.

Состав руд характеризуется ясным преобладанием меди над цинком и довольно низким отношением концентраций серебра и золота, отношение кобальта к никелю относительно высокое.

Последнее обстоятельство, а также отсутствие примеров докембрийских месторождений этого типа находится в резком контрасте с данными по формации сульфидных медно-никелевых месторождений. Аналогами кипрских считают мезозойские и третичные месторождения Турции (Куре, Аргани-Маден и др.), Калифорнии (Айланд, Майлс), Филиппин, ордовикские Ньюфаундлендских Аппалачей (Беттс Ков, Холлс-Бэй и др.) [Metallogeny and... 1976].

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ ОКЕАНИЧЕСКОГО (ЭНСИМАТИЧЕСКОГО) ТИПА

На о-вах Нампо известно золото-серебряное оруденение в кварцевых жилах, причем радиометрическое определение возраста адуляров из этих жил показало 4 млн. лет (поздний плиоцен). Эта рудная формация аналогична японской, рассмотренной далее. Медные и золоторудные проявления вообще достаточно характерны для энсиматических островных дуг. Здесь известны и (в основном, небольшие) месторождения медно-порфировой формации.

Месторождения Пангуна на о. Бугенвиль имеют третичный возраст. Здесь базальты и андезиты океанической ассоциации (толеитового ряда интродуцированы кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Состав руд несколько отличается от типичного для меднопорфировой формации других геотектонических обстановок.

Руды очень бедны молибденом, и золото в них преобладает над серебром. В качестве примеров оруденения на энсиматических дугах приводят очень молодые месторождения островов Фиджи и Соломоновых: меднопорфировые и золоторудные с теллуридами, а на Фиджи еще и полиметаллические, близкие к типу «Куроко» [Ковалев, 1978].

Более древние аналоги энсиматических островных дуг в составе складчатых областей фигурируют в реконструкциях многих исследователей. По мнению П. Лазники [Laznika, 1976 г.], для них типично массивное колчеданное (существенно пиритовое) оруденение, богатое медью и цинком, но бедное свинцом. Отличием от других колчеданных формаций является отсутствие или резко подчиненная роль кислых пород среди ассоциирующих вулканитов в составе малых интрузий. Более основным, чем обычно, является и состав магматических пород меднопорфириновых месторождений. В качестве примеров приводятся некоторые ордовикские месторождения Ньюфаундленда, триасовые и юрские в Кордильерах Британской Колумбии (колчеданные и меднопорфировые), позднемеловые—раннетретичные в Динаридах.

В конце раннего и в среднем кембрии с обстановкой островных дуг океанического (энсиматического, «незрелого» и т. д.) типа в ряде районов Алтае-Саянской области могут быть связаны колчеданно-полиметаллические месторождения (по другой интерпретации — они более поздние и иного генезиса), часть железорудных месторождений Кузнецкого Алатау и др.

Согласно П. Лазнике, колчеданные месторождения «незрелых» островных дуг характеризуются очень низкой концентрацией свинца. Отношение  $Pb : Zn : Cu$  меньше 1 : 10 : 100. Типичны также стратиформные месторождения марганца и железа. За счет последних, по-видимому, образовались многие из скарных и других метаморфических и метасоматических месторождений железа, характерных для «салаирид» Алтае-Саянской складчатой области, где имеются также осадочные, слабометаморфизованные (карбонатные) месторождения марганца.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Информация о современной и молодой минерализации осадков морей незначительна. Описано, например, отложение пирита на дне Японского моря. Невскрытые, но вероятные концентрации металлов, как стратиформные, так и иных типов, должны быть связаны с вулканизмом островных дуг, являясь дистальными проявлениями минерализации последних. Известно, например, что в Японском море вскрыты аналоги известной формации «зеленых туфов», к которой на островах приурочены сульфидные месторождения типа «Куроко».

Металлогения древних аналогов окраинных морей лучше всего охарактеризована на примере Кавказа. Общая зональность последнего в мезозое и палеогене довольно хорошо укладывается в схему: 1) офиолитовый шов (след погружения океанической коры) — Севано-Акеринская зона Малого Кавказа; 2) островная дуга на микроконтиненте — Сомхето-Карабахская зона Малого Кавказа; 3) окраинное море — мегантиклинорий Большого Кавказа; 4) континент — Скифская платформа.

В восточной части мегантиклинория Большого Кавказского водораздела и оба склона Главного хребта слагают существенно терригенные осадочные толщи. К югу в их составе появляются основные вулканы, дайки и малые интрузии других форм. Количество магматического материала возрастает также к западу и становится значительным в западном сегменте Большого Кавказа, к югу от кристаллического ядра. Выполнение окраинного моря Большого Кавказа, судя по возрасту отложений, началось в ранней и продолжилось в средней юре. В составе упомянутых магматических пород имеются базальтоиды толеитового ряда, типичные для океанических образований, а также ультраосновные пикритовые лавы. Вероятно, глубоководная впадина с корой океанического или промежуточного типа занимала лишь только часть (в данном случае южную) морского бассейна, а остальное приходилось на шельф. Поскольку окраинное море должно было распространяться на юг до островной дуги Сомхето-Карабахской зоны, в него, очевидно, были включены микроконтинент Дзирульского массива и, вероятно, также другие, ныне погруженные в Колхидской и Куринской впадине.

Юрский период формирования окраинного моря соответствует главной эпохе формирования островной дуги в Сомхето-Карабахском антиклинории. Наиболее полную картину общекавказской зональности мы наблюдаем начиная с позднего мела, когда в Большекавказском окраинном море (уже начиная с поздней юры) приобретает абсолютное господство накопление турбидитов, превратившихся в однообразные толщи терригенно-карбонатного флиша. Этот процесс продолжался до позднего палеогена, хотя вулканическая деятельность на островной дуге закончилась в позднем мелу.

Признаки сближения бортов окраинного моря в виде складчатых деформаций проявляются в раннем олигоцене и достигают кульминации в конце миоцена — начале плиоцена, причем развиваются надвиги и шарьяжи, с перемещением флишевых покровов по крайней мере на расстояние нескольких десятков километров [Khain, 1977]. Таким образом закончилось существование окраинного моря и его превращение в сложное складчатое сооружение.

В западном сегменте, где наиболее проявлен толеитовый магматизм основного состава, довольно многочисленные рудопроявления связаны частью с интрузиями базитового состава, а также спилит-кератофировыми вулканитами, хотя вмещающими породами часто являются терригенные осадки. Месторождения в основном гидротермального, часто жильного типа, полиметаллические (свинцово-цинковые), барит-полиметаллические и баритовые.

На северо-западе, в амагматической области распространения существенно карбонатного флиша, — это в основном ртутные месторождения и рудопроявления в зонах дробления. На востоке, на фоне юрских терригенных (и глинистых) отложений аспидной и собственно терригенной формаций, особенно характерна зона медно-пирротиновых месторождений. Существенно распространены также медно-колчеданные и медно-полиметаллические вулканогенно-гидротермальные месторождения. По окраинам, так же как на западе, появляются ртутные и частью медные месторождения. Сходный профиль металлогенических проявлений отмечается в Казахстане на северо-западе Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Древние окраинные моря можно видеть также в девонских структурно-формационных комплексах Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон Центральной Европы [Metallogeny and..., 1976] и в ряде докембрийских образований.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОН ОБДУКЦИИ

Специфика этого типа развития состоит в зарождении и развитии островных вулканических гряд на коре океанического типа, так же как в океанических островных дугах, но в отличие от последних не в открытом океане, а около континентов или между сближенными материковыми массами. Обдукция на последние коры океанического и промежуточного типов уже на ранних

стадиях развития системы (развивающаяся в шарьяжеобразовании на более поздних стадиях) создает своеобразный тектонический стиль, особо благоприятствующий внедрению производных литосферы океанического и промежуточного (островодужного) типов, в том числе концентраций металлов и других полезных ископаемых.

С ассоциациями ультраосновных пород офиолитовых серий в молодых зонах обдукции (Новой Гвинеи, Новой Каледонии и др.) и в палеозойских структурах Урала ассоциируют месторождения хромита, платиноидов, асбеста, талька и гипергенные никеля и кобальта. С осадочно-вулканогенными комплексами, формирующимися на коре океанического типа (членами офиолитовых ассоциаций), на Урале связаны медно-колчеданные, а также вулканогенно-осадочные месторождения марганца.

Металлогения собственно островодужных вулканоплутонических комплексов Новой Гвинеи и прилегающих островов Новой Британии и других характеризуется золоторудными и меднопорфировыми месторождениями, представленными и на Урале, но в подчиненном развитии. С низами серий островодужного типа здесь связаны полиметаллические и золото-сульфидно-баритовые месторождения, а для ассоциирующих интрузивных образований, в частности, для весьма характерной именно для Урала габбро-норитовой формации характерны месторождения титаномagnetитов. Более поздние формации комплексов островодужного типа на Урале включают местами ранние габбро-гранитные интрузии и скарново-медно-магнетитовые месторождения.

После регионального шарьяжеобразования верхнетурнейско-намурские вулканиты характеризуют своеобразный этап предорогового развития Урала, отсутствующий во многих других складчатых регионах и, вероятно, связанный с обдукционной спецификой развития данного региона. Габбро-гранитные, граносиенитовые и сиенитовые интрузии являются, по-видимому, комагматами эффузивов, и в связи с магматической деятельностью образовались более крупные, чем в предыдущей ассоциации, скарново-магнетитовые, меднопорфировые, золото-сульфидно-кварцевые и золото-мышьяковые месторождения [Тектоническая карта Урала, 1976].

Более поздние комплексы Урала следует относить уже к обстановке столкновения континентов, в принципе общей для развития зон разных типов, т. е. не связанных со спецификой зоны обдукции. Это гранитные и адамеллит-гранитовые плутоны с месторождениями вольфрама и других редких элементов, пегматиты, пьезокварц, а в грабенах и в передовом прогибе — медистые песчаники, а также скопления угля, нефти и газа, калийных солей.

Обстановки, рассмотренные выше, характеризуются определяющим участием в их строении коры океанического типа, которая выступает сама по себе либо в основании рудовмещающих вулканогенных или осадочных серий.

Ниже рассматриваются проявления магматизма и металлогении над зонами или предполагаемыми палеозонами субдукции на

основании континентального типа. Сюда входят островные дуги на микроконтинентах и активные окраины материков, т. е. типы геодинамических обстановок, родственные между собой и образующие взаимопереходы во времени и в пространстве.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ (ВКЛЮЧАЮЩИХ МИКРОКОНТИНЕНТЫ)

Наиболее изученным регионом этого типа являются Японские острова. С их современным и четвертичным вулканизмом связаны месторождения самородной серы и пирита. Их генезис является спорным и, вероятно, комбинированным — гидротермально-седиментационным [Harikoshi, 1976 г.]. Более слоистыми являются пиритовые руды, заполняющие мелкие вулканические депрессии и трубки взрыва в верхних частях вулканов. Серные месторождения сохраняют признаки структуры вмещающих эксплозивных брекчий, туфов, реже андезитовых лав, располагаясь ниже по склонам. Отмечается приуроченность месторождения к известково-щелочным вулканам внутри толеитовой зоны [Metallogeny and..., 1976, p. 121—144].

Достаточно вскрытые эрозией месторождения золото-серебряных руд в кварцевых жилах в Японии имеют плиоценовый, лишь частью, быть может, позднемиоценовый возраст (не старше 9—13 млн. лет). Радиологический возраст адуляров одного из месторождений Северо-Западной Японии оказался 8 млн. лет. Месторождения этой формации очень малосульфидны. Наиболее характерны для Японской металлогенической провинции полиметаллические месторождения формации (или типа) «Куроко», о которых очень много написано вообще и, в частности, в связи с тектоникой плит, особенно в последние годы [Metallogeny and..., 1976, p. 105—144]. Они приурочены к определенному стратиграфическому интервалу низов среднего миоцена и к определенной формации субмаринных пирокластитов кислого состава, известной под названием «зеленых туфов». Однако более тесная ассоциация наблюдается с субвулканическими малыми интрузиями («куполами») дацитов.

Месторождения вверху неправильно стратиформные, вниз уходят нередко трубообразно, замещая взрывные вулканические брекчий. Имеются обычно и трещинные жилы подчиненного значения и распространения. Развита зона окисления и гипсовые залежи иногда самостоятельного промышленного значения. Выделяются два основных типа руд: 1) «черные руды», составляющие обычно верхний слой, (в основном осадочные, но генетические типы и состав не обязательно совпадают); состоят из галенита, сфалерита и халькопирита; 2) «желтые руды» составляют более низкие части рудных тел и состоят из пирита и халькопирита.

В некоторых месторождениях «желтые руды», а иногда и часть «черных руд» определено эпигенетические — замещения и (или) жильные. Центр минерализации обозначается обилием рудных

прожилков, которые ниже переходят в довольно мощные жилы. В целом продуктивность месторождений имеет тенденцию падать с глубиной.

Пластообразные пологозалегающие части рудных тел типично имеют размеры в плане порядка первых сотен метров (например 300 м), а секущие крутые (секущие нижние части и ареалы трещинных жил) ~ 50 м. Тем не менее иногда руды замещения и выполнения трещин экономически важнее, чем стратиформные.

Возраст пластовых месторождений или их частей определяется обычно хорошо (в большинстве случаев ~ 13 млн. лет).

Общие черты современной геодинамической обстановки, т. е. по крайней мере локализация Японского вулканического пояса над зонами Заварицкого-Беньофа существовали, очевидно, в миоцене и еще раньше. Однако интересно выяснить отношение локализации рудных месторождений к зональности вулканитов по их составу.

Современные и четвертичные вулканиты в ареале распространения месторождений как типа «Куроко», так и золото-серебряных кварцевых жил все принадлежат к толеитовому ряду. Важно определить положение петрохимических зон в эпоху рудообразования. Согласно одним реконструкциям оно и в миоцене было примерно таким же, как теперь (Т. Sato), по другим (Е. Horikoshi) — имела место миграция зон к западу со скоростью ~ 0,1 см/год [Metallogeny and. . ., 1976].

Реконструкции рудной зональности на основе этого предположения, оказывается, однако, менее закономерной по отношению к зональности вулканических проявлений. Лишь золото-серебряные месторождения остаются в пределах одной (толеитовой) зоны, причем некоторые довольно близко к миоценовому вулканическому фронту.

Наиболее крупное месторождение типа «Куроко» на севере о. Хонсю (месторождение Казака) находится полностью в миоценовой толеитовой зоне, но близкое месторождение Ханаока на 8 км выходит в зону высокоглиноземистых базальтов и их производных. Обнаруживается далее общее отклонение к западу зон распространения как месторождений типа «Куроко», так и жильных по мере их продолжения на юг. Наиболее крупное в южной части провинции месторождение Таширо находится далеко в зоне высокоглиноземистых базальтов и даже ближе к его границе с миоценовой зоной щелочных оливинных базальтов, чем к середине зоны.

Жильные медные месторождения тяготеют вообще, скорее к миоценовой зоне высокоглиноземистых базальтов, так же как и большинство жильных месторождений свинца и цинка, хотя единичные представители последних далеко выходят из ее пределов, притом в обе стороны.

В целом можно сказать, что на Японских островах достаточно определенно намечается поперечная зональность как в распределении рудных месторождений различных формаций, так и вулканитов разного состава, а также имеется общая связь одной

и другой зональности, но при известной расплывчатости и разбросе данных, по которым строятся в той или иной мере идеализированные зоны. Отсюда и разногласия в вопросе о перемещении или стабильности вулканических зон со времени главного оруденения типа «Куроко».

После описания месторождений типа «Куроко» (в основном японскими геологами) их аналоги стали находить повсюду в мире, и теперь западноевропейские, и особенно американские, авторы распространяют этот термин на очень многие колчеданно-полиметаллические месторождения разных стран.

По Ф. Соукинсу, типичным для этой рудной формации является то, что под кислыми вулканитами, аналогичными по составу японским зеленым туфам, залегает более мощная толща основных или средних вулканогенных пород, часто включающая шаровые лавы. В этих случаях можно усмотреть приближение к обстановке океанических (энсиматических) островных дуг.

В качестве представителей данной рудной формации Ф. Соукинс приводит ряд докембрийских, и в том числе архейских, месторождений, которые лучше бы рассматривать отдельно. Из фанерозойских месторождений указываются кембрийские и силурийские Восточно-Австралийской (Тасманской) палеозойской складчатой системы. Ордовикские и силурийские — Северных Аппалачей, палеозойские — скандинавских каледонид, карбоновые — Испании (Хуэлва) и триасовые — Калифорнии [Metallogeny and..., 1976]. В качестве вероятного примера более древней островной дуги данного типа рассмотрим Сомхето-Карабахскую структурно-формационную зону Малого Кавказа.

Сомхето-Карабахская вулканическая зона развивалась на палеозойском и докембрийском метаморфическом фундаменте с доггера по неоком. Интенсивность вулканизма изменялась в широких пределах (вплоть до временного прекращения), менялся и его характер. Одновременно происходили то поднятия, то опускания и затопление островной дуги. Петрохимически раннебайосские вулканиты принадлежат к толеитовому ряду, батские и киммериджские — преимущественно к производным высокоглиноземистых базальтов, по Куно [1970], или по другой классификации — частью к известково-щелочному ряду. Сенонские основные вулканиты представлены главным образом щелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами. Отмечаются очень значительные латеральные вариации состава одновременных излияний. Наибольшее погружение дуги отмечается в конце доггера, наподобие того, что имело место в Японии в среднем миоцене. Вместе с тем в Сомхето-Карабахской дуге происходит сокращение, а затем и почти полное прекращение вулканизма, что демонстрирует вероятную связь повышения рельефа с усилением теплового потока и наоборот.

Важно отметить типичную асимметричную пространственно-временную зональность островодужного вулканизма Сомхето-Карабахской зоны. Отношение суммы щелочей к кремнезему и

содержание калия увеличиваются в северном направлении, т. е. при удалении от Севано-Акеринской зоны (следа зоны субдукции океанической коры).

Интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой, гранитной и плагиогранитной формаций по имеющимся данным начали формироваться в юре и закончили — в начале мела. По-видимому, они частью залегают в корнях особенно крупных вулканических построек.

Проявления металлогении Сомхето-Карабахской зоны хорошо известны, поскольку это один из старейших горнорудных районов Кавказа. Преобладают гидротермально-вулканогенные месторождения колчеданного типа, медно-колчеданные, колчеданно-барит-полиметаллические. Несколько обособлены скарновые железорудные с кобальтом и выработанное сульфидно-арсенидно-кобальтовое (Дашкесан), наконец, алунитовое Загликское месторождение. В целом халькофильный профиль и избыточная серная минерализация аналогичны таковым Японских островов. Имеются, конечно, и различия, но различен прежде всего эрозионный срез, что, в частности, резко проявлено в экспозиции довольно крупных и многочисленных интрузий в Сомхето-Карабахской зоне.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВНЫХ КРАЕВ КОНТИНЕНТОВ

Поясовая зональность размещения рудных месторождений в Андах описывалась неоднократно (причем одним из первых — С. С. Смирновым). Она представлялась, например, следующим рядом (от океана в глубь материка): Fe, Cu (Au, Mo), Cu—Pb—Zn, Ag, Sn (W—Ag, Sb) [Sillitoe, 1971 г.].

Учитывая хорошую согласованность магматизма и минерализации во времени, выявленную в ходе новых детальных работ, можно было бы ожидать четкого последовательного омоложения металлогенических зон с запада на восток. На самом деле картина распределения месторождений во времени и в пространстве достаточно расплывчатая и противоречивая. Несомненным является общее преобладание медной минерализации во всем поясе. Можно, по-видимому, говорить об относительном максимуме медной минерализации в зоне эоцен-олигоценового вулканизма, серебряной — в зоне палеоценового, золотой — в зоне раннемелового магматизма, при наличии аналогичных месторождений вне этих зон. Несомненна приуроченность железорудных месторождений к прибрежным мезозойским интрузиям, но и еще ближе к морю встречаются месторождения серебра и т. д. (рис. 52) [Metallogeny and... 1976].

Очевидно, приведенный выше зональный ряд, как и другие (отличные от него), являются суммарными существенно идеализированными схемами. В работе 1976 г. Р. Силитоу сам признает, что зональность распределения месторождений различных типов и состава в Андах не является постоянной, однако имеет некоторые сохраняющиеся черты для разных регионов. В основном это

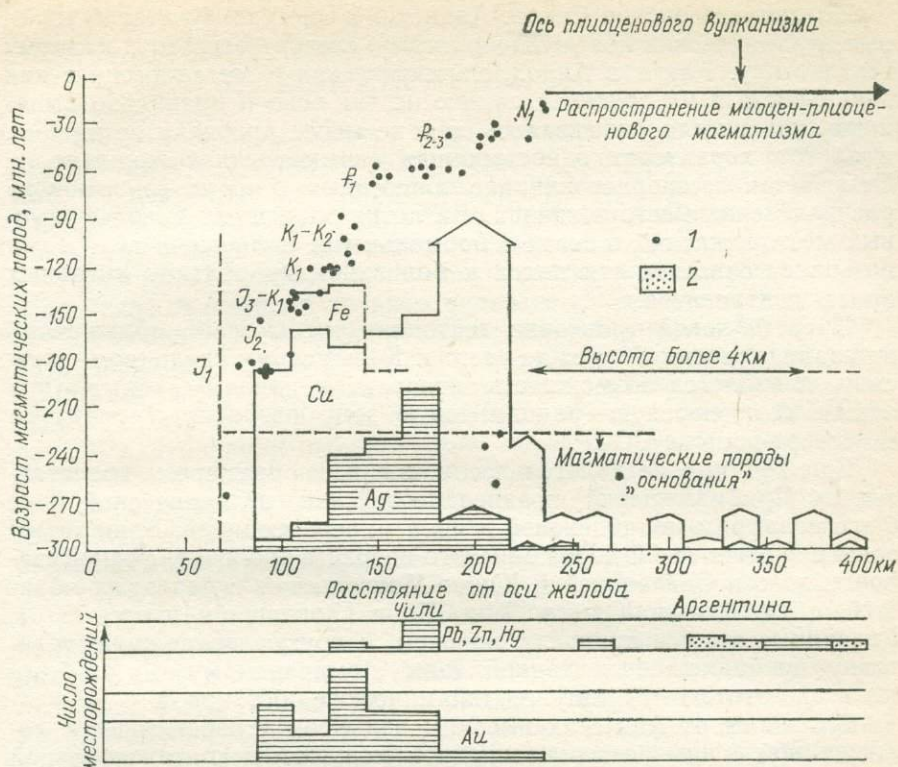


Рис. 52. Совмещенные диаграммы возраста вулканитов (и комагматичных интрузий), объема добычи и запасов металлов для Cu, Fe и Ag или числа известных месторождений для Pb, Zn, Hg и Au по профилю через Анды [Longitudinal variations... etc, 1976 г.].

На высотах свыше 4 км малый объем добычи и подсчитанных запасов отчасти зависит от тяжелых физико-географических условий.  
 1 — определения абсолютного возраста вулканитов; 2 — месторождения палеозойского возраста.

положение железорудной и меднорудной зоны относительно близко к зоне Заварицкого-Беньофа и прочих зон больше в сторону материка. Относительное расположение свинцово-цинковых и молибденовых зон варьирует, оловянные зоны присутствуют только в определенной части рудного пояса.

В отношении оловянной провинции Боливии существует мнение, что она находится в резком диссонансе с общим характером металлогении Анд, и присутствие ее требует особых объяснений вне обычного хода процесса над зонами поглощения океанической коры [Metallogeny and..., 1976, и др.]. В целом создается впечатление, что магматическая и металлогеническая зональность в Андах все же достаточно выражена, хотя и неравномерно и не в таком простом виде, как представлялось в части работ. Наличие зональности, и особенно ее односторонний асимметричный характер, являются важным признаком данного тектонотипа.

Позднемезозойские Сихотэ-Алиньский и Охотско-Чукотский краевые вулканические пояса, по-видимому, следует отнести к данному тектонотипу. Как и в Андах, магматическая и металлогеническая зональность в их пределах далеко не так ясно и правильно выражена, как иногда описывалось, тем не менее признаки ее налицо, и притом характерна односторонняя асимметричная зональность. Отмечается беспорядочное влияние поперечных и косых разломов на распределение месторождений. Развитие оловянных и вольфрамовых месторождений в связи с нормальными калиевыми гранитами позволяет относить эти пояса к боливийскому подтипу активных краев континентов.

В свете новой трактовки тектоники очень слабо обнаженной площади, относимой прежде всего к Колымскому срединному массиву, появляется возможность относить к данному тектонотипу также позднеюрскую—раннемеловую зону развития магматизма на северо-востоке СССР.

Еще одним металлогенически важным примером представляется Прибалхашский позднепалеозойский вулканический пояс с его вольфрам-молибденовой и иной минерализацией. Ближайшие зоны с океанической корой близкого возраста проходят, с одной стороны, по оси Зайсанской и Южно-Монгольской складчатых областей, с другой — в Южном Тянь-Шане [Зоненшайн и др., 1976]. Указанные авторы приводят, впрочем, и другую возможную трактовку принадлежности данной зоны к выделяемому ими особому (монголо-охотскому) типу геодинамических обстановок.

В отличие от Анд с их высоким рельефом и изостатически сопряженной с ним резко повышенной мощностью континентальной коры есть примеры современных активных окраин континента, не обладающих этими особенностями, в частности на Больших Зондских островах, в вулканической гряде Рюкю и др. Вулканизм этих регионов появился над зонами Заварицкого—Беньофа, падающими под невысокий (кроме вулканов) и частью затопленный континент. Лавы и туфы здесь представлены субмаринными, субаэральными известково-щелочными сериями, с преобладанием на Суматре андезитов и риолитов, на о-вах Рюкю — андезитов с подчиненными базальтами. Имеются рудопроявления меди и золота.

Обстановка погруженной активной окраины континента, а позднее энсиалической дуги по имеющимся данным существовала в девоне на месте современных структурно-формационных зон Рудного и Южного Алтая. Металлогения этого района хорошо известна. Это в основном полиметаллические колчеданного типа медно-цинково-цинковые месторождения с варьирующими соотношениями металлов. Известна также длительная дискуссия в отношении их связи с вмещающими вулканиками субмаринной кварц-кератофировой формации и связанными с ними малыми интрузиями либо с более поздними карбоновыми послескладчатыми интрузивными телами. Наиболее вероятным представляется сейчас, по-видимому, вулканогенно-гидротермальное происхождение оруденения в связи с девонским доскладчатым вулканизмом.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТИ СТОЛКНОВЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МАСС

Развитие многих океанов и их активных окраин завершается столкновением континентальных масс. Примером зоны столкновения, активной до настоящего времени, могут служить Большие Гималаи с их молодыми калиевыми гранитами. Однако об их минерализации пока трудно что-либо сказать.

Герциниды Урало-Монгольского пояса, завершающие его палеозойское развитие, в позднем палеозое также становятся поясом столкновения континентов, и с этим, по-видимому, следует связывать широкое развитие в них гранитов, в том числе калиевых с редкометалльной минерализацией, которые, вероятно, являются коровыми. Во всяком случае их образование в результате нормального процесса субдукции океанической коры с трудом и натяжками объяснимы в геохимическом плане [Сорохтин, 1974, и др.].

Столкновение континентальных масс существенно определяет тектонику и металлогению таких регионов, в составе которых большую роль играют древние сиалические глыбы типа срединных массивов, с одной стороны, и граниты эпохи столкновения, — с другой. Наилучшим примером является область герцинид Западной Европы, особенно так называемые Молданубская и Реногерцинская зоны с их разнообразной металлогенией, в свое время выделенной Ю. А. Билибиным в западноевропейский тип. Помимо месторождений олова, меди, нескольких формаций свинцово-цинковых руд (с баритом или без него) здесь особенно интересна так называемая пятиэлементная формация с арсенидами никеля и кобальта, висмутом, серебром и ураном.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР

Возвышенные области с компенсирующими внутренними впадинами и передовыми прогибами с позиций тектоники плит являются результатом прекращения субдукции вследствие переноса на другие места нисходящих конвекционных потоков либо самих зон субдукции, например, после столкновения континентов с островными дугами. Континентальная субдукция в течение какого-то времени наследует тенденцию океанической к втягиванию коры и литосферы в целом внутрь Земли. После ее прекращения должна наступить релаксация, с тенденцией расширения и изостатически обусловленным поднятием региона в целом. Обстановка растяжения способствует образованию грабен-синклиналей и внутренних впадин. Характерны также компенсационные передовые прогибы.

Примеры орогенов это, по существу, все непогруженные складчатые регионы мира, в связи с чем магматизм и металлогения собственно орогенного этапа их развития достаточно разнообразны, хотя в общем сравнительно небогаты. Наиболее молодые орогены нередко амагматичны. Магматизм отсутствует или слабо проявлен в большинстве передовых прогибов. Относительно древние

внутренние впадины и в меньшей мере разделяющие их поднятия характеризуются нередко проявлениями вулканизма «субсеквентного» типа. Состав вулканитов обычно известково-щелочной, основной или кислый, в зависимости от тектонического характера субстрата. Однако нередко ареалы развития щелочных трахитовых формаций. Интрузии чаще не вскрыты или представлены субвулканами. Минерализация не всегда отделима от предшествующей, как, например, в случае свинцово-цинковых или ртутных месторождений. Типичны зоны с «телетермальной» минерализацией, стратиформными месторождениями в передовых прогибах и наложенных впадинах, а также стратифицированные месторождения типа медистых песчаников и др.

## ВЫВОДЫ

Опыт показывает, что сравнительный анализ современных подвижных зон и их консолидированных более древних аналогов существенно обогащает и углубляет познание тех и других. В какой-то степени это связано и с тем, что условия изучения и доступность (в этом смысле) разных элементов этих двух взаимосвязанных категорий объектов различны и взаимно дополняют друг друга.

Если оценки непосредственного выхода новых концепций на прогноз полезных ископаемых в настоящее время еще сильно расходятся, то преимущество актуалистических моделей как последовательно разработанной теоретической основы для составления металлогенических карт представляется несомненным. Очевидно, что в процессе исследований этого направления уже в настоящее время получен и систематизирован обширный новый материал к познанию геологических и, в частности, рудных формаций и даже отдельных типов месторождений.

Переход от структурно-формационного и минерагенического анализа и синтеза в системе понятий классической геосинклинальной концепции к распознаванию в геологическом прошлом типов современных геодинамических обстановок (или типов зон, подвижных и активных в настоящее время), безусловно, не является простым и безболезненным процессом. В ходе работы смещаются акценты и выдвигается на первый план то, что прежде казалось относительно мало важным, и наоборот. Такой переход не обходится без трудностей, и решения при нынешнем уровне наших познаний не всегда являются однозначными. Это может рассматриваться как несовершенство нового подхода, но в этом же заключается серьезный стимул для дальнейшей углубленной работы.

На данном этапе важно отметить, что многие структурно-формационные комплексы, которые представляются как нечто целое и единое при формационном и тектоническом анализе в системе понятий классической геосинклинальной концепции, могут соответствовать не одному, а нескольким типам зон или поясов, подвижных и магматически активных в настоящее время. При ана-

лизе с актуалистических позиций с учетом геодинамических моделей тектоники плит (в благоприятном случае) в их составе могут быть выделены эти типы.

Таким образом, имеется принципиальная возможность дальнейшего расчленения структурно-формационных и металлогенических комплексов, которые выделяются при подходе с позиций классической региональной металлогении. Нужно, однако, иметь в виду, что переход от одной системы понятий и соответствующей классификации явлений к другой представляется возможным или однозначным иногда лишь с помощью дополнительных данных, которые далеко не всегда имеются в наличии. В связи с этим наилучшим путем исследования представляются поиски и систематизация фактического материала и его анализ с актуалистических позиций и синтез в плане геодинамических моделей.

В принципе представляется возможным классифицировать складчатые области или системы и структурно-формационные зоны в их составе на основе сопоставления структурно-формационных комплексов консолидированных складчатых областей с тектоническими современными подвижными зонами и, таким образом, составить новую тектоническую основу для металлогенических карт мелкого масштаба и обзорных.

Напомним, что и принципы классической региональной металлогении позволяли также составлять лишь обзорные и мелко-масштабные карты. Тем более это естественно в данное время для построений на основе тектоники плит, которая сформировалась как глобальная концепция на основе синтеза информации, разнообразной и принципиально новой в значительной своей части, но на первых порах очень обобщенной, отвлекающейся от многих деталей.

Возможности перехода к более детальным работам как в области тектоники, так и металлогении будут зависеть от общего развития самой теории, основанной на принципах мобилизма и актуализма, так и от более детального и согласованного изучения первичных материалов, на которых строятся тектонические сопоставления и металлогенические выводы. На этом поприще несомненно предстоит еще очень много сделать.

---

# Х

## НЕКОТОРЫЕ ТРУДНОСТИ, НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И КРИТИКА ТЕКТониКИ ПЛИТ

В предыдущем изложении неоднократно характеризовались затруднения, возникающие при разработке ряда аспектов тектоники плит и применении этой модели к интерпретации структуры и истории развития складчатых регионов. В этом разделе выделены лишь некоторые моменты, отчасти, может быть, повторяющиеся и развивающиеся уже сказанное раньше.

Одна из трудностей, встающих перед тектоникой плит, связана с выявлением по геофизическим данным больших латеральных неоднородностей в структуре верхней мантии. В частности, оказывается, что слой пониженных скоростей сейсмических волн под материками, особенно под древними щитами и платформами, местами сильно утоняется или даже не обнаруживается вовсе. Поскольку астеносфера определяется преимущественно на основании сейсмических данных и практически отождествляется с этим слоем (волноводом), получается, что она не является непрерывной. В некоторых работах по геодинамике с этим связывают меньшие скорости дрейфа плит, вмещающих континенты, по сравнению с чисто океаническими и даже пишут о том, что древние ядра континентов могут задерживать движение плит. Во всяком случае такое положение должно было бы создавать дополнительные напряжения и деформации в области перехода между ареалами разного положения и мощности либо объясняться присутствием или отсутствием слоя пониженных скоростей.

В. Е. Ханн [1978] указывает на следующие обстоятельства, устраняющие или ослабляющие эти затруднения.

1. Значительные изменения мощности литосферы имеются уже в пределах океанов при переходе от срединных хребтов к периферии. Вместе с изменениями мощности от окраин к центральным частям континентов на большинстве профилей создаются сравнительно плавные поверхности.

2. Глубина залегания и мощность астеносферы под континентами в разные геологические эпохи, вероятно, была различной. В частности, в эпохи массовых излияний платобазальтов астеносфера должна была залегать менее глубоко и быть выраженной более повсеместно. С вариациями глубины и мощности астеносферы могла быть связана периодичность дрейфа континентов, который активизировался в связи с подъемом и утолщением (а ме-

стами — с появлением) астеносферы и замедлялся или прекращался, когда астеносфера местами сокращалась по мощности, становилась менее выраженной или даже исчезала (материки как бы садились на мель).

3. Во многих районах, особенно складчатых, обнаруживается не один, а несколько слоев пониженных скоростей сейсмических волн, причем отношения более глубоких из них с общей глобальной астеносферой часто неясны. Это усложняет понимание перемещения плит, но вместе с тем открывает возможность дифференцированных движений на разных уровнях, в какой-то мере компенсирующих ограничения на подошве континентальной литосферы.

К этому надо добавить, что слой пониженной вязкости (астеносфера) выражается по-разному по результатам сейсмических наблюдений и исследований другими методами. Например, под Балтийским щитом в Скандинавии слоя пониженных сейсмических скоростей не обнаруживается, а по данным исследований последникового поднятия и гравиметрии определяется наличие и оценивается вязкость астеносферы [Артюшков, 1979].

Принципиально реакция одной и той же среды при высоких давлениях и температурах различна по отношению к быстрым и медленным процессам. Перемещения частиц, создающих сейсмические волны, являются очень быстрыми, изостатическое выравнивание и другие возможные перемещения частей литосферы — сравнительно очень медленными. Поэтому слою пониженной вязкости по отношению к одним и другим движениям могут не совпадать. В целом эта проблема требует дополнительной разработки.

Ряд авторов полагает, что структура осадочных толщ дна глубоководных желобов не совместима с механизмом субдукции, при которой эти осадки, по их мнению, должны «соскребываться» с коренного ложа и образовывать сильномятые нагромождения. Между тем на дне желобов как будто бы преобладает спокойное, почти горизонтальное залегание осадков. Этот вопрос рассматривался в гл. II. Здесь необходимо сделать лишь некоторые добавления.

Согласно Л. И. Лобковскому и О. Г. Сорохтину [1974], а также работе [Геофизика океана. Т. 2, 1979], осадки океанической плиты полностью или в значительной своей части могут втягиваться в зону субдукции наподобие того, как смазочные материалы втягиваются в зазоры между трущимися частями механизмов. Для количественной оценки возможности и условий такого явления авторы применили формулы теории смазки, а также геологическую оценку вероятных процессов в слое водонасыщенных осадочных пород, который затягивается в зоны субдукции. Цель расчета — выяснить соотношение силы сцепления осадков с пододвигаемой плитой и противоположно направленной составляющей избыточной силы тяжести литосферного выступа над зоной субдукции, которая стремится выжать осадки наружу. В результате расчетов получилось, что осадки могут затягиваться без «соскребывания»

и смятия при мощностях не выше некоторых предельных значений. Последние зависят от скорости субдукции и составляют для одних дуг 500—520 м, а для других 400—430 м.

Реальные мощности осадков в большинстве случаев меньше. Мощности же предельных значений отмечаются на востоке Алеутской дуги, к северу от Яванского желоба, около Малых Антильских островов. В этих местах, по расчетам Л. И. Лобковского и О. Г. Сорохтина, должно иметь место «соскребывание» осадков, что не исключает втягивание той или иной части их в зону субдукции. Отметим, что в ходе глубоководного бурения были предприняты попытки разбурить скопления осадочного материала на внутренней стороне желобов, интерпретируемые как возможный результат «соскребывания». Выполнению этой задачи в большинстве попыток помешали скопления газов. Лишь в двух случаях удалось получить результаты, в общем не противоречащие исходной трактовке (эти данные были доложены на 26 сессии МГК в 1980 г.). Подтверждением затягивания (без «соскребывания») является, например, сейсмический разрез (временной) через Курильский желоб по данным Б. А. Бондаренко и др. [1977 г.].

В палеотектонических реконструкциях с позиций тектоники плит существенно базит-гипербазитовая ассоциация пород океанического дна и глубоководных осадков сейчас широко сопоставляется с офиолитовыми сериями эвгеосинклинальных складчатых областей. Аналогия общего набора пород несомненна. Однако нужно помнить, что сопоставления разрезов офиолитовых серий и океанической коры с верхней частью мантии основываются на далеко не равноценном материале. Офиолитовые серии и их разрез изучены непосредственно во многих местах и детально прямыми геологическими и петрологическими методами, а породы дна океанов фрагментарно, в отдельных точечных пробах, и их разрез дается по геофизическим данным, допускающим обычно не один вариант петрологической интерпретации. В связи с этим для вполне уверенной параллелизации офиолитовых и океанических серий необходима еще очень большая дополнительная работа по изучению океанических ассоциаций и разрезов, особенно по впадинам междуговых трогов, окраинных и внутренних морей.

Противники и критики тектоники плит (например, Ю. М. Шейнманн) указывают на различия петрологии и петрохимии океанических образований и офиолитов, которые скрываются за общей аналогией перечня пород в той и другой ассоциации. В петрологическом аспекте оспаривается океаническое или периокеаническое происхождение геосинклинальных серий, которое, быть может действительно слишком легко, без повторных проверок принимается многими геологами, причем необязательно мобилистами. По данным Ю. М. Шейнманна [1973 г., 1974 г.] петрохимически различны между собой океанические и альпинотипные гипербазиты и имеются также петрохимические отличия главным образом в отношении  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  между базальтоидными породами океанов, островных дуг и геосинклиналей. Однако последние на суммирую-

щей диаграмме автора представлены лишь палеозойским Тагильским синклиниорием Урала, а их едва ли можно считать представительными для всех геосинклиналей.

В целом проблема сопоставления офиолитов и океанических образований в настоящее время трактуется неоднозначно из-за недостатка вполне сопоставимого материала и малой разработанности методики сопоставления. Ясно, что офиолиты, включенные в складчатые области, претерпели воздействие внешних факторов в иных условиях, чем земная кора на дне океанов. При сопоставлении материалов анализов необходимо (и вместе с тем нелегко) учитывать эти влияния [Добрецов, 1974 г.].

Можно сказать, что офиолиты Средиземноморья сыграли выдающуюся роль в разработке концепции океанической коры геологического прошлого [Пейве, 1969]. Вместе с тем в настоящее время имеется много данных в пользу средиземно- или окраинноморского, а не океанического в собственном смысле происхождения мезозойских офиолитов этого региона [Blanchet, 1977].

Океанический характер коры впадин морей связан с их глубиной. Известно, что последняя и так недостаточна для изостатической уравниваемости этих бассейнов наравне с океанами. Между тем глубоководный характер древних осадков офиолитовых серий, по данным тех же авторов, не всегда доказуем. Подобные же осадки, включая радиоляриты и даже железо-марганцевые конкреции, установлены и на сравнительно малых глубинах.

Возражения с регионально-геологических позиций идут со стороны исследователей регионов, где издавна описывалось нормальное налегание офиолитовых серий на осадочные породы, причем квазиплатформенного или платформенного характера (Южный Тянь-Шань, Памир). Сторонники тектоники плит и новой концепции развития геосинклиналей в этих случаях ищут и часто находят тектонические контакты типа надвигов и шарьяжей — это одна из причин, почему тектоника плит связана с представлениями о покровном строении многих, если не всех, складчатых регионов.

В связи с этим большое значение приобретают методы распознавания и картирования шарьяжей и тектонических покровов. В этой области очень важны, с одной стороны, положительное отношение геологов-съемщиков к проблеме шарьяжей и их методическая вооруженность, а с другой — объективность и доказательность достигнутых результатов.

По сравнению с офиолитами в несколько лучшем положении находится существенно андезитовая ассоциация островных дуг, достаточно хорошо изученная на островах (и на краях материков). Однако и здесь имеются трудности сопоставления с похожими сериями геосинклиналей складчатых областей. Некоторые исследователи считают, что аналогичные по составу геосинклинальные серии могли образовываться на древних позитивных структурах островных дуг (благодаря мощному накоплению лав и пирокластов). Однако геосинклинальные вулканогенные серии обычно содержат слои морских осадочных отложений и поэтому в целом

должны были формироваться все-таки существенно в прогибах. Между тем разрезы современных депрессий междугорных трогов, окраинных и внутренних морей пока изучены очень мало, исследование их дна на глубину все еще технически сложно.

Принципиальная трудность сопоставления и синтеза имеющихся материалов заключается в различии методов представления петрологических и особенно петрохимических данных, применяющихся разными учеными в разных, а нередко и в одних и тех же странах. Необходима значительная работа по разработке наиболее эффективных и общепринятых подходов.

О. Г. Сорохтиным [1974; Геофизика океана. Т. 2, 1979] сделана попытка расчетным путем оценить возможность образования андезитовых магм и континентальной коры при субдукции путем выплавления из океанической коры. В качестве вещества выплавок в расчет вводился состав из взвешенных по мощности слоев океанической коры и пелагических осадков, базальтов и серпентинитов. Из состава последних вычитались тугоплавкие компоненты, которые не должны входить в моделируемые магматические выплавки. Расчетный состав последних более или менее соответствует ожидаемым результатам, за исключением щелочей, которых получилось, %:  $\text{Na}_2\text{O}$  — 2,2 и  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,6 против 3,24 и 1,27 в среднем составе андезитов — из 89 анализов — островных дуг [Мак-Берни, 1972 г.] и  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,1,  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,9 в среднем составе континентальной коры соответственно, принятом А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским [1967 г.]. Окиси калия получилось, таким образом, в 2—5 раз меньше, чем нужно. Общее количество океанической коры, погрузившееся под зоны субдукции за все время геологической истории, составляет по тем же расчетам  $\sim 3 \cdot 10^{26}$  г. Около 37 % этого количества могло пойти, по схеме процесса, принятой О. Г. Сорохтиным, на формирование континентальной коры, что составляет  $11 \cdot 10^{25}$  г. Суммарная масса современной континентальной и субконтинентальной коры составляет, по расчетам А. Б. Ронина и А. А. Ярошевского,  $2,25 \cdot 10^{25}$  г. Этой цифрой определяется максимальный коэффициент эффективности процесса, если принять, что вся современная континентальная кора образовалась путем переработки океанической в зонах субдукции. При этом, однако, не получается нужной концентрации щелочных металлов, и особенно калия, по отношению к общему составу пород.

О. Г. Сорохтин предполагает, что коэффициент эффективности процесса может быть выше для более подвижных окислов. Баланс содержаний уравнивается, если принять для  $\text{Na}_2\text{O}$  коэффициент эффективности  $\sim 30$  %, но для  $\text{K}_2\text{O}$  необходимо допустить его значение до 35—40 %, т. е. в 1,5—2 раза выше, чем у остальных элементов. Автор апеллирует также к вероятным различиям содержания калия и его выноса в океаническую кору в разные эпохи развития Земли.

Из рассмотренных оценочных расчетов О. Г. Сорохтин делает следующие главные выводы:

1) с процессом переработки океанской коры вполне можно связывать происхождение известково-щелочных магм андезитового (диоритового) состава, генерируемых в зонах поддвига плит и близких среднему составу континентальной коры;

2) становление континентальной коры происходило в несколько стадий.

3) большинство гранитов образовалось... в результате селективного плавления или глубокого метаморфизма самой коры.

Вспомним, что по ряду оценок больше чисто современной континентальной коры образовалось еще в раннем докембрии и, с другой стороны, большая часть зон субдукции теперь (возможно, и в другие геологические эпохи) располагается не в открытом океане, а на краях континентов или около них. Вовлечение вещества более древней континентальной коры в субдукционный процесс открывает поэтому, казалось бы, относительно простую возможность решения рассматриваемой проблемы. Однако имеются петрохимические доводы против значительного влияния контаминации мантийных магм на путях их подъема к поверхности. Нужно учитывать также, что существует общая тенденция накопления в более молодых породах щелочей, и особенно калия, параллельно с понижением в них содержания железа и общей железистости [Абрамович и Клушин, 1978].

Приведенные выше расчеты О. Г. Сорохтина, а также другие опыты подобного рода, известные из литературы, представляются достаточно схематичными и, конечно, не являются последним словом в решении рассмотренной проблемы. Необходимы новые исследования и расчеты.

Критика тектоники плит была и является достаточно резкой и не всегда конструктивной. Указывают нередко на то, что эта концепция основана главным образом на изучении океанов и переходных зон от них к континентам, что геология континентов изучена лучше и охватывает значительно больший интервал геологического времени, чем время существования известных нам океанов. Однако последние существуют по крайней мере в течение мезозоя и кайнозоя. В это же время развивались мезозойские (киммерийские) и альпийские складчатые области, в прошлом трактуемые как геосинклинальные. Если тектоника плит позволяет точнее и глубже понять историю Земли в течение мезозоя и кайнозоя, чем другие геотектонические концепции, то это, на наш взгляд, уже очень много. Лучшее понимание мезозойско-кайнозойского отрезка истории Земли естественно мыслить как ключ к пониманию более ранних этапов геологической истории согласно принципу актуализма, который является опорой для любых геоисторических реконструкций.

Недоверие к тектонике плит нередко выражается в критике отдельных слагающих ее элементов (например, интерпретации зон Заварицкого—Беньофа, полосовых магнитных аномалий над срединно-океаническими хребтами и т. д.). Ряд геологов и геофизиков подвергает сомнению трактовку последних по Ф. Вайну

и Д. Мэтьюзу. Само собой разумеется, что такая критика является чисто деструктивной.

Едва ли нужно доказывать, что методически правомерным является использование тех частных моделей, которые в настоящее время дают наилучшее объяснение относительно элементарного явления (например, полосовых аномалий) и, кроме того, наилучшим образом увязываются с другими явлениями в более общую, синтезирующую модель. Разбраковка тех или иных вариантов интерпретации как «реальных» или «предполагаемых» не всегда возможна даже в принципе, когда речь идет о геофизических полях, на которые теперь опираются любые современные попытки создать общую или частные концепции теории Земли.

Иногда предполагают, что некоторые черты современного лика Земли характерны лишь для новейшего этапа ее развития (эволюция океанов, окраинных морей, глубоководных желобов с зонами Заварицкого—Беньофа, островных дуг и т. д.). Это предположение, по существу, не избавляет от необходимости создать теорию взаимодействия и взаимосвязи этих элементов, и пока что в наибольшей степени данному требованию удовлетворяет тектоника плит. Модели океанизации и другие, предложенные ее противниками, являются значительно менее конкретными, обходят молчанием такие важные элементы, как те же зоны Заварицкого—Беньофа. Доводы в пользу исключительности новейшего этапа развития Земли могут быть приняты или нет, но во всяком случае ясно, что эта идея скорее сужает, чем расширяет наши возможности палеореконструкций.

Как уже указывалось выше, критики тектоники плит склонны подчеркивать различия в составе геосинклинальных магматических пород с таковыми океанов, островных дуг и т. д. Исчерпывающий анализ этой проблемы представляет большие и пока еще не преодоленные трудности, если обратиться к детальным петрохимическим и другим сопоставлениям. Отсюда разноречивые выводы, к которым приходят исследователи этой темы. Предположим, что между современными пернокеаническими образованиями и геосинклиналями прошлого в самом деле нет сходства. На что же тогда были похожи древние геосинклинали с их субмаринными вначале основными, затем андезитовыми лавами и морской средой осадконакопления в собственно геосинклинальную стадию развития и т. д.? Едва ли эти общеизвестные черты могли бы повсюду выдерживаться, если бы эвгеосинклинали в самом деле не имели никакого отношения к океанам и к их окраинным зонам.

Иногда пишут, что движение плит представляется случайным и тектоника плит пытается заменить всю сложность структурно-вещественного изменения и развития механическими перемещениями плит. Такие упреки едва ли справедливы. Тектоника плит — новинка лишь в том, что пытается связать многие явления единой концепцией или моделью; сами же явления и эмпирически установленные между ними связи, закономерности, составляющие содержание, скажем, геосинклинальной концепции или существующих

концепций региональной металлогении, конечно же принимаются и используются тектоникой плит. Современная тектоника плит имеет, как мы видели, далеко не только и даже не преимущественно механический, а и многие другие аспекты. Что же касается случайности перемещений плит, то ее можно понимать лишь как недостаток знаний о движущих факторах в основном при анализе кинематики малых плит, например в области Средиземноморья. Вообще при чтении критики тектоники плит (иногда очень резкой по форме) нередко создается впечатление, что чисто эмпирическая констатация тех или иных связей или последовательностей, наблюдаемых в природе, рассматривается критикующими как более глубокое познание по сравнению с попытками объяснить те же самые явления какой-то общей концепцией или моделью, хотя бы она включала в себя те же самые эмпирически устанавливаемые связи и закономерности. Аналогичным образом отводится и упрек в антиисторичности тектоники плит. Историчность, т. е. фактическая последовательность и определенная направленность событий, их периодичность и т. д., остаются в силе в любом случае. Вопрос ставится лишь об интерпретации возможных причин и взаимосвязей в более глубинном и глобальном аспекте.

В арсенале противников тектоники плит имеется и аргументация типа приведения к абсурду, когда авторы после тех или иных логических преобразований приходят к положению, которое представляется им явной несообразностью. При этом иногда это положение на самом деле хорошо известно и принято в тектонике плит. Например, говорится о том, что перемещение Африки на восток должно сопровождаться перемещением также и срединно-океанических хребтов. Кинематическая схема тектоники плит действительно принимает, что все плиты и все их границы подвижны, а баланс расширения и сокращения достигается лишь для всей литосферы в целом. Возражение сводится, таким образом, к более или менее априорному неприятию кинематической модели тектоники плит, интуитивно воспринимаемой в качестве невероятной.

Наконец, в работах авторов, критически настроенных по отношению к тектонике плит, наряду с акцентированием действительных трудностей создавалось немало мнимых затруднений, возникающих из-за недостаточной осведомленности критиков о предмете их рассмотрения. Можно надеяться, что ответы на многие из таких возражений читатель сам найдет в этой книге.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Тектоника плит представляет собой устойчивое в течение уже многих лет (с начала 60-х годов) направление научной мысли в геотектонике, а также в смежных и сопряженных дисциплинах, под знаком которого произведены обширные исследования и накоплен не только большой теоретический багаж, но и собран обширный фактический материал. Особенно это касается исследований океанов и окраинных областей материков, но в той или иной мере также и регионов других типов.

В настоящее время тектоника плит является весьма разработанной связной концепцией, моделирующей обширную и разнообразную информацию (геофизическую, геоморфологическую, геологическую, петрологическую и т. д.). В ней, несомненно, содержатся возможности внутреннего контроля (верификации) в глобальном масштабе, а также возможности предвидения или прогноза, которые неоднократно реализовались в течение ее разработки. Две особенности представляются весьма важными в положительном смысле.

1. Концепция тектоники плит основывается на явлениях, непосредственно доступных точному описанию и частично математическому анализу и притом взаимосвязанных на всей поверхности Земли (например, геометрия плит и возможности их перемещения, ограниченные рядом условий). Теория, следовательно, верифицируема (проверяема) в том смысле, что любые несхождения, обнаруженные в какой-то части планеты, или частные изменения тех или иных соотношений, которые исследователь вводит вследствие получения нового эмпирического материала или умозрительных нововведений, должны быть увязаны или по крайней мере проверены на непротиворечивость относительно всей системы связей.

2. Первоначальная или «ортодоксальная» концепция тектоники плит построена как описание определенного, правда достаточно длительного периода истории Земли, начиная с конца палеозоя и до настоящего момента. Очень важно, что процесс, обосновываемый механизмом плитной тектоники, не закончился, а продолжается и проецируется не только в прошлое, но и в будущее. Таким образом, при его исследовании и верификации принцип актуализма применим непосредственно и в полной мере.

Это обстоятельство особенно важно потому, что данная концепция, как и любая общая теория или гипотеза развития земной коры, не может не рассматривать также и глубины Земли, но, с другой стороны, мы не имеем, применительно к последним, тех возможностей исторического исследования (ретроспективных построений), какими располагает геология в отношении земной коры и главным образом осадочной оболочки. Геофизические данные о глубинах Земли содержат лишь информацию об их состоянии и структуре в настоящий момент.

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрология и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979. 327 с.
- Бевзенко П. Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М., Наука, 1979. 318 с.
- Вергунов Г. П., Прялухина А. Ф. Островные дуги и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 4, с. 909—912.
- Гамкрелидзе М. П. К исследованию тектонических покровов Кавказа.— Сообщение АН ГССР, 1980, т. 98, № 2, с. 369—372.
- Гансер А. Гималаи.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса. М., Мир, 1977, с. 326—339.
- Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна/Под ред. Ю. П. Непрочнова. М., Наука, 1979. 470 с.
- Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика/Под ред. О. Г. Сорохтина. М., Наука, 1979. 416 с.
- Городницкий А. М. Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М., Наука, 1978. 121 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979. 311 с.
- Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.
- Иллис И. Х. Рифтовые зоны Западной Европы и Альпийская система.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Под ред. Н. А. Логачева. Новосибирск, Наука, 1977, с. 89—102.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974. 230 с.
- Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 266—288.
- Карта разломов территории СССР и сопредельных стран м-ба 1:2 500 000/АН СССР, Мингео СССР. Гл. ред. А. В. Сидоренко, отв. ред. Н. А. Беляевский, В. А. Унсков. М., Аэрогеология, 1980. 20 л.
- Катили Дж. А. Суматра.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. Альпийско-Гималайские складчатые области/Под ред. А. Спенсера. М., Мир, 1977, с. 387—401.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., 1975. 208 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 267).
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. 287 с.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., Наука, 1973, с. 27—59.
- Кропоткин П. Н. Сейсмичность, связанная с изгибом и изломом погружающихся литосферных плит.— В кн.: Тектоника. Геология альпид тетисного происхождения. М., Наука, 1980, с. 78—86.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин контин-

нентов и островных дуг.— В кн.: Краины континентов и островные дуги. Под ред. У. Х. Пула. М., Мир, 1970, с. 249—262.

*Ле Пшон К., Франито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., Мир, 1977. 288 с.  
*Лисицын А. П.* Возраст и состав базальтового ложа океанов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3, с. 561—564.

*Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Условия поглощения осадков в глубоководных желобах.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанографии, 1976, с. 89—102.

*Магматические формации СССР/Гл. ред. В. Л. Масайтис.* Т. 1, 2. Л., Недра, 1979. 319 с., 279 с.

*Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 279 с.

*Одди Чарлз.* Дуги Банда.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. Альпийско-Гималайские складчатые области/Под ред. А. М. Спенсера. Мир, 1977, с. 419—436.

*Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

*Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973, № 3, с. 14—26.

*Пильгер А., Рослер А.* Последовательность рифтообразования в Африкано-Аравийской рифтовой системе в направлении с севера на юг.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, 1977, с. 111—117.

*Пучков В. Н.* Рифтогенные окраины континентов и их аналоги в палеозоидах Евразии. Сыктывкар, 1974. 47 с.

*Рикитаке Т.* Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении.— В кн.: Краины континентов и островные дуги/Ред. У. Х. Пул. М., Мир, 1970, с. 216—236.

*Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М., 1976. 171 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 283).

*Смирнов В. И.* Зоны Беньофа и магматическое рудообразование.— Геол. рудн. месторождений, 1974, № 1, с. 3—15.

*Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974. 184 с.

*Тектоническая карта Урала.* Масштаб 1:1 000 000/Ред. А. В. Пейве, С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, В. М. Нечехин. Л., Аэрогеология, 1976.

*Унксов В. А.* Металлогения никеля и кобальта с позиций неомобилизма.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., ВИНТИ, 1976, с. 148—149.

*Унксов В. А.* Стадии развития эвгеосинклиналей и рифтогенез.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 15—18.

*Унксов В. А.* Особенности и проблемы тектоники Северо-Западной Африки.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М., 1978, с. 34—36.

*Унксов В. А., Иванова Т. Н.* Особенности тектоно-магматического развития Урало-Саяно-Тянь-Шаньского подвижного пояса.— В кн.: Доклады советских геологов. Международный геологический конгресс, 23 сессия, проблема 19. М., 1968, с. 37—46.

*Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли. М., ВИНТИ, 1974. 270 с. (Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли).

*Хаин В. Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.

*Хаин В. Е.* Тектоника плит и пути дальнейшего развития теории глобального тектогенеза.— Вестн. Моск. ун-та, Сер. Геология, 1979, № 4, с. 3—15. (Доклад на сессии наук о Земле АН СССР).

*Хаин В. Е.* Орогенез и тектоника плит.— В кн.: Тектоника. Геология альпид тетисного происхождения. М., Наука, 1980, с. 5—15.

*Херасков Н. Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М., Наука, 1979. 117 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 329).

*Хесс Г.* История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 9—26.

*Храмов А. Н.* Палеомагнитная характеристика горных пород.— В кн.: Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., Недра, 1976, с. 189—193.

*Шульц С. С. (мл.)* Поведение химических элементов при глубинной дифференциации вещества Земли.— Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 161—166.

*Angenheister G., Peterson N., Schonarting.* Zur Interpretation der Anomalien des Erdmagnetfeldes in Island. Ein Beitrag zur Interpretation des Streifenmuster der Magnetfeld—Anomalien in den Ozeanen—Fortschr. Miner., 1977, Bd. 54, H. 1, S. 54—92.

*Anhausser C. R.* The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa.—Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. V., 1973, vol. 213, p. 359—389.

*Aubouin J.* Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale: esquisse d'une comparaison du cadre alpin.—Bull. Soc. Géol., France, 1977, t. XIX, N 3, p. 421—435.

*Aubouin J.* Téthys, Atlantique et Pacifique: Regard tectonique.—Bull. Soc. Géol. France, C. R., sommaire des sciences, 1977, t. 19, fasc. 4, p. 170—179.

*Ballard R. D., Van Andel T. H.* Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36 50 N on the Mid-Atlantic ridge.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 4, p. 507—530.

*Barker P. F.* The plate tectonic revolution — ten years on.—Phys. Bull., G. B., 1978, vol. 29, N 2, p. 70—74.

*Bellon H. et Brousse R.* Le magmatisme périméditerranéen occidental.—Bull. Soc. Géol. France, 1977, (7), t. 19, N 3, p. 469—480.

*Bernoulli D., Laubscher H.* The palinspatic problem of the Hellenides.—Eclogae Geol. Helv., 1972, vol. 65, p. 107—118.

*Biju-Duval B., Dercourt J. and Le Pichon X.* From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the Western Alpine system.—In: Internat. Sympos. Structural History Mediterranean Basins, Split, 1976. B. Biju-Duval, L. Montadert Eds. "TECHNIP", Paris, 1977, p. 143—164.

*Bird P.* Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya.—Journ. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B10, p. 4975—4988.

*Blanchet R.* Bassins margineaux et Téthys alpine: de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides.—In: Internat. Sympos. Structural History Mediterranean Basins, Split, 1976. B. Biju-Duval, L. Montadert Eds. "TECHNIP", Paris, 1977, p. 47—72.

*Bott M. H. P.* Problems of the formation and geodynamic development of Atlantic—type continental margins.—An. Acad. brasil. ciênc., 1976, vol. 48, supl., p. 37—42.

*Clague D. A., Jarrard R. D.* Tertiary Pacific plate motion deduced from Hawaiian—Emperor chain.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, p. 1135—1154.

*Coleman R. G.* Emplacement and metamorphism of ophiolites.—Ofioliti, 1977, vol. 2 (1), p. 41—43.

*Cooper Alan K., Scholl David W., Marlow Michael S.* Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea Basin.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 8, p. 1119—1126.

*De Bremacker J.-C.* Is the oceanic lithosphere elastic or viscous?—J. Geophys. Res., vol. 82, N 14, p. 2001—2004.

*Dewey J. F.* A model for the Lower Palaeozoic evolution of the Southern margin of the early Caledonides of Scotland and Ireland.—Scott. J. Geol., 1974, vol. 7, p. 219—240.

*Dewey J. K.* Ophiolite obduction.—Tectonophysics, 1976, vol. 31, N 1—2, p. 93—120.

*Dewey J. F., Pitman W. C. III, Ryan W. B. F. et Bonnin G.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, p. 3137—3182.

*Elder J. W.* Thermal convection.—J. Geol. Soc., 1977, vol. 133, N 4, p. 293—309.

*Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G.* Chemical characteristics of ocean basalts and the upper mantle.—Bull. Geol. Soc. America, 1965, vol. 76, N 7.

*Groupe de recherche tectonique de l'arc de Gibraltar.*—Bull. Soc. Géol. France, 1977, t. 19, N 3, p. 606—608.

*Hamilton W.* Plate tectonics and man. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. fisc. year. 1976, 1977, Washington. p. 39—53.

*Hanus V., Vanek J.* Intermediate Aseismicity of the Andian subduction zone and Recent Andesitic Volcanism.—Journ. of Geophysics, 1976, vol. 42, N 3, p. 216—224.

Initial reports of the deep-sea drilling project T 1-41. Washington, U.S. Govern. Print. Office 1969—1979.

*Isacks B., Molnar P.* Distribution of stresses in the descending lithosphere from the global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes.—*Rev. Geophys. Space Phys.*, 1971, vol. 9, N 1, p. 103—174.

*Kanasewich E. R., Havskof J., Evans M. Z.* Plate tectonics in the Phanerozoic.—*Canad. Journ. Earth Sci.*, 1978, vol. 15, N 6, p. 919—955.

*Karig D. C., Anderson R. N., Bibee L. D.* Characteristics of back arc spreading in the Mariana Trough.—*J. Geophys. Res., USA*, 1978, vol. 83, N 3, p. 1213—1226.

*Khain V. E.* Critical comparison of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus.—In: *Internat. Sympos. structural history Mediterranean basins. Split, 1976.* B. Biju—Duval, L. Montadert (eds.), "TECHNIP", Paris, 1977, p. 353—362.

*Laubscher H. and Bernoulli D.* Mediterranean and Tetys.—In: *Internat. Sympos. structural History Mediterranean basins. Split, 1976.* B. Biju—Duval, L. Montadert (eds.) "TECHNIP", Paris, 1977, p. 129—132.

*Liboutry L.* The driving—mechanism its source of energy, and its evolution studied with a three—layer model.—*J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 2, p. 3759—3770.

*McKenzie D.* The orientation of the stress axes within sinking slabs.—*Earth a. Planet. Sci. Letters*, 1976, vol. 31, N 2, p. 305—307.

*Metallogeny and Plate tectonics.*—*Geol. Assoc. Can. Spec. Paper*, 1976, N 14.—660 p.

*Mitchell A. H. G., Reading H. G.* Evolution of islands arcs.—*J. of Geol.*, 1971, vol. 79, N 3, p. 253—284.

*Miyashiro A.* Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins.—*Amer. Journ. of Science*, 1974, vol. 274, N 4, p. 321—355.

*Morgan W. J.* Convection plumes in the lower mantle.—*Nature*, 1971, vol. 230, N 5288, p. 42—43.

*Oliver J., Isacks B., Barazangi and Mitronovas.* Dynamics of the down—going lithosphere.—*Tectonophysics*, 1973, vol. 19, N 2, p. 133—148.

*Phillips W. E. A., Stillman C. J., Murthy T. A.* Caledonian plate tectonic model.—*J. Geol. Soc. Lond.*, 1976, vol. 132, N 166, p. 579—600.

*Pitman W. C. et Talwani M.* Sea floor spreading in the North Atlantic.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, vol. 83, p. 619—646.

*Quenardel J. M., Zwaan K. B.* Evolution paléogéodynamique d'un segment des Caledonides scandinaves septentrionales.—26—*Congres Géol. Intern. Résumé.* Paris, 1980, vol. 1, p. 379.

*Richter F., McKenzie D.* Simple Plate Models of Mantle Convection.—*J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 44, N 5, p. 441—471.

*Roberts D., Gale G. H.* The Caledonian—Appalachian Iapetus Ocean.—In: *Evolution of the Earth's crust.* Ed. Tarling D. H. Lond., N. Y., San Francisco, Academic Press, 1978, p. 219—342.

*Runcorn S. K.* Convection currents in the earth's mantle.—*Nature*, 1962, vol. 195, N 4848.

*Silver E. A., Moore J. C.* The Molucca Sea Zone, Indonesia.—*J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, N B4, p. 1681—1691.

*Smith A. G. and Briden J. C.* Mesozoic and Cenozoic Palaeocontinental Maps. Cambridge earth. Sci. series, 1977, Cambridge University Press.

*Sugisaki R.* Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movements.—*Lithos*, 1976, vol. 9, N 1, p. 17—30.

*Tapponnier P.* Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide—plastique.—*Bull. Soc. Géol. France*, 1977, (7), t. XIX, N 3, p. 437—461.

*Vogt P.* Plumes, subaxial pipe flow, and topography along the mid oceanic ridge.—*Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 2, p. 309—325.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	6
Некоторые данные о форме и строении Земли . . . . .	—
Палеомагнетизм и тектоника плит . . . . .	11
Распределение сейсмичности и литосферные плиты . . . . .	13
Основные положения тектоники плит . . . . .	15
I. ОБЛАСТИ НАРАЩИВАНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ . . . . .	18
Срединно-океанические хребты . . . . .	—
Трансформные разломы и сдвиговые границы плит . . . . .	34
Глыбовые и сводовые хребты в океанах . . . . .	37
Континентальные рифты . . . . .	43
Континентальные окраины атлантического типа . . . . .	49
II. ОБЛАСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ . . . . .	55
Общая зональность . . . . .	—
Глубоководные желоба и глубокие сейсмофокальные зоны . . . . .	—
Островные дуги . . . . .	63
Столкновение островных дуг . . . . .	75
Окраинные моря . . . . .	78
Активные края континентов . . . . .	84
Области столкновения континентов . . . . .	88
Средиземные моря в областях столкновения континентов . . . . .	100
III. СОПОСТАВЛЕНИЕ ВУЛКАНИТОВ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУР ОКЕАНОВ И ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОТ НИХ К КОНТИНЕНТАМ	111
IV. СИНТЕЗ ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОКИНЕМАТИКИ И ГЕОДИНАМИКИ	126
Глобальная компенсация расширения и сокращения литосферы . . . . .	—
Кинематика горизонтальных перемещений литосферных плит . . . . .	127
Относительные движения литосферных плит . . . . .	—
Абсолютные перемещения плит . . . . .	132
Общемировое распределение и баланс движений литосферных плит . . . . .	134
V. ГЛУБИННЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ . . . . .	137
VI. ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ГЕОЛОГИЯ МАТЕРИКОВ . . . . .	154
Древние океанические и переходные области в составе складчатых регионов . . . . .	—
Тектоника плит и геосинклинальная концепция . . . . .	157

Особенности ранних стадий развития Земли . . . . .	160
Современные геодинамические обстановки, их аналоги и вероятное развитие в складчатых структурах континентов	168
<b>VII. ПРИМЕРЫ РЕКОНСТРУКЦИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ . . . . .</b>	<b>184</b>
Японские острова . . . . .	—
Средиземноморская подвижная область . . . . .	188
Динамические соотношения океанов в течение мезозоя и кайнозоя . . . . .	198
Атлантический складчатый пояс . . . . .	200
Урал . . . . .	212
Алтае-Саянская складчатая область . . . . .	224
Зайсанская складчатая система . . . . .	232
<b>VIII. РЕКОНСТРУКЦИИ ОКЕАНОВ И МАТЕРИКОВ В ТЕЧЕНИЕ ФАНЕРОЗОЯ . . . . .</b>	<b>239</b>
<b>IX. ТЕКТОНИКА ПЛИТ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ . . . . .</b>	<b>257</b>
Металлогения континентальных рифтов . . . . .	—
Металлогения межконтинентальных рифтов . . . . .	258
Металлогения рифтогенных окраин континентов . . . . .	259
Металлогения океанических образований . . . . .	260
Металлогения островных дуг океанического (энсиматического) типа . . . . .	261
Металлогения окраинных морей . . . . .	262
Металлогения зон обдукции . . . . .	263
Металлогения энсиалических островных дуг (включающих микроконтиненты) . . . . .	265
Металлогения активных краев континентов . . . . .	268
Металлогения области столкновения континентальных масс . . . . .	271
Металлогения орогенных структур . . . . .	—
Выводы . . . . .	272
<b>X. НЕКОТОРЫЕ ТРУДНОСТИ, НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И КРИТИКА ТЕКТОНИКИ ПЛИТ . . . . .</b>	<b>274</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .</b>	<b>282</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .</b>	<b>283</b>

ВАСИЛИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ УНКОВ

## ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Редактор издательства В. Г. Чирков. Переплет художника С. И. Зиначева.  
 Технический редактор И. Г. Сидорова.  
 Корректоры В. Н. Малахова, Л. Ю. Орлова.

ИБ № 3302

Сдано в набор 20.07.81. Подписано к печати 12.11.81. М-30013. Формат 60×90/16. Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 18. Усл. кр.-отт. 18. Уч.-изд. л. 21,55. Тираж 2200 экз. Заказ 249/506. Цена 3 р. 50 к. Издательство «Недра» Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

3769