

В. В. БЕЛОУСОВ

# ОСНОВЫ ГЕО- ТЕКТОНИКИ





Белоусов В. В. Основы геотектоники.— 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1989.—382 с.: ил.— ISBN 5—247—00492—2

Рассмотрены типы тектонических движений, закономерности их развития в пространстве и во времени, сочетания с магматическими и метаморфическими процессами, общие проблемы развития земной коры и современные представления об этом. Во втором издании (1-е изд.— 1975) по-новому изложены история океанов и морей, глубинное строение земной коры и верхней мантии, их связь с тектоническими структурами. Более полно изложена тектоника плит. Современные вертикальные и горизонтальные движения земной коры описаны на основе новых геодезических данных. Большое внимание уделено сдвигам и крупным надвигам, складчатости, переходным зонам между континентами и океанами.

Для геологов, занимающихся общей геотектоникой, изучением геологического строения крупных регионов, поисками полезных ископаемых.

Табл. 4, ил. 138, список лит.— 171 назв.

Рецензент чл.-корр. АН СССР *Е. Е. Милановский*

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Белоусов Владимир Владимирович

## ОСНОВЫ ГЕОТЕКТОНИКИ

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*

Редактор издательства *Ю. А. Рожнов*

Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*

Технический редактор *С. Г. Веселкина*

Корректор *Л. В. Сметанина*

ИБ № 6929

Сдано в набор 14.07.88. Подписано в печать 06.12.88. Т-22 369. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 24 (с вкладкой). Усл. кр.-отт. 24 (с вкладкой). Уч.-изд. л. 25,57 (с вкладкой). Тираж 3800 экз. Заказ 1729/1170—2. Цена 4 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»

125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126 Ленинград, Социалистическая ул., 14.

Б  $\frac{1804020000-076}{043(01)-89}$  46—89

ISBN 5—247—00492—2

© Издательство «Недра», 1989

## ПРЕДИСЛОВИЕ

За время, прошедшее с выхода в свет первого издания «Основ геотектоники» (1975 г.), наши познания о земных недрах, их строении, происходящих в них процессах кардинально расширились. Была завершена первая стадия глубоководного бурения в океанах, впервые стало возможным составить цельные представления о строении океанического дна и рассматривать структуры континентов и океанов в их совокупности. Исследователи теперь способны окинуть взглядом всю поверхность Земли.

Совершенствование геофизических методов привело к расширению и уточнению наших представлений о глубоких слоях земного шара, прежде всего о коре и верхней мантии, т. е. о тектоносфере — оболочке, которая нас особенно интересует при рассмотрении геотектонических проблем. Была установлена значительная неоднородность тектоносферы, и появилась возможность хотя бы в целом связать поверхностное проявление эндогенных процессов с особенностями строения и состояния тектоносферы на всю ее глубину. Корреляция глубинного строения с эндогенными процессами на поверхности позволила расширить введенное ранее автором представление об «эндогенных режимах», распространив его на строение и состояние тектоносферы в целом. Этому способствовали также результаты многочисленных петрологических и геохимических исследований. В результате удалось сопоставить развитие собственно тектонических процессов с распределением и эволюцией вещества в недрах нашей планеты.

Индикаторами температурного режима и проницаемости земной коры являются и метаморфические процессы. Их изучение позволяет получить хотя бы приближенное представление о распределении температур в тектоносфере во время различных магматических и метаморфических событий, а также о характере проницаемости тектоносферы.

Геохимические исследования, основанные на изучении ксенолитов разноглубинного происхождения в вулканических породах, позволяют оценить термодинамические условия в верхней мантии.

Таким образом, эндогенные режимы получают разностороннюю характеристику, учитывающую не только наблюдаемые на поверхности процессы, но и состав, и состояние вещества во всем разрезе тектоносферы. Хотя такая характеристика пока весьма приближенная, есть пути для ее дальнейшего углубления и уточнения.

Вместе с тем и само содержание геотектоники значительно

расширилось. Будучи еще недавно наукой лишь о структурах и движениях земной коры, геотектоника ныне становится обобщающей наукой о всей тектоносфере: ее составе, эволюции ее состава, физическом состоянии, процессах в ней.

Все дальнейшее изложение основывается на этом подходе. Изучая закономерности пространственного распространения и последовательности эндогенных режимов, мы стремимся выяснить их происхождение и те глубинные процессы, которые определяют их развитие. А поскольку развитие земной коры состоит из совокупности эндогенных режимов, закономерно распределенных в пространстве и времени, то мы пытаемся, насколько возможно, выявить закономерности и движущие силы развития тектоносферы в целом.

В составлении этой книги автору была оказана большая идейная помощь рядом его коллег. Высококвалифицированная техническая помощь, особенно в подборе и разработке иллюстративного материала, а также при подготовке текста к изданию, была оказана Г. Н. Квятковской, Т. М. Гептнер, В. А. Николаичевой, Е. И. Чиж, Г. И. Михайловой, С. Н. Мишиной, М. К. Жигулевцевой.

## ВВЕДЕНИЕ

В буквальном переводе с древнегреческого слово «геотектоника» означает «строение Земли». Следовательно, геотектоника — это наука о строении Земли. Однако изучением строения занимаются и геология со всеми ее подразделениями, и геофизика, и геохимия. Стремясь уточнить, в чем же состоит содержание собственно геотектоники, мы можем этому содержанию дать двоякое определение — узкое и широкое.

В узком смысле геотектоника — чисто геологическая дисциплина, пользующаяся почти исключительно геологическими методами, т. е. методами прямого и непосредственного изучения горных пород и условий их залегания. С этой точки зрения геотектоника изучает далеко не весь земной шар, а лишь земную кору и даже верхнюю часть коры, доступную для прямого исследования. Предмет изучения геотектоники в таких рамках — те формы залегания горных пород, которые созданы движениями вещества земной коры, а ее задача — выяснить типы структур, образуемых горными породами, историю движений, которые их создали, закономерности развития структурообразующих движений во времени и пространстве и, насколько возможно, причины этих движений. При таком определении геотектоника является, в сущности, «анатомией» и механикой земной коры.

Расширенное определение геотектоники предполагает, что эта дисциплина, оставаясь по сути геологической, изучает строение не только земной коры, но и всей Земли. При этом геотектоника не ограничивается особенностями строения, вызванными механическими перемещениями вещества, а изучает и структуры, образованные магматическими и метаморфическими процессами или любыми другими явлениями, приводящими к возникновению различных неоднородностей в земном шаре.

Такое всестороннее изучение строения Земли возможно только с использованием, кроме геологических, данных и других наук о Земле — геохимии и геофизики. Причем геотектоника не «поглощает» геохимию и геофизику, а лишь пользуется результатами этих дисциплин, позволяющими выяснить состав вещества, структуру глубоких областей Земли и понять, как эта структура создалась. Методы геофизики и геохимии, способы их применения и интерпретации геотектоникой не рассматриваются. Поэтому достоверность геотектонических выводов в таких случаях полностью определяется достоверностью данных геохимии и геофизики.

Важнейшим свойством геологических методов является их

историзм. Геология — это, прежде всего, естественноисторическая дисциплина. Геология изучает историю Земли.

В течение двух с половиной веков геология изучала историю континентальной коры. За это время накопился огромный фактический материал. На его основе были открыты важные закономерности в сочетаниях, последовательности, размещении на поверхности континентов движений земной коры, накопления осадочных горных пород, магматических и метаморфических процессов. Такие закономерности проявляются на самых разных уровнях: от формирования текстур горных пород в процессе их деформации, или от связи разрывов со складками разных типов до теории геосинклиналей, устанавливающей определенную стадийность механических, магматических и метаморфических процессов в подвижных зонах континентальной коры.

Однако, когда возникает вопрос о причинной обусловленности этих закономерностей, геология в состоянии самостоятельно выяснить лишь непосредственные причины некоторых частных закономерностей, присущих процессам в ограниченных объемах земной коры. Причины более общих закономерностей недоступны для собственно геологических методов, поскольку относятся к процессам, происходящим в глубоких областях Земли. Поэтому такие закономерности остаются эмпирическими обобщениями.

В то же время, оставаясь эмпирическими, общие закономерности не теряют своего значения. Более того, они составляют сейчас основное богатство геологии, которым геология постоянно пользуется. Именно на общих эмпирических закономерностях основаны различные геологические прогнозы: структурный, фациальный, металлогенический и т. д.

Для более глубокого понимания общих закономерностей и тем более для раскрытия их глубинных причин геология обращается к данным других наук о Земле — к геохимии и геофизике. Геохимия (в широком смысле) дает возможность определить вещественный состав пород, установить их происхождение и историю физико-химических преобразований. Геохимия позволяет с той или иной степенью вероятности определить состав вещества, скрытого в глубоких недрах Земли. С помощью геохимических методов изотопного определения возраста пород геологические события возможно разместить в геохронологической шкале.

Сложнее взаимоотношения между геологией и геофизикой. Преимущество геофизических методов перед геологическими в возможности изучения глубоких недр земного шара. Однако геофизические методы — косвенные, они дают представление о размещении внутри Земли не горных пород определенного состава, а масс с различными физическими свойствами: упруго-

стью, плотностью, намагниченностью, электропроводностью и т. д. Геофизические методы предназначены для выявления в земном шаре физических полей и не объясняют закономерности размещения вещества. Так как одними и теми же физическими свойствами могут обладать разные горные породы, интерпретация геофизических данных далеко не всегда однозначна.

Во многих случаях однозначность в интерпретации достижима, если геофизические данные объединяются с геохимическими. Теоретическая и экспериментальная геохимия помогает с той или иной вероятностью определить, какое вещество в данных термодинамических условиях может обладать наблюдаемыми физическими свойствами.

Геофизические методы в отличие от геологических, как правило, не историчны. Определяя современное распределение в земном шаре физических полей и процессов, они не способны восстанавливать историю развития этих полей и процессов. Исключениями являются те случаи, когда физическое поле, ныне уже не существующее, оставило какой-то след, который может быть выявлен геофизическими методами сейчас. Например, древнее магнитное поле в определенных ситуациях оставляет свой след в виде различной ориентировки в породе ферромагнитных минералов — носителей «остаточного намагничения». Определив эту ориентировку, можно установить магнитное склонение для данной точки и для времени образования исследуемой горной породы. Так восстанавливается история магнитного поля Земли.

В других случаях геофизические методы могут участвовать в восстановлении истории развития структур земных недр, только объединившись с методами геохимическими и геологическими. Например, изучая геохимическими методами метаморфические минералы, можно судить о том, какие температуры и давления существовали раньше в земной коре и приближенно восстановить древний геотермический градиент и величину древнего теплового потока. По ряду минералов, образовавшихся в разное время, можно выяснить, как менялся температурный режим в данной области земной коры во времени.

Объединение геофизических методов с историко-геологическими позволяет решать и более сложные задачи исторического характера. Для этого используют два обстоятельства: во-первых, определенным типам крупных геологических структур (антиклинориям, синклинориям, антеклизам, синеклизам, рифтам и др.) соответствуют свои особенности глубинного строения (до верхних слоев мантии включительно); во-вторых, крупные геологические структуры имеют историю и во времени сменяют друг друга в определенной последовательности.

Сопоставление этих двух обстоятельств дает возможность в некоторой мере восстановить историю глубинных процессов. Так, в платформенных областях, где кровля консолидированного основания земной коры характеризуется спокойным, близким к горизонтальному залеганием, определяемая геофизическими методами толщина коры мало меняется на площади, составляя в среднем около 40 км. В областях новейшего и современного горообразования, где кристаллический фундамент сильно поднят (например, в Тянь-Шане), кора много толще (до 70 км). Под глубокими тектоническими прогибами, где фундамент сильно прогнут и прогиб заполнен рыхлыми осадками (например, в Прикаспийской депрессии), толщина коры уменьшена (до 30 км и менее).

Применяя геологические методы, мы узнаем, что в Тянь-Шане, например, горы поднялись в новейшее геологическое время. Раньше — в мезозое — на их месте была спокойная платформенная обстановка. Прикаспийская депрессия начала образовываться в рифе, а раньше на этом участке основание залегало так же спокойно, как и в других областях Восточно-Европейской платформы. Считая, что и сейчас, и раньше однотипным геологическим структурам свойственно одинаковое глубинное строение, мы заключаем, что изменения структур на поверхности сопровождалось соответствующими изменениями на глубине: в первом случае происходило наращивание коры, во втором — уменьшение. Из закономерностей развития геологических структур, таким образом, вытекают закономерности развития и глубинных процессов.

Очевидно, что не только геофизика помогает геологии понять глубинное строение Земли, но и геология обогащает геофизику, придавая ей ту историчность, которой по сути своей геофизика лишена. Впрочем, все науки о Земле — геология, геохимия, геофизика, — будучи использованы совместно, обогащают друг друга. В то же время они взаимно друг друга проверяют. Геофизические представления о характере глубинных процессов вполне могут оказаться в противоречии с геологическими или геохимическими данными. И наоборот, геолог, исходя из своих данных, может вообразить такие глубинные процессы, которые окажутся неправдоподобными с точки зрения геофизика.

Теперь мы можем подойти к расширенному толкованию понятия «геотектоника». Геотектоника — это наука о строении земного шара, об истории, закономерностях и движущих силах его развития, объединяющая данные, полученные геологическими, геохимическими и геофизическими методами.

Рассмотрим подробнее содержание геотектоники, выделив

отдельные задачи в той последовательности, в какой их обычно решают.

1. Самым первым объектом геотектонических исследований являются формы залегания горных пород (структурные формы, структуры) — тела, которые образованы горными породами в земной коре: горизонтальные слои, слои, изогнутые в складки, массивы разной формы и т. д. Выделением форм залегания разных порядков и разных типов, разработкой их классификации, установлением распространения на площади и в разрезе земной коры занимается структурная геология, которая является как бы введением в собственно геотектонику [20].

2. Следующая задача — изучение истории наблюдаемых структурных форм. Каждая форма залегания горных пород несет следы тех движений в материале коры, которые привели к образованию этой формы. Например, если мы наблюдаем слои, изогнутый в складку, то ясно, что такая форма залегания есть результат деформации, поскольку исходное положение слоя, как правило, горизонтальное. Следы движений выражены также нарушениями сплошности горных пород — разрывами. Движения отражаются и в форме упорядоченной ориентировки минеральных зерен, создающейся в процессе деформации породы, в которой первоначально зерна располагались беспорядочно. Определенные этапы истории структурных форм фиксируются по угловым несогласиям; история вертикальных движений земной коры восстанавливается по распределению фаций и мощностей осадков и т. д.

Многие формы залегания горных пород являются результатом чисто механических процессов — движений и деформаций в земной коре. Это — собственно тектонические структурные формы. Другие структуры возникают в ходе перемещения и застывания в коре или на ее поверхности магматических расплавов. Это — магматические структурные формы (интрузивные и эффузивные). Наконец, в качестве структурообразующего фактора выступает и метаморфизм. Он может приводить к своеобразной метаморфической слоистости, особенно характерной для глубоких областей земной коры.

Следует подчеркнуть, что геотектоника изучает лишь движения, вызванные эндогенными причинами, связанные с силами, источник которых находится глубоко в земной коре или глубже. Движения явно экзогенного происхождения (оползни, обвалы, гляциодислокации и т. д.) из рассмотрения исключаются. Нельзя сказать, что разделение на эндогенные и экзогенные структурные процессы всегда очевидно. Неясно, например, происхождение структур, образованных силой тяжести. Гравитация в равной мере является причиной и оползней, которые всегда рассматриваются как экзогенное явление, и огромных

шарьяжей — несомненно тектонических структур. В таких случаях критерием для выделения экзогенных (нетектонических) процессов может служить лишь то, что эти процессы приурочены к самой поверхности земли и связаны с современным рельефом, тогда как тектонические движения охватывают большие объемы земной коры (в том числе и ее глубокие слои) и подчиняются собственному плану распределения, независимому от современного рельефа.

История структурных форм в земной коре, их кинематика лишь в редчайших случаях могут наблюдаться непосредственно в ходе развития движений земной коры. Как правило, мы видим лишь результат движений, по которому и должны восстановить всю историю и, если возможно, отдельные ее стадии. Поэтому фактическим материалом являются современные структуры, а выводы об истории их развития представляют собой уже результат их интерпретации. Каждая интерпретация, конечно, содержит элементы гипотезы. Остается надеяться, что методы историко-геологического анализа разработаны достаточно хорошо, чтобы сделать этот элемент гипотетичности минимальным. Целесообразно еще раз подчеркнуть, что основную фактическую базу всех умозаключений об истории развития тектонических структур составляют наблюдения над современными структурами.

От представлений о кинематике структурных форм естественно перейти к вопросам механизма образования этих форм — сочетанию кинематики с динамикой. Следовательно, возникает вопрос о характере и ориентации сил, обусловивших формирование наблюдаемых структур. Имеется в виду система ближайших сил, тех, которые непосредственно вызвали данное движение материала коры. Происхождение самих сил на этом этапе еще не может быть выяснено.

Исследованием механизма образования структурных форм занимается тектонофизика, использующая достижения физической теории деформаций и разрушения твердых тел, гидродинамики, а также метод моделирования тектонических структур на основе теории физического подобия [25].

3. Обобщая данные по истории развития структур земной коры, собранные для различных обстановок и длительного геологического времени, геотектоника ставит перед собой следующую задачу: выяснение закономерностей в последовательности и сочетаниях структурообразующих процессов, в их распределении в пространстве.

Достоверность выводов о закономерностях развития земной коры зависит от степени достоверности определения типов структур и их истории. Требуется длительный опыт и многократная проверка, чтобы убедиться в реальности устанавли-

ваемых закономерностей. Главная трудность состоит в отделении общего от частного, действительно закономерного от случайного. Глубинные геологические процессы протекают в неоднородной среде, строение которой меняется от места к месту и во времени. Естественно, что основной процесс при этом испытывает локальные и временные искажения и сопровождается дополнительными эффектами, не имеющими принципиального значения. Поскольку математический анализ здесь пока невозможен, оценка значения того или иного явления основывается на сопоставлении многих однотипных процессов. Существует, конечно, почва для разногласий между исследователями. Но несмотря на это, все же именно в формулировании закономерностей развития структур земной коры сосредоточены сейчас основные достижения геотектоники.

4. Наконец, последняя задача состоит в исследовании глубинных причин образования и развития структурных форм. Поскольку структуры образуются не только в результате собственно тектонических (механических) движений, но также как следствие магмообразования и метаморфизма, то эта задача перерастает в исследование причин эндогенных процессов вообще — тектонических, магматических, метаморфических. В этом случае как раз и необходимо совместное использование данных и методов всех наук о Земле. Поверхностные структуры сопоставляются с данными о глубинном строении и, исходя из истории и закономерностей развития структур, делаются заключения об истории и закономерностях глубинных процессов.

О каких глубинах идет речь? Насколько можно судить по имеющимся сейчас данным, события, которые отражаются на поверхности в формировании геологических структур и в других проявлениях эндогенных сил, происходят в земной коре и верхней мантии, включая литосферную часть мантии и астеносферу. Влияние более глубоких областей Земли (слоя Голицына и глубже), по-видимому, невелико. Это не значит, что этим влиянием можно пренебречь, но глубинные процессы воздействуют на поверхностные слои земной коры не непосредственно, а вызывая сначала явления в астеносфере. Поэтому основное внимание должно быть уделено именно процессам в литосфере и астеносфере. Последняя может быть названа тектоносферой, поскольку в этой оболочке в основном сосредоточена эндогенная активность. Толщина тектоносферы составляет 400—500 км.

При сопоставлении поверхностных структур с глубинными мы переходим от одного масштаба явлений к другому. Глубинные особенности строения выявляются, конечно, в гораздо более обобщенном виде, чем структуры поверхностные. Естественно возникает задача выделения подобных обобщенных кате-

горий геологических структур, которые по масштабу соответствовали бы разрешающей способности геофизических методов в применении к глубинным структурам. Речь должна идти не об отдельных формах залегания, а об их комплексах, объединяемых какими-либо общими чертами.

Такими обобщенными структурными комплексами могут быть антиклинории и синклинории, антеклизы и синеклизы, а также комплексы антиклинориев и синклинориев, глыбовых хребтов и депрессий, плиты платформ и щиты и др.

Степень нашего знания о веществе и структуре тектоносферы такова, что достоверное решение задач пока невозможно. Результаты могут быть выражены только в форме гипотез.

В связи с этим подчеркнем, что гипотеза в науке — нормальный рабочий метод. Накопив некоторое количество фактов, исследователь комбинирует их, пытаясь найти причинно-следственные связи, что неизбежно ведет к предположениям, гипотезам. Однако, создав свою гипотезу, исследователь должен твердо помнить, что создана она не в качестве окончательного постулата, а для обратной цели: для ее проверки и, более того, для ее опровержения, так как только путем опровержения гипотезы подготавливается почва для создания следующей, более совершенной гипотезы, чем и обеспечивается прогресс знаний. Задача автора гипотезы состоит не столько в том, чтобы отыскивать факты, подтверждающие гипотезу (хотя и эта задача остается), сколько в том, чтобы находить факты, ей противоречащие. Только такие факты вызовут необходимость пересмотреть гипотезу, видоизменить ее, а может быть, отбросить и заменить новой, охватывающей и объясняющей большую совокупность фактов. С каждым таким шагом гипотетический элемент в наших умозаключениях будет постепенно уменьшаться.

Обычно в той или иной области науки одновременно существуют несколько гипотез, так как разные исследователи могут по-разному оценивать значение тех или иных фактов. Такое положение особенно характерно для общих проблем в науках о Земле, поскольку бесспорных данных о вещественном составе и строении земных недр крайне мало. Гипотезы конкурируют, и это приносит только пользу.

Проследим, как развивалась гипотетическая часть геотектонических представлений. Научные гипотезы всегда возникают на основании тех результатов наблюдений, которые в данное время кажутся наиболее важными. При этом каждая гипотеза стремится прежде всего ответить на вопрос, который в данное время среди всех вопросов считается центральным.

Научный облик геология приобрела в XVIII в. после работ М. В. Ломоносова [55] и Дж. Геттона. В то время центральным

был вопрос о причинах образования гор. Поскольку горные хребты естественно рассматривать как местное нарушение «нормальной» ровной поверхности, то образование хребтов не менее естественно было считать «вспучиванием» земной поверхности под влиянием сил, направленных вертикально снизу вверх. Так возникла первая научная геотектоническая «гипотеза поднятия». Причины поднятия видели в «жаре земной утробы» (М. В. Ломоносов), поскольку с горами, по крайней мере с некоторыми, связаны действующие вулканы. Стратиграфия тогда еще не существовала, и внутреннее тектоническое строение горных хребтов оставалось неизвестным.

В самом начале XIX в. было открыто стратиграфическое значение органических остатков (Дж. Смит). Это позволило сопоставлять по возрасту слои от одного обнажения к другому, что привело к открытию особых условий залегания слоев в горных хребтах. Слои там оказались смятыми в складки. Это обстоятельство произвело на исследователей столь глубокое впечатление, что именно причина образования складок стала центральным вопросом, на который и начали искать ответ. Поскольку смятие слоев в складки легче всего объяснить их горизонтальным сжатием, т. е. сокращением поверхности, то вполне естественно, что в первой половине XIX в. появилась новая гипотеза — гипотеза контракции, т. е. сжатия земного шара (Эли де Бомон): при уменьшении объема внутренних областей Земли происходит сокращение ее поверхности, что ведет к смятию земной коры в складки. Гипотеза контракции вполне соответствовала космогоническим представлениям того времени.

Эта гипотеза оказалась долгоживущей. Она сохранила свою силу вплоть до двадцатых годов нашего столетия. Следует признать, что это был очень плодотворный период в развитии геологии вообще, и геотектоники в частности. С гипотезой контракции связано появление таких основных эмпирических обобщений, как геосинклиналь и стадии ее развития, периодичность тектогенеза и другие, не говоря уже об огромных успехах в изучении конкретного строения многих континентальных областей Земли, особенно горных.

Для уменьшения объема земного шара требуется его охлаждение. Открытие радиоактивности на пороге XX в. нанесло первый чувствительный удар гипотезе сжатия, поскольку радиоактивный распад в веществе Земли должен скорее вести к ее нагреванию, а не к охлаждению. Поколебали гипотезу сжатия и новые данные региональной геологии. Они указывали на то, что наряду со структурами сжатия в земной коре заведомо имеются и структуры растяжения (грабены, рифты). Эти наблюдения породили серию так называемых пульсационных гипотез, которые предполагали, что в истории Земли периоды

сжатия чередовались с периодами растяжения. Гипотезы этого направления [81, 121, 142] были популярны в тридцатых годах нашего столетия (В. Бухер, В. А. Обручев, М. А. Усов).

Но и этих представлений оказалось недостаточно. Расширение региональных геологических знаний привело к заключению, что сжатие и растяжение могут происходить в разных участках земной коры одновременно. И вообще, в развитии земной коры была установлена большая дробность. Часто два соседних участка развиваются по-разному. А это возможно только в том случае, если на них различно воздействуют глубинные силы, т. е. только в том случае, если силы, вызывающие преобразование в земной коре, направлены не горизонтально, не вдоль коры, как предполагалось в гипотезах сжатия и пульсаций, а вертикально. Тогда каждый участок получает «свое особое» воздействие, так как вертикальные силы могут изменяться от места к месту, а глобальное сжатие или растяжение действует одинаково на всю земную кору. Такие наблюдения привели к предположению, что в земной коре первичны не горизонтальные, а вертикальные силы, создающие на поверхности поднятия и прогибы, а горизонтальные перемещения вторичны. Они вызваны силой тяжести, которая заставляет блоки земной коры скользить вниз по склону поднятия. При таком скольжении слои, встречая препятствие, сминаются в складки. Следовательно, и смятие слоев в складки представляет собой вторичное явление, подчиненное первичным вертикальным движениям в земной коре. Вызываются же эти вертикальные движения неравномерным радиоактивным нагревом глубинных геосфер и неравномерной дифференциацией их вещества; при этом возникают плотностные неоднородности, в свою очередь вызывающие потоки вещества вверх и вниз.

Такие «осцилляционные» гипотезы [17, 117, 148] были распространены в сороковых и пятидесятых годах XX в. (Э. Харман, В. Ван-Бемеллен, М. М. Тетяев, В. В. Белоусов). В некоторой мере эти гипотезы были диалектическим возвратом к старой «гипотезе поднятий».

Все до сих пор перечисленные гипотезы были исключительно «континентальными». Они основывались на наблюдениях на континентах и были предназначены для объяснения наблюдаемых на континентах структур. Дно океанов в то время оставалось практически совершенно неизведанным. Впервые о строении дна океанов заговорили в десятых годах нашего века, когда первые геофизические измерения указали на вероятность того, что океаническая кора сложена породами, отличающимися от пород континентов (в среднем более плотными). Базальтовые океанические породы были противопоставлены гранитным континентам. Таким образом разнородность земной коры сразу же была использована в гипотетических обобщениях.

ниях. Именно на этой почве возникла гипотеза континентального дрейфа А. Вегенера, в которой предполагалось, что гранитные континенты «плавают» по базальтовому субстрату, подстилающему граниты и выстилающему дно океанов. В то время гипотеза континентального дрейфа успеха, однако, не имела.

В конце пятидесятых и в начале шестидесятых годов произошла так называемая научно-техническая революция, затронувшая все области техники и науки. Затронула она и науки о Земле, что выразилось главным образом в бурном развитии геофизических и геохимических методов исследования земных недр. Получили развитие и технические методы непосредственного проникновения в глубины земной коры путем бурения глубоких скважин.

Решающее значение имело то, что для геофизических дистанционных методов стало доступным дно океанов. Технически возможным стало также бурение глубоководных скважин сквозь донные осадки океанов с проникновением в подстилающий базальтовый субстрат. Таким образом, впервые в сферу систематического научного исследования было вовлечено дно океанов и впервые оказалось возможным изучать земную кору в целом.

Значение этих успехов огромно. На дне океанов перед учеными открылся совершенно новый мир, чрезвычайно мало похожий на тот, к которому геологи привыкли на континентах. И по составу, и по структуре, и по истории океаническая кора оказалась отличной от континентальной. А между тем океаны занимают значительно большую часть поверхности земного шара, чем континенты.

Естественно, что новый материал вызвал к жизни и новые обобщения. Тем более, что не только методы изучения дна океанов отличаются от методов исследования континентальной земной коры, но и состав исследователей оказался в значительной степени иным. Если на континентах всегда преобладали геологические методы и, следовательно, геологам принадлежал решающий голос, то в океанах геологические методы по сравнению с геофизическими оказались на втором плане. Это привело к тому, что исследованиями в океанах стали заниматься специалисты, имеющие в большей мере физическую и математическую, а не геологическую подготовку. Специалисты такого рода не были связаны в своих умозаключениях представлениями классической «континентальной» геологии. В результате обобщение материала по исследованию океанического дна привело к возникновению новой концепции, известной под названием «тектоника литосферных плит», или «новая глобальная тектоника».

Согласно этой концепции литосфера разделена на семь

больших и некоторое количество малых плит, которые, двигаясь, образуют как бы огромный конвейер: в срединно-океанических хребтах плиты непрерывно пополняются новым материалом, поднимающимся из мантии, а в зонах Бенюфа, окружающих Тихий океан, плиты снова опускаются в мантию. Такова очередная рабочая геотектоническая гипотеза.

Самым важным в настоящее время является то, что в связи с научно-технической революцией и огромным скачком в развитии геофизических и геохимических методов мы приобрели колоссальное количество новых фактов, освещающих глубинное строение Земли. Тем самым возможности понимания глубинных процессов и причин эндогенных процессов неизмеримо возросли.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНОСФЕРЕ  
И СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССАХ

## МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Мы условились называть тектоносферой кору и верхнюю мантию Земли. Традиционно выделяют твердую литосферу, охватывающую кору и самые верхние слои мантии до глубины около 100 км, и частично расплавленную астеносферу, подошва которой предполагается на глубине около 400 км. Если мантию разделяют на верхнюю и нижнюю, то к первой относят и подастеносферный твердый «слой Голицына», распространяющийся до глубины около 1000 км. Если же мантию делят на три части — верхнюю, среднюю и нижнюю, то слой Голицына относят к средней мантии. Мы принимаем последнее разделение. Следовательно, в нашем понимании тектоносфера охватывает кору и полностью верхнюю мантию. Однако мы увидим, что разделение тектоносферы на литосферу и астеносферу в свете новейших данных потеряло четкость и должно сопро-  
5174

вождаться рядом оговорок. Строение тектоносферы изучают различными методами — геологическими, геохимическим и геофизическими.

Геологическим методам доступна лишь самая поверхностная часть земной коры. В связи с происшедшими в земной коре деформациями, на дневную поверхность в разных местах выведены породы, которые в прошлом в течение какого-то времени находились на глубине, возможно, до 20 или несколько более километров. Эти породы, как правило, сильно метаморфизованы. Только в очень редких пунктах в составе выбросов вулканов и кимберлитовых трубок на поверхности оказываются минералы и породы значительно более глубокого (до 250 км) происхождения. В то же время самая глубокая в мире скважина (Кольская сверхглубокая) показала, что и на глубине около 12 км можно встретить неожиданности: там, где предполагались породы основного состава, оказались гранитоиды [43]. Исключительное значение для понимания строения и истории земной коры имеет глубоководное бурение. Много сотен скважин, заложенных в океанах и морях в последние десятилетия, впервые дали представление о строении и истории океанической земной коры [102, 103]. Снимки из космоса позволяют выделять крупнейшие структуры (особенно разломы и линеаменты), которые при наземных исследованиях затусованы более мелкими структурами.



Глубинное строение тектоносферы за пределами, доступными для непосредственных геологических наблюдений, изучают, главным образом, геофизическими методами.

**Сейсмологические и сейсмические методы.** Сейсмологические методы основаны на изучении естественных землетрясений, сейсмические — на использовании искусственных землетрясений, вызываемых взрывами или ударными воздействиями на земную кору.

Уже само распределение землетрясений по земному шару выявляет зоны активные в настоящее время и спокойные. Сейсмология способна по распространению сейсмических волн установить распределение очагов землетрясений в пространстве и таким образом определить конфигурацию и глубину залегания структур, развитие которых порождает землетрясения. Обычно такими структурами являются тектонические разрывы. По расположению очагов сейсмоактивные разрывы могут быть прослежены на глубину и вдоль простиранья.

Существуют методы, позволяющие по вызываемым землетрясениям и упругим колебаниям определять «механизм» очага, т. е. направления смещения в нем по разрыву. Таким образом можно установить связь землетрясений с растяжением или сжатием в тектоносфере.

Регистрация упругих колебаний от землетрясений позволяет судить о скорости распространения колебаний на разных глубинах, поскольку к более отдаленным сейсмическим станциям приходят упругие волны, прошедшие через более глубокие слои Земли. Так было установлено разделение земного шара на основные геосферы: кору, верхнюю, среднюю и нижнюю мантию и ядро. Такие же сейсмологические наблюдения дали первые сведения и о внутреннем строении земной коры. Были установлены два основных типа коры — континентальный и океанический — и наличие под горными хребтами утолщений коры — «корней гор».

Сравнение упругих характеристик различных слоев или блоков тектоносферы с данными лабораторных испытаний образцов различных горных пород в условиях тех температур и давлений, какие предполагаются на соответствующей глубине, помогает выяснить вероятный вещественный состав соответствующих слоев тектоносферы.

В последние годы предложен усовершенствованный способ использования сейсмологических данных (томография) — обработка на ЭВМ на многих десятках сейсмических станций совместно по специальному алгоритму результатов регистрации большого числа землетрясений. Это позволяет рассчитывать плоские «срезы» недр Земли по заданным профилям (томограммы).

Томограмма дает трехмерное представление о распределе-

нии в мантии Земли областей с разными упругими свойствами. Этим путем было, например, установлено, что континенты имеют «корни», распространяющиеся в глубь Земли по крайней мере до 400 км. До указанной глубины сейсмические скорости под континентами заметно выше, чем под океанами (рис. 1 а, б).

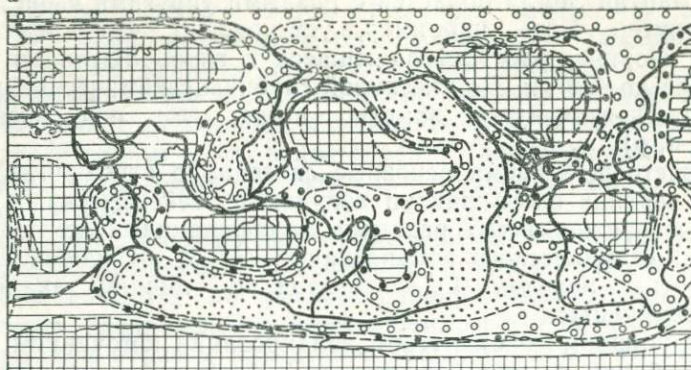
В настоящее время основные сведения о строении коры и самых верхних слоев мантии получаются сейсмическими методами, и прежде всего разными модификациями метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В нашей стране разработка методов ГСЗ связана с именем академика Г. А. Гамбурцева.

В глубинном сейсмическом зондировании источником упругих колебаний служат взрывы или вибрационное ударное воздействие. Преимущество по сравнению с сейсмологическими методами состоит в том, что исследователь знает, где и когда возникло сотрясение, породившее колебания, тогда как время и место землетрясения заранее неизвестны. С другой стороны, источники, используемые при глубинном сейсмическом зондировании, по мощности никогда не достигают силы крупного землетрясения. Поэтому данные ГСЗ дают в основном сведения о структуре только коры вплоть до раздела Мохоровичича. Однако использование особенно сильных взрывов позволило в некоторых случаях получить данные об упругих свойствах среды вплоть до глубины 700 км.

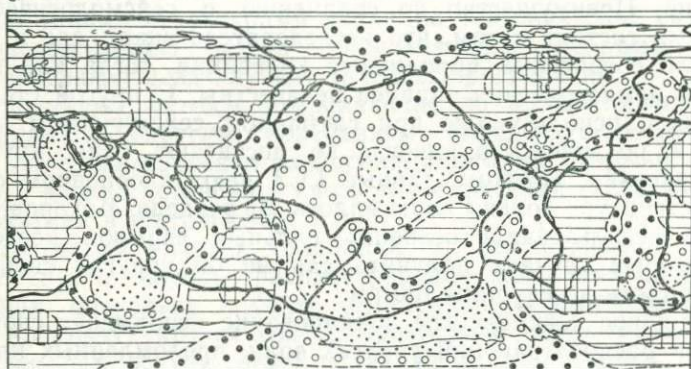
Глубинное сейсмическое зондирование основывает свои выводы на распространении упругих волн, преломленных или отраженных на разделах в коре и верхней мантии, где меняются упругие свойства среды. В результате получают профили, на которых оказываются разделы или площадки преломления и отражения волн или изолинии их скоростей (рис. 2). К настоящему времени сеть сейсмических профилей и отдельных пунктов зондирования такова, что можно выделить несколько типов земной коры и поставить вопрос об их связи с определенными тектоническими зонами или эндогенными режимами.

**Гравиметрический метод.** В ряде пунктов поверхности Земли выполнены измерения абсолютной величины силы тяжести, к которым привязаны относительные гравиметрические определения. Густая сеть пунктов относительных определений покрывает сейчас практически все континентальные районы Земли и большие площади океанов. Основные закономерности глобального гравитационного поля изучены путем наблюдений за возмущениями орбит спутников Земли. Прямые измерения высот спутников над поверхностью океана (спутниковая альтиметрия) позволили детально изучить рельеф поверхности океана. Как известно, поверхность океана — эквипотенциальная поверхность гравитационного поля Земли, называемая

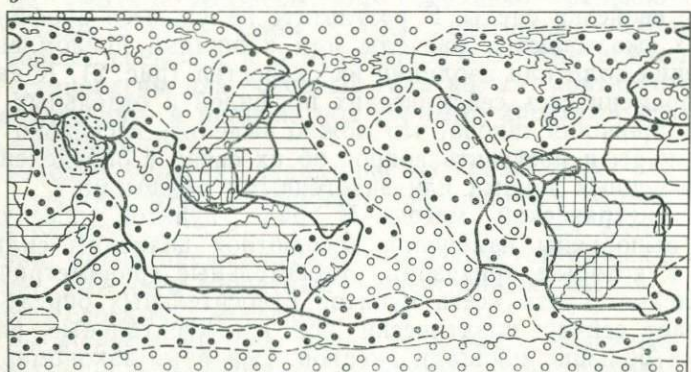
a



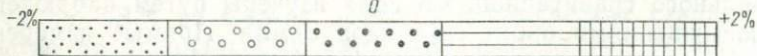
б



в



г



поверхностью геоида. Гравиметрические измерения и результаты наблюдений за орбитами спутников позволяют определить поверхность геоида и для континентальных районов. Это

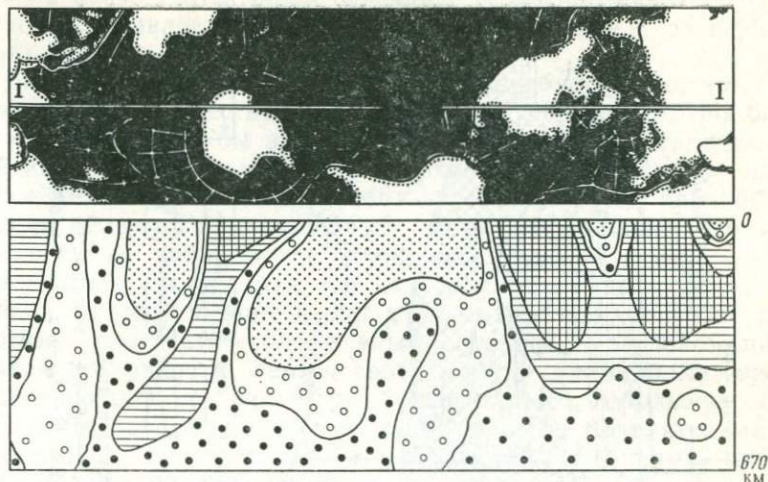


Рис. 1. Томографические сечения земного шара (по А. М. Дзевонскому и Д. Л. Андерсону, 1984):

*a*–*в* — горизонтальные сечения на различных глубинах (*a* — 100 км, *б* — 300 км, *в* — 500 км); *г* — вертикальное циркумполярное сечение до глубины 670 км (по линии 1–1). Изменения сейсмических скоростей в мантии указаны на шкале в % относительно средних скоростей для Земли

та поверхность, которая обычно называется уровнем моря и от которой производится отсчет высот рельефа Земли.

В первом приближении фигура Земли соответствует фигуре эллипсоида вращения. Отклонения фигуры геоида от земного эллипсоида обусловлены плотностными неоднородностями в теле Земли, а потому используются для изучения этих неоднородностей.

Гравитационное поле Земли создается всеми массами, составляющими тело планеты. Кроме того, в нем имеется составляющая, обусловленная вращением Земли вокруг оси. Для изучения строения Земли по гравиметрическим данным используют так называемые аномалии силы тяжести — отличия измеренных значений силы тяжести от силы тяжести на поверхности плотностной модели Земли, обусловленные различиями расчетного и реального распределения плотности в Земле. Аномалии плотности образуют аномальные массы. Поверхность геоида близка к поверхности нормального земного эллипсоида. Отклонения поверхности геоида (высоты геоида) не превышают  $\pm 100$  м. Столь малые отклонения указывают на то, что фигура Земли чрезвычайно близка к фигуре равновесия вращающейся жидкой планеты, т. е. к состоянию гидростатического равновесия.

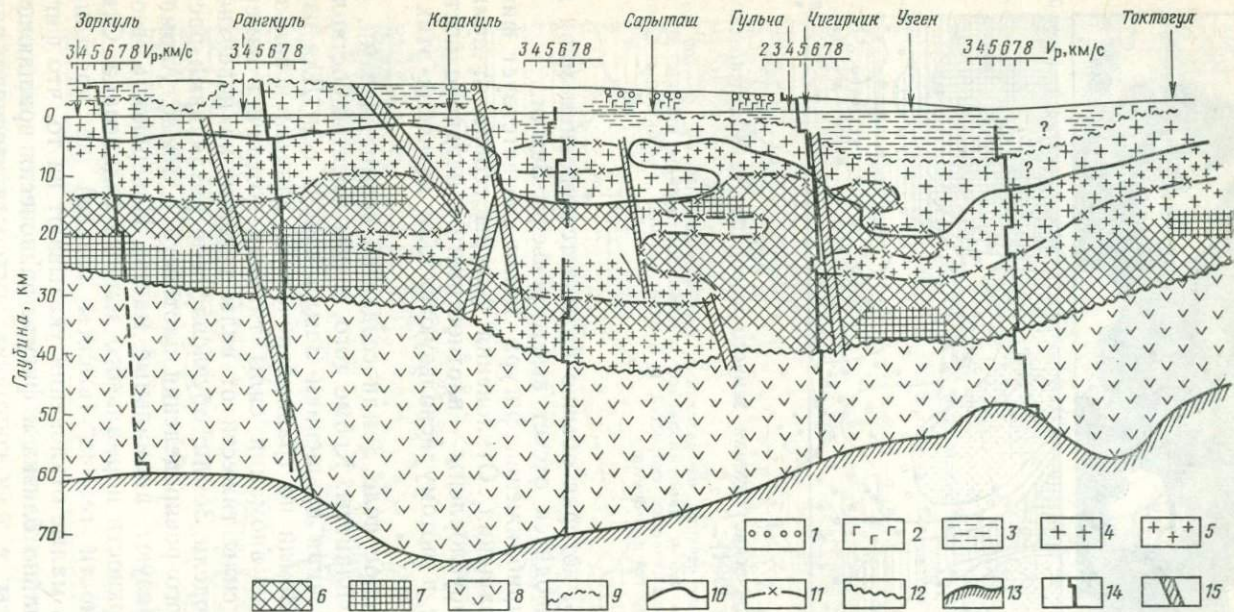


Рис. 2. Разрез земной коры по профилю Зоркуль — Токтогул (по Е. М. Бутовской и др.):

1—8 — поля с различным значением  $V_p$ , км/с (1 — 3,0—4,0; 2 — 4,0—5,0; 3 — 5,0—5,5; 4 — 5,6—5,9; 5 — 6,0—6,3; 6 — 6,4—6,6; 7 — 6,7—6,8; 8 — 6,9—7,2); 9—12 — изолинии уровней с различным значением  $V_p$ , км/с (9 — 5,6—5,8; 10 — 6,0—6,3; 11 — 6,4—6,6; 12 — 6,9—7,2); 13 — граница Мохоровичича; 14 — скоростные разрезы; 15 — глубинные разломы

Для целей геотектоники и вообще геологии наибольший интерес представляет распределение аномальных масс в верхних слоях Земли — тектоносфере.

Еще в середине XVIII столетия было обнаружено, что притяжение Анд существенно меньше того, которое можно было бы ожидать, если бы это горное сооружение представляло собой нагромождение масс на поверхности однородной по плотности Земли. Аналогичный результат был получен при наблюдениях вблизи Гималаев. Затем было установлено, что над океанами не наблюдается понижения силы тяжести, которое можно было бы ожидать, так как плотность воды существенно меньше плотности горных пород. Это означает, что неоднородностям плотности — аномальным массам, расположенным вблизи поверхности Земли, соответствуют аномальные массы противоположного знака на относительно небольших глубинах. Следовательно, под возвышенностями находятся массы пониженной плотности, а под большими впадинами — повышенной. Это явление получило название изостатической компенсации или просто изостази.

Совместный анализ данных гравиметрии и результатов сейсмических зондирований показал, что изостази обусловлена в основном распределением масс в земной коре (преимущественно изменениями ее мощности), т. е. утолщениями коры под горами («корни гор») и ее сокращением под впадинами («антикорни»). В изостатической компенсации относительно крупных районов принимают участие и неоднородности более крупных слоев до глубины в несколько сотен километров.

В недрах и на поверхности Земли протекают активные процессы, приводящие к перераспределению масс. Эти воздействия приводят к тому, что изостатическая компенсация в принципе не может быть идеальной, т. е. могут существовать нарушения изостази. Их можно обнаружить, если сравнить гравитационное поле реальной Земли с рассчитанным полем изостатической модели Земли. Различие этих полей — изостатические аномалии силы тяжести.

При изучении распределения гравиметрических аномалий на площади могут быть выделены аномалии разной частоты регионального проявления: планетарные, охватывающие площади, сравнимые с площадью целого континента, зональные, локальные (региональные). Эти разночастотные аномалии соответствуют разному размеру и разной глубинности вызывающих их неоднородностей.

**Геотермический метод.** Данный метод позволяет судить о температурном режиме тектоносферы. Непосредственно могут быть измерены температуры в скважинах близ поверхности Земли; по изменению температур с глубиной может быть

определен геотермический градиент. Зная среднюю теплопроводность пород, можно рассчитать величину теплового потока

$$Q = \lambda \text{grad} T,$$

где  $Q$  — тепловой поток;  $\lambda$  — теплопроводность;  $\text{grad} T$  — геотермический градиент.

Геотермический градиент от места к месту меняется в очень широких пределах — от 6 до 150 °C/км. Поскольку теплопроводность пород варьирует в небольших пределах, такие колебания градиента свидетельствуют о весьма разной величине тепловых потоков. Наблюдения и расчеты показали, что тепловое поле Земли, действительно, чрезвычайно неоднородно. Тепловые потоки из недр земного шара к поверхности колеблются от 30 до 130 мВт/м<sup>2</sup>, достигая в отдельных случаях 250 мВт/м<sup>2</sup>.

На тепловой поток у поверхности Земли оказывают влияние разные локальные факторы: циркуляция воды в породах, быстрое накопление или быстрая эрозия осадков, подъем к поверхности магмы, местные скопления радиоактивных или химических источников тепла и т. д. Усреднение всех этих локальных влияний выявляет в распределении глубинных тепловых потоков по поверхности земного шара основную закономерность: в областях современного или геологически недавнего проявления интенсивных тектонических и магматических процессов тепловой поток значительно выше, чем в областях тектонически и магматически спокойных. Существует таким образом прямая качественная корреляция между величинами теплового потока и степенью «возбужденности» современного, или новейшего эндогенного режима.

Экстраполируя геотермические данные на глубину с учетом других геофизических и геохимических данных, указывающих на вещественный состав и физическое состояние среды, и принимая тот или иной механизм теплопередачи (кондуктивный или конвективный), можно попытаться рассчитать распределение температур в тектоносфере на разных глубинных уровнях.

Этим путем рассчитывается глубина, на которой можно ожидать начало частичного плавления вещества верхней мантии или нижней части литосферы. Таким образом, определяется глубина границы между литосферой и астеносферой. Подобные определения, однако, являются весьма приближенными, так как они зависят от той «модели» строения и состояния тектоносферы, которая в данном случае принимается на основе целого ряда допущений.

**Магнитометрический метод.** Объект исследований данного метода — магнитное поле Земли. Развитие метода берет начало

с эпохи Великих географических открытий. Уместно напомнить, что первой физической (в современном понимании) моделью нашей планеты была модель однородно намагниченного шара, предложенная У. Гильбертом еще в 1600 г. Сведения о распределении магнитного поля Земли на ее поверхности и в околоземном пространстве дают наземные, морские и аэромагнитные съемки, а также измерения, производимые на низколетящих искусственных спутниках Земли.

Магнитное поле Земли является суммой двух составляющих — внутренней и внешней. Первая составляющая, порождаемая источниками в недрах планеты, квазистационарна, т. е. сравнительно медленно меняется во времени. Вторая существенно нестационарна. Ее источники образуют так называемую магнитосферу Земли — внешнюю область, в которой потоки заряженных частиц («солнечный ветер») взаимодействуют с квазистационарным полем. Внутреннее поле, в свою очередь, принято разделять на главную (нормальную) и аномальную составляющие.

Главное поле в первом приближении можно уподобить полю диполя, расположенного в окрестности центра Земли и наклоненного относительно оси вращения под углом  $11^\circ$ . Его напряженность в среднем составляет 40 А/м. Дипольную структуру осложняют несколько крупных неоднородностей с амплитудой порядка 8 А/м — мировые аномалии. Согласно современным теориям, главное поле обязано своим происхождением динамо-эффекту во внешней (жидкой) части ядра, представляющей собой сложную автоколебательную систему с характерными периодами колебаний  $10^2$ — $10^4$  лет. Ведущий механизм генерации поля — дифференциальное вращение проводящей жидкости, обусловленное гравитационной конвекцией.

Источники аномального магнитного поля — ферромагнитные минералы, сосредоточенные в верхних горизонтах литосферы, ее магнитоактивном слое, содержащем как локальные микро-неоднородности, так и региональные (длинноволновые) макро-неоднородности с линейными размерами до  $10^3$  км. Изучение структуры магнитоактивного слоя, выявление и оконтуривание контрастно намагниченных горных пород составляет задачу магниторазведки.

Способность ферромагнитных минералов к намагничению имеет жесткие температурные ограничения. При температуре, называемой точкой Кюри, все ферромагнитные минералы переходят в парамагнитное состояние. Точка Кюри самого распространенного природного ферромагнетика — магнетита составляет  $+580^\circ\text{C}$ , точка Кюри железа  $+780^\circ\text{C}$ . Такие температуры достигаются обычно в нижних слоях земной коры или сразу под ней. Следовательно, большая часть мантии практически немагнитна.

Изверженные и осадочные породы нередко обладают стабильной остаточной намагничённостью, характеризующей способность этих пород к «запоминанию» направления намагничивающего поля в момент приобретения намагничённости. Изучение стабильной остаточной намагничённости — предмет палеомагнитных исследований. Благодаря им установлено, что положение геомагнитных полюсов в геологическом прошлом отличалось от современного, а само поле неоднократно меняло полярность.

**Магнитотеллурические методы.** С помощью этих методов изучают вторичные электромагнитные поля, индуцируемые в Земле ее внешним магнитным полем и несущие информацию об электропроводности недр.

С повышением температуры электропроводность горных пород падает. Однако появление в породах минерализованной жидкости или расплава резко уменьшает их электрическое сопротивление. Магнитотеллурические зондирования позволяют, таким образом, выявить богатые флюидами слои в коре и зоны частичного плавления в мантии. Это один из методов обнаружения и определения глубины залегания астеносферных слоев.

В последние годы для зондирований земной коры и верхней мантии все шире применяются искусственные источники электромагнитных колебаний большой мощности — МГД-генераторы.

В последние десятилетия в изучении недр Земли чрезвычайно возросло значение **геохимических методов**.

Геохимия как наука в широком ее понимании изучает вещественный состав и химическую историю Земли. Эту задачу она решает различными путями. Уже определение химического состава минералов и горных пород предоставляет важные данные о происхождении и эволюции вещества земной коры. Чрезвычайно много дает лабораторное изучение свойств минералов и пород и законов их физико-химических преобразований в условиях различных высоких давлений и температур. Важнейшее физико-химическое преобразование — дифференциация вещества в недрах Земли при его частичном плавлении или последовательной кристаллизации минералов в ходе застывания расплава. Эти процессы дифференциации, приводящие к многообразию магматических пород, подробно изучаются геохимией.

Геохимия определяет минеральные равновесия, соответствующие различным термодинамическим условиям. Отсюда открываются возможности по минеральным соотношениям определять температуру, давление и некоторые другие условия (например, роль воды и других флюидов), существовавшие в земной коре во время формирования данной группы минералов. С помощью методов палеогеотермии и палеобарометрии

можно восстановить для того или иного отрезка геологического времени температурную историю определенного участка земной коры. Особенно показательны в этом отношении метаморфические породы, по минералам которых можно проследить, как поднималась температура, пока происходили прогрессивные метаморфические изменения, и как она падала во время регрессивного метаморфизма. Установив наиболее вероятную глубину образования изучаемых метаморфических минералов и принимая некоторую среднюю теплопроводность пород, можно рассчитать величину теплового потока для прошлого геологического времени.

По ксенолитам, вынесенным из верхней мантии вулканическими извержениями, было определено для разных областей распределение температур до глубины 100—200 км. Эти исследования подтвердили большую неоднородность теплового поля тектоносферы и связь температурного режима с определенными эндогенными режимами.

С другой стороны, знание минеральных равновесий и общего баланса химических элементов в тектоносфере позволило исходя из предполагаемых термодинамических условий на разных глубинах, установить наиболее вероятный вещественный состав коры и верхней мантии.

Все большее применение находят методы тонкого изотопного анализа. Помимо того, что эти методы служат определению абсолютного возраста минералов и горных пород, они позволяют, например, установить вероятную глубину зарождения магматических расплавов. Существуют признаки, указывающие на то, образовалась ли данная магма путем плавления вещества в верхней мантии или в коре.

Геохимические методы все более определенно указывают на значительную роль в развитии тектоносферы флюидов и газов. Последние являются переносчиками и химических соединений, и тепла. Происходит общая дегазация земного шара, необратимо изменяющая его состав.

Важное значение имеет и геохимия радиоактивных элементов — основного источника тепла в недрах Земли.

В настоящее время исследователь вооружен весьма эффективными средствами изучения строения тектоносферы и процессов, происходящих в ней. Следует, однако, иметь в виду, что каждое из этих средств освещает только какую-либо сторону изучаемых явлений. Чтобы получить в достаточной мере цельную картину, необходимо совокупное использование разных методов.

Впрочем, достижения в познании недр Земли все еще очень условны. Хотя многое нам известно, еще больше хранится в глубоких тайниках Земли, которые с чрезвычайной неохотой открываются человеку. Каждое новое открытие рождает но-

вые проблемы. Человечеству предстоит еще очень долгий путь к сколько-нибудь удовлетворительному представлению о строении и работе огромной и сложнейшей тепловой машины — Земли.

## СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Существуют два основных типа тектоносферы: континентальный и океанический. Наиболее существенные различия между ними наблюдаются в строении и составе коры [7, 8, 14, 19, 84, 85].

**Континентальная кора.** Земная кора континентального типа имеет среднюю толщину около 40 км (20—70 км). При этом наблюдается общая связь толщины коры с рельефом — как правило, кора толще под возвышенностями и тоньше под равнинами и впадинами. Так, максимальная толщина коры известна под Памиром и Андами, минимальная — под Венгерской впадиной и под рифтами (например, под Байкальским рифтом). Эта закономерность соответствует изостатическому состоянию коры.

В то же время данная закономерность есть часть значительно более общей закономерности: мощность коры от краев континента к его центральным областям увеличивается. Это становится очевидным, если сравнить тектонические зоны одного типа (например, платформы) во внутренних частях континента и на его окраинах. Во внутренних областях Восточно-Европейской и Сибирской платформ мощность коры достигает 50 км. По направлению к Северному Ледовитому океану она уменьшается до 35 км. Она уменьшается и по направлению к Атлантическому океану: в Западной Европе на молодой эпигерцинской платформе мощность коры не превышает 35 км, а на прилегающих шельфовых областях падает до 15 км. К аналогичному выводу приводит и сравнение толщины коры в зонах новейшего горообразования, т. е. повышенной ее толщины. Под Памиром мощность коры достигает 70 км, в горных областях внутренних частей континентов (Тянь-Шань, Кавказ, Альпы и др.) — 55 км. На Дальневосточной периферии континента (Сихотэ-Алинь, Камчатка, Япония) под высокими горами толщина коры не превышает 35 км, т. е. значительно меньше, чем в центральных районах. Она уменьшена и на противоположном краю континента (Скандинавские горы — 40—45 км). Всюду под морскими шельфами, окружающими континент, толщина коры уменьшается до 20 км. А на континентальных склонах, там, где глубина моря достигает 3 км, континентальная кора полностью выклинивается и замещается корой океанической (рис. 3 и 4).

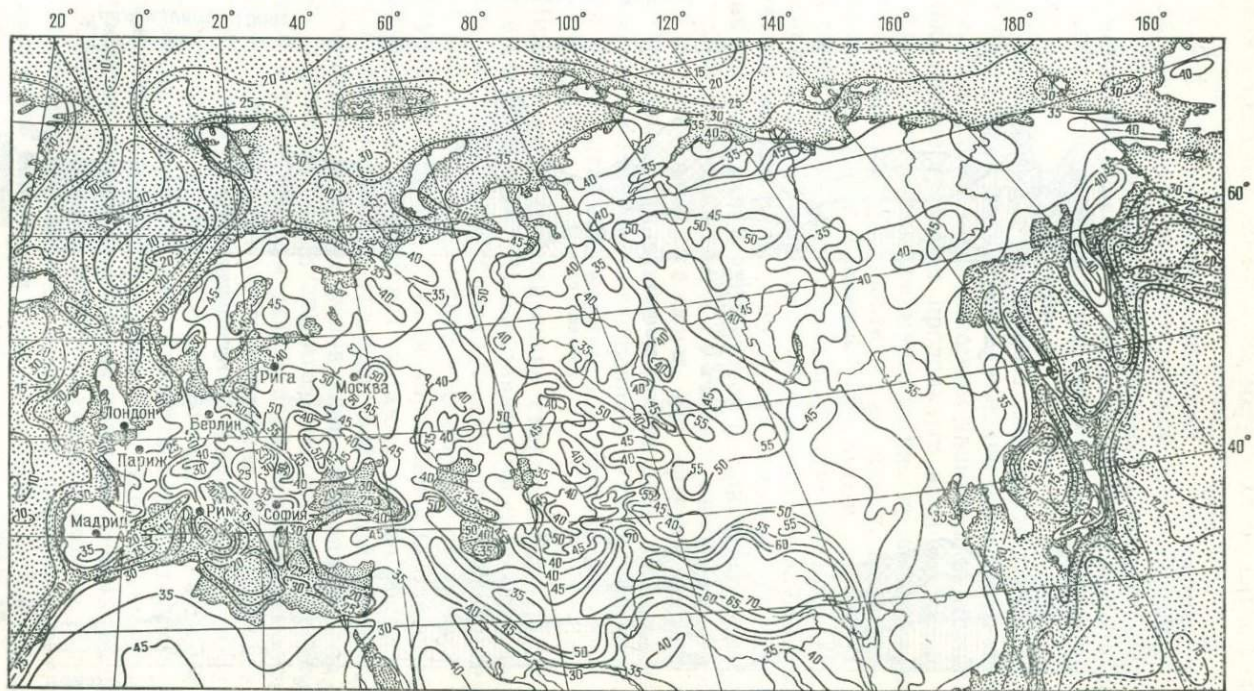


Рис. 3. Толщина коры Евразии (в км; по Н. Я. Куницу)

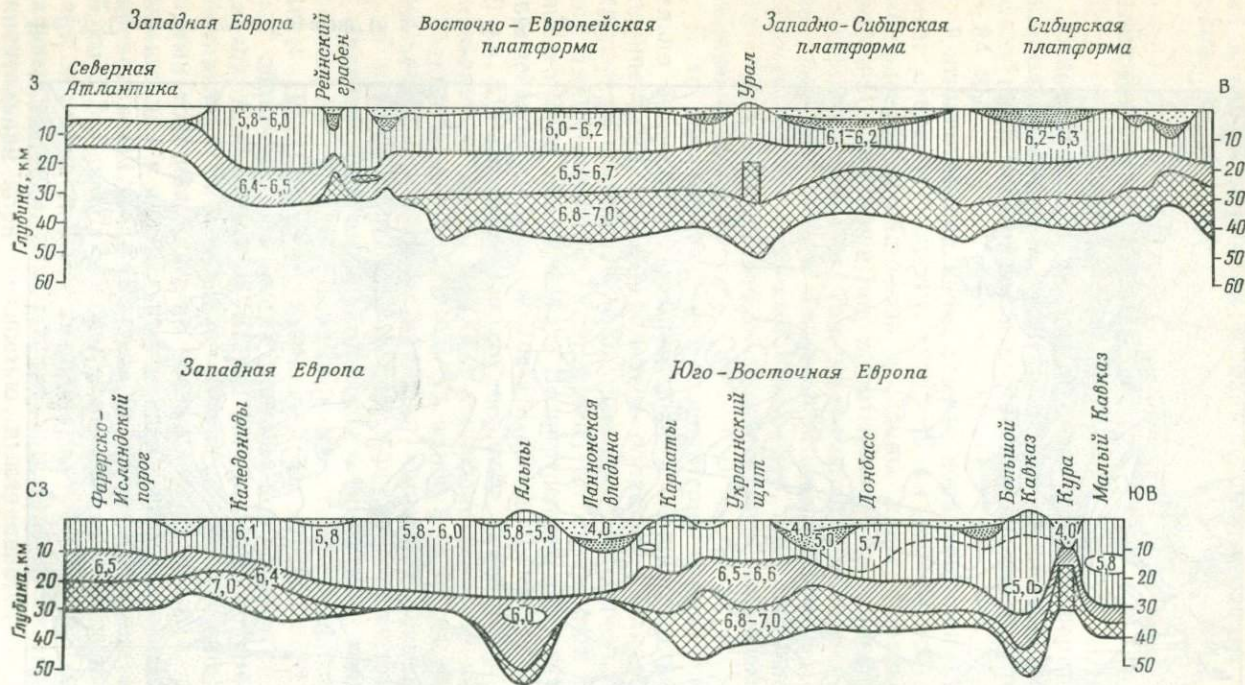


Рис. 4. Профили ГСЗ через земную кору от Атлантического океана до центральных областей Евразии (по Н. И. Павленковой, 1984).

Здесь и далее на рисунках цифры на разрезе — значения  $V_p$  (в км/с)

Континентальная кора разделяется на верхнюю и нижнюю. Верхняя доступна, по крайней мере в значительной части, геологическим методам, нижняя может изучаться только геофизическими и геохимическими методами.

На поверхности континентальной коры залегает осадочный слой, имеющий прерывистое и неравномерное распространение. Его мощность меняется от 0 до 20 км (может быть, несколько больше), в среднем по поверхности всех континентов — около 3 км.

Фундаментом для осадочного слоя служит «консолидированная» часть коры, которая традиционно называется «гранитным» слоем. Этот слой по сейсмическим данным характеризуется скоростью распространения продольных волн от 5,0 до 6,5 км/с. Состав слоя известен преимущественно по выходам на поверхность на древних кристаллических щитах. Последние приблизительно на 50 % сложены гранитами, на 40 % гнейсами и другими метаморфическими породами амфиболитовой фации метаморфизма, а также слабометаморфизованными кварцитами и филлитами, на 10 % — породами основными и метаморфическими гранулитовой и эклогитовой фаций. Правильнее называть этот слой не гранитным, а гранито-гнейсовым или гранито-метаморфическим. Его средний состав, вероятно, несколько кислее андезитов и может быть представлен смесью андезитов и риолитов в отношении 3 : 1 [136]. При средней мощности континентальной коры 40 км толщина гранито-гнейсового слоя 15—20 км.

Нижняя кора (сейсмические скорости 6,5—7,4 км/с) была в свое время названа «базальтовым» слоем, потому что сейсмические скорости в ней близки к скоростям в базальтах. Но базальт как порода в этом слое, несомненно, отсутствует. Судя по совокупности данных, нижняя кора сложена основными интрузивными породами (габбро), а также метаморфическими породами амфиболитовой и гранулитовой фаций. Вероятно, в ней присутствуют также внедрения ультраосновных пород (перидотитов, пироксенитов), в значительной степени серпентинизированных, а также породы эклогитовой фации метаморфизма. По среднему химическому составу нижняя кора близка к базальтам, что отчасти оправдывает ее традиционное название. Однако правильнее называть ее гранулит-базитовым слоем.

Граница между верхней и нижней корой получила название сейсмического раздела Конрада (К). Здесь в типичном случае наблюдается скачкообразное повышение сейсмических скоростей. Однако далеко не везде эта граница выражена с достаточной четкостью. Во многих местах предпочтительнее говорить о постепенном переходе от одного слоя к другому («градиентная модель» коры). Некоторые исследователи предпочитают делить кору не на два, а на три слоя с различными сейсмиче-

скими скоростями: первый — до 6,4 км/с, второй — 6,5—6,7 км/с, третий — 6,8—7,4 км/с. В этих случаях можно говорить о двух разделах в коре:  $K_1$  и  $K_2$ . Принимая трехчленное деление, можно приближенно считать, что верхний слой имеет в среднем кислый состав, средний слой — средний (андезитовый), а нижний — основной. Можно полагать, что средний состав континентальной земной коры в целом может быть отражен отношением между базальтами, андезитами и риолитами в пропорции 6 : 3 : 1 (т. е. он несколько более основной, чем у средних горных пород).

Для вещества континентальной земной коры весьма характерно чрезвычайно сильное обогащение «некогерентными» («несоответствующими») элементами: щелочными — K, Na, Rb, Cs; щелочноземельными — Sr, Ba; радиоактивными — U, Th; редкоземельными с большими радиусами ионов. Очень высокое содержание этих элементов указывает на то, что они не могли быть экстрагированы из ультраосновной мантии путем простого селективного плавления. Их вынос из мантии должен был осуществляться с помощью газовых флюидов, среди которых первое место принадлежит водороду. Отсюда следует, что в формировании континентальной коры существенную роль играла дегазация мантии. Это подтверждается тем, что богатые некогерентными элементами, преобладающие на континентах щелочные и известково-щелочные магмы богаты летучими и их выделение на поверхность сопровождается взрывными эффектами.

«Когерентными» элементами, выделение которых из мантии в кору сопровождает селективное плавление, являются Ti, Zr, Nb, Ta, V, Cr, Ni.

Содержание воды в породах континентальной коры закономерно уменьшается сверху вниз. В осадочных породах оно может достигать десятков процентов, в породах гранито-гнейсового слоя составляет несколько процентов, а породы гранулит-базитового слоя можно считать практически сухими. Магматические породы на континентах принадлежат преимущественно либо к щелочному, либо к известково-щелочному типу.

Средняя плотность континентальной коры 2,8 г/см<sup>3</sup>, хотя в ряде случаев она может быть несколько больше.

Принимаемая тем или иным исследователем «модель» континентальной коры во многом зависит от методики обработки первичных сейсмических данных. Однако не подвергается сомнению тот факт, что строение коры крайне неоднородно. Меняются не только общая мощность коры, но и толщина отдельных слоев, уровни границ между ними, сейсмические скорости. Изменения эти происходят в некоторых зонах настолько быстро, что следует говорить о глыбовой структуре коры. Она разделена разломами на глыбы, каждая из которых обладает своими

особенностями строения. Размеры таких глыб разные. Существует, по-видимому, целая иерархия глыб («геоблоков»), начинающая с блоков размером в тысячи километров и кончающаяся глыбами размером в сотни и даже десятки метров.

В последнее время все чаще отмечают, что во многих районах внутри континентальной коры существует волновод, т. е. слой с относительно пониженными сейсмическими скоростями (на одну — две десятых долей километра в секунду). Обычно такой волновод располагается на границе между верхней и нижней корой на глубине 10—20 км и имеет толщину 5—10 км [78, 85]. Природа корового волновода не совсем ясна. Предполагается, что это зоны (или линзы) сильно трещиноватых и обводненных пород. Такое предположение косвенно подтверждается тем, что сверхглубокая Кольская скважина обнаружила в метаморфических породах древнего протерозоя на глубине 6—9 км многочисленные трещины и пустоты [43].

В континентальной земной коре температура с глубиной возрастает. Как уже говорилось, разные геотермические градиенты при мало меняющейся теплопроводности пород указывают на различную величину теплового потока из недр Земли к поверхности. В соответствии с этим, меняются и температуры в земной коре [116, 128]. В подошве последней в местах проявления спокойного платформенного эндогенного режима температура едва ли превышает 600° С, тогда как в зонах молодого горообразования и вулканизма, т. е. в областях «возбужденных» эндогенных режимов, она может достигать 1200° С [23]. Реперами для определения тех температур, которые во время проявления соответствующих метаморфических или магматических процессов существовали в коре, могут служить: метаморфизм зеленосланцевой фации (около 300—400° С), метаморфизм амфиболитовой фации (около 500—600° С), метаморфизм гранулитовой фации (около 700° С), гранитизация при давлении  $H_2O$ , равном литостатическому (около 650° С). Локально внедряющиеся из мантии интрузии и эффузии могут повысить в верхних слоях коры температуру до 1200° С [29].

С глубиной растет всестороннее давление. Если принять плотность континентальной коры в среднем 2,8 г/см<sup>3</sup>, то при толщине коры 40 км в ее основании давление достигает приблизительно 1 ГПа. Все указанные температуры и давления вполне доступны для восстановления в лабораторной обстановке, что позволяет экспериментально изучать свойства минералов и горных пород в обстановке разных уровней континентальной коры.

Континентальная кора вмещает огромное разнообразие структурных форм, образованных тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами.

**Океаническая кора.** Кора океанического типа резко отличается от континентальной как толщиной, так и составом.

Твердая океаническая кора имеет обычно толщину 6—7 км. Но часто к океанической коре причисляют и слой воды, который необходимо учитывать, например, при определении изостатического состояния коры. Принимая среднюю толщину водного покрова равной 5 км, определим типичную глубину подошвы коры в 11—12 км. Толщина коры, однако, не везде одинакова. Она возрастает до 20 км под океаническими островами, подводными хребтами и «микроконтинентами» (платообразными поднятиями на дне океана). Под глубоководными желобами, окаймляющими Тихий океан, она, наоборот, на несколько километров тоньше.

Верхний слой океанической коры, называемый первым, — осадочный слой. Он очень тонок, в открытом океане его толщина всего несколько сотен метров. Осадки, состоящие из различных илов, находятся в рыхлом состоянии и залегают преимущественно чрезвычайно спокойно.

Под осадками находится второй слой. Состав его однообразен. Практически повсеместно он сложен базальтами с шаровой отдельностью. Некоторые глубоководные скважины обнаружили в базальтах тонкие прослои известковых илов. Мощность базальтового слоя в типичных случаях, судя по сейсмическим данным, 1,5—2,5 км. Скорость продольных волн 5,0—5,5 км/с.

Ниже находится третий слой, который называется также «океаническим». Его состав известен лишь по небольшим выходам в стенках глубоких разломов в дне океана, откуда драгой, опущенной с исследовательских судов, извлекались горные породы: габбро, амфиболиты, серпентиниты, ультраосновные породы. Сейсмические скорости в третьем слое составляют 6,5—7,0 км/с. Его обычная толщина около 5 км. Она максимальна в отдалении от срединных хребтов и уменьшается по мере приближения к ним, где третий слой замещается более мощным вторым слоем. Это замещение, вероятно, представляет собой не столько результат изменения вещественного состава, сколько эффект влияния температуры на сейсмические скорости, поскольку идентификация слоев основана только на сейсмических скоростях. Давление в основании океанической коры не превышает 0,2 ГПа. Температура на разделе Мохо, вероятно, не выше 200 °С, но повышается в срединных океанических хребтах до температуры плавления базальта (около 1200 °С).

Второй и третий слои образуют то, что можно назвать фундаментом океанической коры. Он сложен, следовательно, основными и ультраосновными породами, вулканическими вверху и интрузивными внизу. Гранито-гнейсовый слой в океанической коре отсутствует. В составе океанической коры нет и того разнообразия метаморфических пород, которое наблюдается в коре континентального типа. Встречаются лишь проявления зелено-

сланцевого и слабого амфиболитового метаморфизма по основным породам.

В отличие от континентальной коры, кора океаническая чрезвычайно бедна «некогерентными» элементами. Верхние ее слои сложены толентовыми базальтами, бедными щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами. Эти образования бедны также летучими, их выделение из мантии происходит путем спокойного (без взрывных эффектов) селективного плавления. В океанической коре преобладают когерентные элементы.

Два различных механизма извлечения из мантии вещества коры (дегазация и селективное плавление) приводят к образованию соответственно континентальной и океанической коры.

Щелочные базальты, богатые некогерентными элементами, в океанах встречаются локально, на отдельных островах.

Континентальный и океанический типы земной коры являются крайними. Существуют промежуточные типы. Уже давно были выделены типы субокеанический и субконтинентальный [46]. Субокеаническая кора развита во внутренних и краевых морях там, где их глубина превышает 2 км. Фундамент субокеанической коры вполне сходен с базальтовым фундаментом океанической коры. Отличием является большая мощность рыхлых осадков. Обычно она колеблется от 3 до 6 км, однако в Черном море она возрастает до 15 км, а в южной впадине Каспийского моря — до 20 км.

Субконтинентальная кора характерна для окраин материков и островных дуг, к периферии континентов толщина коры уменьшается. Эта тонкая периферическая кора и выделяется в качестве переходной, субконтинентальной. Ее толщина составляет 15—20 км там, где с океаном граничит континентальная платформа, но возрастает до 35 км под расположенными на окраине континента горными хребтами и под островными дугами. Для субконтинентальной коры характерно также отсутствие четкого раздела Конрада: переход от гранито-гнейсового слоя к гранулит-базитовому в ней постепенен.

Сейчас предложена более сложная классификация (рис. 5, табл. 1), предусматривающая выделение шести типов коры и ряда ее подтипов [14].

Земная кора отделяется от верхней мантии хорошо выраженным сейсмическим разделом (раздел Мохоровичича, или раздел Мохо, или М), на котором сейсмические скорости резко возрастают: в основании коры они не превышают 7,2 км/с, а в кровле мантии обычно составляют 8,1—8,2 км/с.

Новейшие детальные сейсмические исследования методом отраженных волн показали, что раздел Мохо нельзя представлять в виде единой поверхности. Это — зона толщиной в несколько километров, состоящая из переслаивания более плотного и

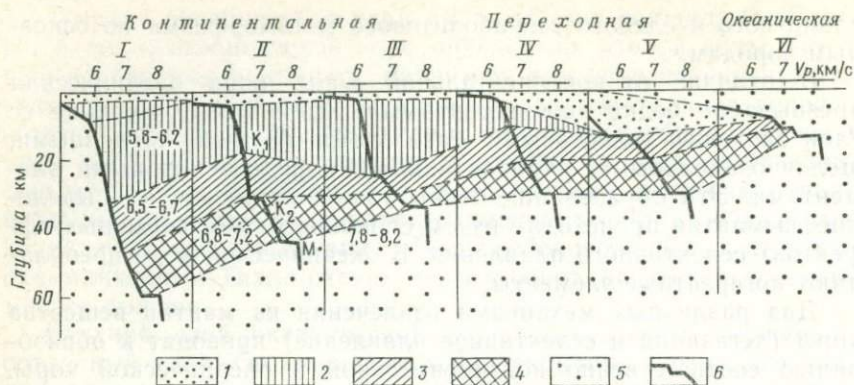


Рис. 5. Типы земной коры (I—VI; по В. В. Белоусову и Н. И. Павленковой, 1985):

1—5 — слои с различным значением  $V_p$ , км/с (1 — <5,8; 2 — 5,8—6,2; 3 — 6,5—6,7; 4 — 6,8—7,2; 5 — >7,2); 6 — типичные скоростные разрезы.  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $M$  — основные сейсмические границы

менее плотного материала. Возможно, что в этой зоне переслаивается вещество коры и мантии.

Верхняя часть верхней мантии, как правило, твердая. Хотя обычно в кровле мантии сейсмические скорости составляют 8,1—8,2 км/с, местами наблюдается так называемая «аномальная» мантия, отличающаяся значительно меньшими скоростями в ее кровле (7,9—7,6 км/с). Наблюдается связь такой «аномальной» мантии с зонами современной или геологически недавней тектоно-магматической активности и высоких тепловых потоков. Например, низкие скорости в кровле мантии наблюдаются под современными рифтовыми структурами, под зонами новейшего горообразования, под островными дугами и т. п. Эти пониженные скорости свидетельствуют об уменьшенной плотности вещества верхней мантии, возможно, о ее частичном плавлении, что подтверждается совпадением областей «аномальной» мантии с зонами повышенных тепловых потоков.

Представления о вещественном составе верхней мантии являлись в течение нескольких десятилетий предметом дискуссии. В настоящее время по данным выбросов кимберлитовых трубок и вулканов, а также по результатам экспериментальных исследований свойств различных горных пород при высоких давлениях и температурах и по теоретическим соображениям пришли к заключению, что в основном верхняя мантия сложена перидотитом. Наиболее глубинная разность — гранатовые перидотиты — вещество верхней мантии с глубины около 60 км. Они состоят на 40—50 % из оливина, на 30—40 % из ортопироксена, на 10 % из клинопироксена и на 10—15 % из граната. На мень-

ших глубинах преобладают перидотиты шпинелевые и полевошпатовые. Кроме перидотитов в верхней мантии присутствуют эклогиты, образующие, по-видимому, отдельные линзы, а также пироксениты и дуниты. От места к месту состав верхней мантии, несомненно, меняется, но закономерности этих изменений еще неясны.

С глубиной сейсмические скорости в верхней мантии в целом возрастают. В подошве верхней мантии они достигают 9,0 км/с или несколько больше. Однако уже давно существует представление о наличии в тектоносфере размягченного слоя, вещество которого обладает повышенной подвижностью. Впервые предположение о наличии такого слоя было высказано геологом Дж. Баррелом. Он назвал этот слой астеносферой, т. е. «слоем без твердости». Так возникло предположение о разделении тектоносферы на твердую литосферу и подстилающую ее подвижную астеносферу. Предполагается, что в астеносфере происходит выравнивание масс вышележащих глыб литосферы (изостатическая компенсация).

В дальнейшем сейсмологические методы, дающие обобщенное представление о строении верхней мантии, обнаружили в строении последней волновод — слой, в котором наблюдается некоторое уменьшение скорости распространения сейсмических волн. Этот «слой Гутенберга» был предположительно отождествлен с астеносферой Баррела. Сейсмологические данные показывали, что волновод расположен под океаном на глубине около 50 км, а под континентами — на глубине около 100 км и имеет толщину до 250 км.

Было высказано предположение, что причина образования волновода заключается в частичном плавлении вещества верхней мантии. Расчеты показывали, что достаточно расплавить перидотит мантии на несколько процентов, чтобы произошло наблюдаемое снижение сейсмических скоростей. Эта причина тем более вероятна, что при частичном плавлении перидотита из него выплавляется базальт (в результате селективного плавления пироксенов и граната при сохранении оливина в твердом состоянии). Базальт же является наиболее распространенной на поверхности Земли (особенно на океаническом дне) магматической породой мантийного происхождения. Эксперименты и термодинамические расчеты показывали, что на глубине около 400 км частичное плавление должно прекратиться и глубже вещество снова должно быть в твердом состоянии.

Эти схематические представления в дальнейшем стали уточняться. Были обнаружены значительные неоднородности в распределении волновода. И под континентами и под океанами выявлены зоны и области с волноводом разной мощности и разной глубины залегания. При этом выяснилась прямая качественная связь степени выраженности волновода и близости его

## Типы земной коры (по В. В. Белоусову и Н. И. Павленковой)

Тип и подтип земной коры	Основные параметры моделей						Регион
	Мощность коры $H_M$ , км	Время $t_0^M$ , с	Средняя скорость в консолидированной коре $\bar{V}$ , км/с	Мощность слоя со скоростью около 6 км/с $h$ , км	Мощность осадков со скоростями менее 6 км/с. км	Время $t_{of}$ , с	
<i>Континентальная кора</i>							
I. Толстая	45—70	8—12	6,2—6,6	15	0—5	0—2	Альпы, Кавказ, Памир Тянь-Шань Урал, Скалистые горы
Ia. Низкоскоростная	55—70	10—12	6,2—6,3	20—30	3—5	1—2	
Iб. Нормальная	45—55	8—10	6,4—6,5	15—25	0—2	0—1	
Iв. Высокоскоростная	45—55	8—9	6,6—6,7	10—15	0—1	0—1	
II. Нормальная	35—50	7—8	6,4—6,6	10	0—4	0—1	
IIa. Низкоскоростная	35—40	7—8	6,4	10	0—4	0—1	
IIб. Нормальная	40—35	7—8	6,5	10	0—4	0—1	Скифская плита, Западно-Сибирская платформа Восточно-Европейская, Сибирская и Северо-Американская платформы Блоки Балтийского и Канадского щитов
IIв. Высокоскоростная	35—40	7—8	6,6	10	0—4	0—1	
III. Тонкая	25—35	6—7	6,1—6,3	15	0—3	0—1	
IIIa. Низкоскоростная	25—35	6—7	6,1	15	0—3	0—1	Французский массив Герциниды Западной Европы Чешский массив
IIIб. Нормальная	30—35	6—7	6,1—6,2	15	0—3	0—1	
IIIв. Высокоскоростная	30—35	6—7	6,2—6,3	15	0—3	0—1	
IV. «Микроконтиненты»	15—30	5—7	6,4—6,7	10	0—2	0—1	Шотландия, Камчатка Шетландские о-ва
IVa. Низкоскоростная толстая	25—30	5—7	6,4—6,5	8—12	0—2	0—1	

IVб. Высокоскоростная тонкая	15—25	5—7	6,5—6,7	4—7	0—2	0—1	Плато Роккол, Фареро-Исландский порог, хр. Броккен
<i>Переходная кора</i>							
V. Глубокие прогибы	15—40	5—13	6,3—6,8	0—5	5—20	2—8	Западно-Сибирская плита, Чу-Сарысуйская впадина Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Виллюйская впадина, Рейнский грабен Впадины Черного и Средиземного морей Ферганская, Южно-Каспийская, Венгерская впадины Тунгусская синеклиза, Донбасс
Vа. Нормальная тонкая	25—40	5—13	6,4—6,5	2—5	4—8	2—3	
Vб. Высокоскоростная толстая	30—35	5—13	6,6—6,7	0—2	10	3—5	
Vв. Высокоскоростная тонкая	15—25	5—13	6,4—6,5	0	10	3—5	
Vг. Низкоскоростная нормальная некомпенсированная	25—40	5—13	6,3—6,5	3—10	10	4—8	
Vд. Высокоскоростная нормальная	35—40	5—13	6,4—6,6	3—10	8	2—3	
<i>Океаническая кора</i>							
VI. Океаническая	4—15	1—2	6,6—7,0	0	0—2	0—1	Срединные хребты, абиссальные впадины Атлантического океана, восточные области Тихого океана Впадины западных областей Тихого океана Океанические поднятия
VIа. Тонкая	4—6	1—2	6,6—7,0	0	0—2	0—1	
VIб. Средняя	7—10	1—2	6,6—7,0	0	0—2	0—1	
VIв. Толстая	10—15	1—2	6,6—7,0	0	0—2	0—1	

к поверхности со степенью «возбужденности» эндогенного режима — современного или геологически недавнего прошлого. Так, волновод хорошо выражен, имеет толщину до 200 км и начинается почти непосредственно под корой в зонах современных рифтов как океанических (срединно-океанические хребты), так и континентальных. Волновод хорошо выражен на глубинах от 80 до 200 км в зонах новейшего горообразования и современного вулканизма. В то же время существование волновода под наиболее спокойными областями континентов — кристаллическими щитами — и под океаническими котловинами не подтверждается или сомнительно (рис. 6, 7).

На схеме строения континентальной литосферы по данным поверхностных волн (рис. 8) видно, что литосфера утолщается вплоть до предела достижимости данного метода (до 200 км и более) под щитами и становится значительно тоньше в связи с развитием астеносферы под подвижными зонами (Средиземноморье, Центральная Америка, Анды и др.).

В последнее время в связи с совершенствованием методов изучения недр Земли и повышенном детальности получаемых данных положение в этом вопросе еще более осложнилось.

Помимо сейсмологических методов вступили в действие методы глубинного сейсмического зондирования и магнитотеллурический. Особенно интересен последний, поскольку по величине электропроводности он позволяет выявлять в глубине Земли слои, содержащие жидкость, в том числе расплав. По степени проводимости можно определить и степень расплавления. В то же время оказалось, что сплошь и рядом разные методы приводят к разным результатам. Например, в океанических котловинах магнитотеллурический метод определил положение зоны возможного частичного плавления вещества мантии на глубине 60—70 км, а сейсмологический волновод, рассчитанный по поверхностным волнам, находится на глубине 100 км. Для древних кристаллических щитов магнитотеллурический метод показывает полное отсутствие зоны плавления, тогда как некоторые сейсмические данные свидетельствуют о том, что под щитами на глубине 80—100 км вещество становится пластичным, его гетерогенность и «добротность» падают, что можно толковать как результат размягчения материала, не достигающего, однако, до плавления.

Таким образом, можно говорить об астеносфере сейсмологической, сейсмической, магнитотеллурической. К этому перечню можно прибавить астеносферу гравиметрическую, рассматриваемую как зону, где происходит изостатическое выравнивание давления массы блоков литосферы, и астеносферу расчетную, глубина которой совпадает с расчетным солидусом перидотита в данных термодинамических условиях. Эти разные астеносферы могут друг с другом совпадать, но могут и не совпадать.

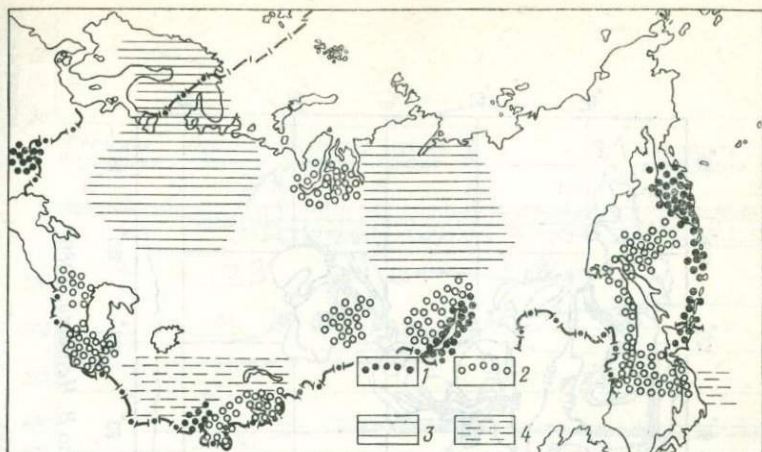


Рис. 6. Схема распространения астеносферы в верхней мантии по данным сейсмических и магнитотеллурических исследований (по В. З. Рябому, 1985): 1, 2 — области, где развита частично расплавленная астеносфера; 3, 4 — области, где астеносфера отсутствует; 1, 3 — достоверные данные; 2, 4 — недостоверные данные

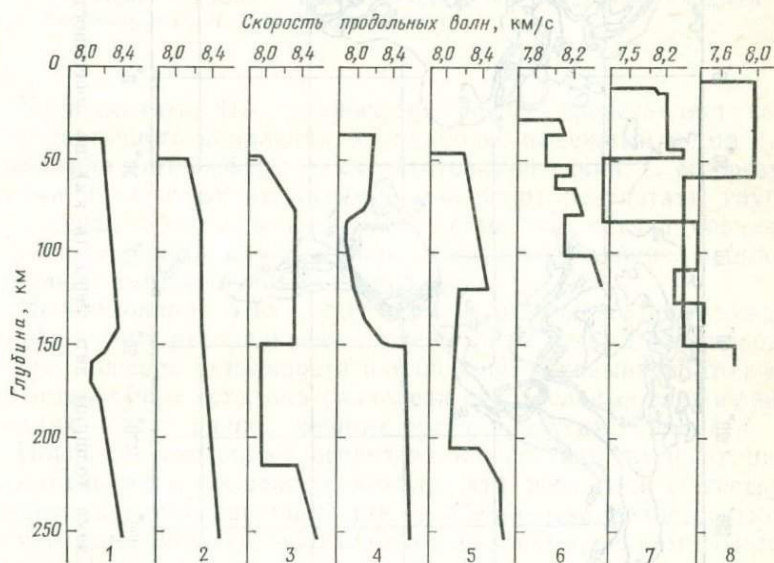


Рис. 7. Сейсмические разрезы для областей различных эндогенных режимов (по Н. И. Павленковой, 1985):

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Канадская платформа; 3 — Центральные (платформенные) районы США; 4 — Западные («возбужденные») районы США; 5 — Западные («возбужденные») районы Канады; 6 — Западная Европа; 7 — Тихий океан; 8 — Атлантический океан

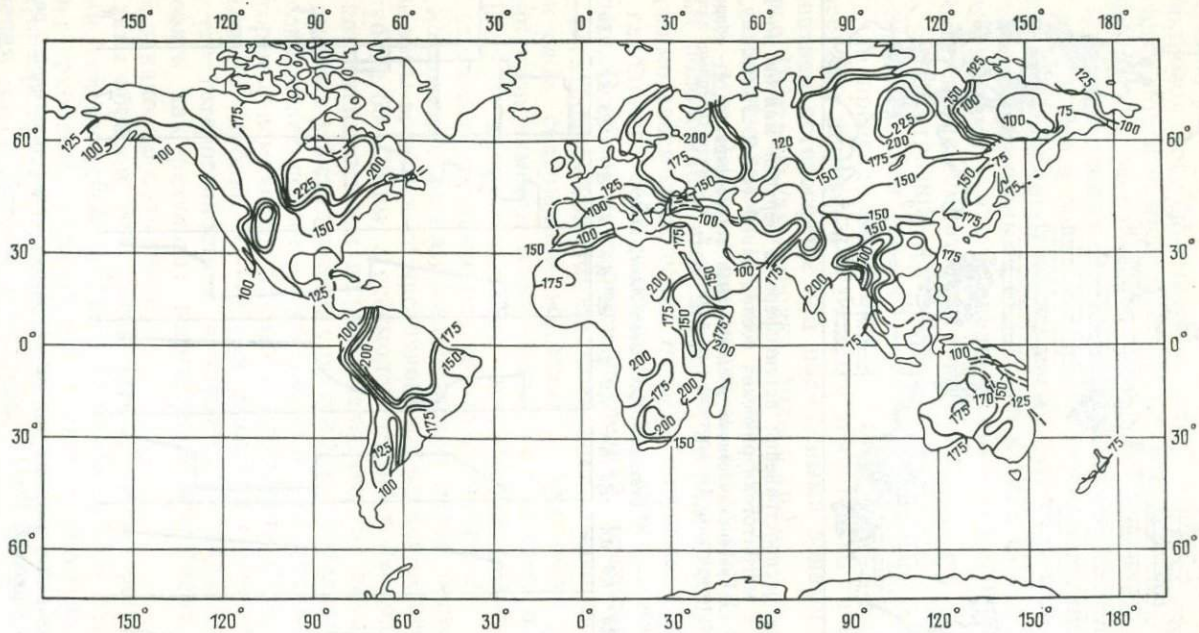


Рис. 8. Схема толщины литосферы (в км) по поверхностным волнам (по В. Чермаку, 1986)

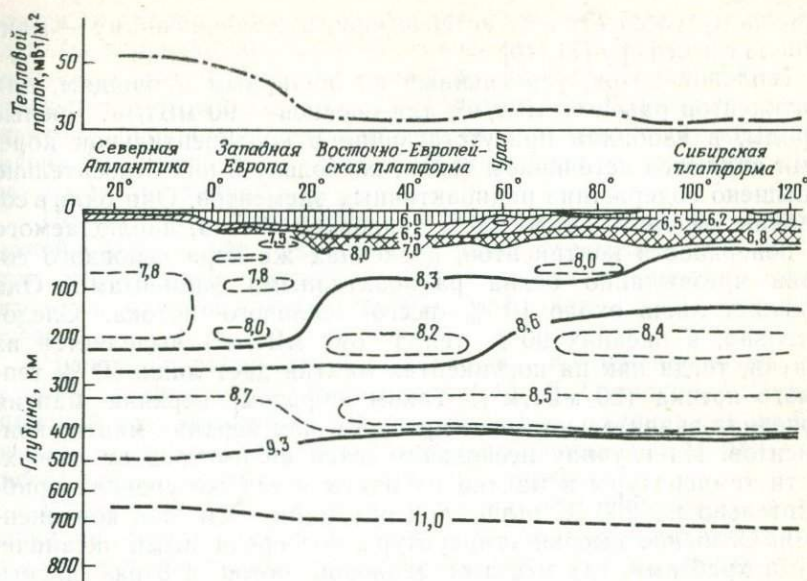


Рис. 9. Схема строения верхней мантии под Западной Евразией (по А. В. Егоркину и Н. И. Павленковой, 1981)

Если считать, что астеносфера всюду представляет собой зону частичного плавления, то наиболее надежный метод идентификации астеносферы — магнитотеллурический. С его результатами в значительной степени совпадают результаты глубинного сейсмического зондирования. Эти два метода совместно и должны давать нам сведения о наличии, глубине, мощности и степени выраженности астеносферы.

Использование этих двух методов не только подтверждает тот факт, что распределение астеносферы весьма неоднородно, но при большей детальности наблюдений показывает, что и там, где астеносфера есть, она разделена на отдельные слои и линзы, в одних местах расположенные густо, в других редко (рис. 9).

Новейшие изотопные исследования состава выделяющихся из мантии магм привели к выводу, что в мантии существуют области как обогащенные, так и обедненные некогерентными элементами. Области, обогащенные щелочами, редкими землями и радиоактивными элементами, находятся преимущественно на большей глубине, а области, обедненные теми же элементами, приближены к поверхности. Вероятно, верхняя мантия разделена на два слоя: обогащенный (нижний) и обедненный (верхний) некогерентными элементами. Глубина раздела между слоями в разных местах может оказаться разной. Иногда к обо-

гашенному слою относят астеносферу, а к обедненному — мантийную литосферу [11, 40].

Тепловой поток, усредненный по обширным площадям, для континентов равен  $60 \text{ мВт/м}^2$ , для океанов —  $90 \text{ мВт/м}^2$ . Кислые породы, в изобилии присутствующие в континентальной коре, сами являются источником тепла, поскольку в них относительно повышено содержание радиоактивных элементов. Они одни в состоянии выделять около 50 % теплового потока, наблюдаемого на поверхности континентов, в океанах же кора основного состава чрезвычайно бедна радиоактивными элементами. Она выделяет лишь около 10 % всего теплового потока. Следовательно, в океанах 90 % тепла ( $80 \text{ мВт/м}^2$ ) выделяется из мантии, тогда как на континентах мантия дает лишь 50 % теплового потока ( $30 \text{ мВт/м}^2$ ). Таким образом, верхняя мантия в океанах значительно более прогрета, чем верхняя мантия континентов. На глубину нескольких сотен километров от поверхности температуры в мантии на одних и тех же уровнях приблизительно на  $200^\circ\text{C}$  выше под океанами, чем под континентами. Особенно высоки температуры под срединными океаническими хребтами, где местами тепловой поток в 8 раз превышает нормальный.

## СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Строение тектоносферы и изменения ее строения определяются движением вещества, его фазовыми переходами, магматизмом и метаморфизмом. В свете современных данных можно рассматривать эти процессы в масштабе всей тектоносферы, т. е. не только в коре, но и в верхней мантии. Однако чем глубже они происходят, тем все обобщенней они нам представляются.

Традиционно главное внимание обращают на те процессы, которые связаны с механическим движением вещества земной коры, т. е. на тектонические движения. Наряду с термином «тектонические движения» употребляют термины «тектонические деформации» или «тектонические дислокации».

В конце XIX в. Дж. Гильбертом было введено разделение тектонических движений на эпейрогенические (эпейрогенез) и орогенические (орогенез). Эти понятия были уточнены Г. Штилле в начале XX в. По определению Г. Штилле, эпейрогенические движения выражаются в медленных поднятиях и опусканиях крупных участков земной коры без заметных деформаций внутри движущихся блоков. Орогенические движения представляют собой смятие слоев в складки или образование в них разрывов с дальнейшим относительным смещением крыльев последних.

Неоднократно отмечалось, что эти термины устарели. Орогенез, что в переводе означает горообразование, в действитель-

ности, к образованию гор не ведет. Горы образуются при медленных вертикальных (эпейрогенических) движениях, когда образуемая ими выпуклость земной поверхности подвергается расчленению эрозией. Эпейрогенез обозначает «образование континентов». Однако вертикальные движения происходят не только вверх, но и вниз, т. е. приводят к образованию не только суши, но и морских впадин.

Позже был предложен (В. Саломон — Кальви) термин «эпейрофорез», что буквально означает перемещение континентов. Этот термин сейчас употребляется для обозначения любых крупных горизонтальных перемещений блоков коры или литосферы.

Несколько ранее Дж. Гильберта и одновременно с ним ряд русских ученых (Н. А. Головкинский, А. Д. Озерский, А. П. Карпинский) те движения, которые на западе именовали эпейрогеническими, называли «колебательными движениями» или «волнообразными колебаниями» земной поверхности.

Широко распространена упрощенная классификация, разделяющая тектонические движения на вертикальные (радиальные) и горизонтальные (тангенциальные). Но во многих структурообразующих процессах проявляются совместно и вертикальные, и горизонтальные перемещения вещества.

Впервые более широкий взгляд на структурообразующие процессы мы находим у М. М. Тетяева [117]. Он рассматривал отдельные проявления таких процессов как формы проявления единого и более общего процесса геотектогенеза, определяемого общими закономерностями развития земной коры. Именно объединение всего разнообразия структурообразующих явлений в одну систему составляет центральную идею М. М. Тетяева. Он выделил колебательную, складчатую и магматическую формы геотектогенеза, а также «макроколебания» (вертикальные движения особенно большой амплитуды, происходящие по разломам). Сейчас мы назвали бы эти последние движения орогеническими (горообразовательными). Специально подчеркнем, что М. М. Тетяев выделял магматизм в качестве одного из структурообразующих факторов.

В. Е. Хаин в своей классификации связал отдельные структурообразующие процессы с разными глубинами земного шара [127]. Он выделил процессы: экзотектонические, происходящие на самой поверхности Земли и вызванные экзогенными причинами; поверхностные, источник которых находится в осадочном слое коры (например, соляные диапиры); коровые — развивающиеся в связи с явлениями, происходящими в консолидированной части коры; глубинные — происходящие в верхней мантии; сверхглубинные — вызванные явлениями в нижней мантии и ядре Земли.

Нам кажется, что из этой классификации следует исключить

экзотектонические и сверхглубинные процессы — и те и другие находятся за пределами задач и предмета геотектоники. Остаются процессы поверхностные, коровые и глубинные, т. е. происходящие в тектоносфере в разных ее слоях.

Многие процессы не ограничиваются одним слоем тектоносферы, а являются сквозными, охватывая несколько слоев. Поэтому можно разделить структурообразующие процессы на внутрикоровые, общекоровые, внутримантийные и сквозные коромантийные. Не всегда, конечно, такое разделение возможно из-за недостаточности наших знаний, но все же подобная классификация полезна. При этом классификация должна охватывать структурообразующие процессы разной природы: не только собственно тектонические, но и магматические и метаморфические.

Внутрикоровые процессы происходят в каком-либо ограниченном объеме коры (формирование соляных диапировых куполов, анатектическое коровое гранитообразование или образование псевдослоистости в результате метаморфических процессов в глубоких слоях коры), локализованы и не охватывают кору во всю ее толщину.

В общекоровых процессах участвует вся толща коры от поверхности до раздела Мохо (медленные поднятия и опускания коры, охватывающие обширные площади).

Внутримантийные процессы не столько непосредственно наблюдаются, сколько предполагаются. Исключение составляют глубокие землетрясения с очагами в мантии. Разделение верхней мантии на слои и линзы более и менее плотного вещества предположительно является результатом фазовых изменений, а также дифференциации вещества, что связано с его движением. Местами сильно разуплотненная астеносфера образует выпуклости, и поверхность ее, проникнув сквозь мантийную литосферу, оказывается под самой подошвой коры. Такие «мантийные диапиры» также можно рассматривать как результат движений вещества мантии.

Примерами сквозных коромантийных процессов являются внедрения в кору магмы, поднимающейся из верхней мантии, или перемешивание материала коры и мантии на их границе.

Конечно, многие внутрикоровые и тем более общекоровые процессы связаны в той или иной степени с мантией (питаются отсюда энергией и материалом), и поэтому большую часть структурообразующих процессов следовало бы отнести к разряду сквозных. Однако наша классификация позволяет отделить наблюдаемые в коре структурные явления от их гипотетических более глубоких причин. Методологически это бывает целесообразно.

Данная классификация позволяет наметить и соподчиненность или взаимозависимость между структурообразующими

процессами. Как правило, более частные процессы в той или иной мере подчинены более общим: внутрикоровые — общекоровым, последние — сквозным.

## Глава II

### МЕДЛЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ (КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ) ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Уже в глубокой древности человек отмечал, что граница между сушей и морем не остается неподвижной, что в одних местах море постепенно наступает на сушу, а в других столь же постепенно происходит осушение морского дна. Многие поколения рыбаков и моряков, живших на побережье Скандинавии, например, замечали, что море у берегов мелеет, появляются новые острова, другие острова становятся полуостровами, бухты и гавани, ранее доступные для крупных судов, становятся для них слишком мелкими (рис. 10). А в это же время у берегов Голландии наблюдалось обратное явление: море наступало на сушу и жители должны были возводить плотины для защиты своих земель от наступающего моря.

То, что в одних местах море отступает, а в других наступает на сушу, указывает на то, что причина этих явлений не в изменении уровня моря, а в вертикальных движениях самой твердой земной коры, которая в одних местах поднимается, а в других опускается.

Значение, которое имеют медленные вертикальные движения земной коры, называемые нами, как это давно принято в русской и советской литературе, также колебательными движениями, видно из того, что эти движения происходят повсеместно и происходили непрерывно и повсеместно в течение всей геологической истории, как о том свидетельствуют геологические данные. Повсеместность и непрерывность делают колебательные движения процессом, на фоне которого происходят другие, более локальные и ограниченные во времени тектонические процессы.

Колебательные движения земной коры изучают разными методами. Выбор методов в основном зависит от того, изучаем ли мы движения современные, происходящие на наших глазах, или движения, происходившие в последледниковую эпоху, или движения, которые развивались в течение всего неогена и продолжались в антропогене, или, наконец, движения более ранние (донеогеновые). Различие методов изучения колебательных движений обусловлено тем, что в зависимости от того, когда эти движения развивались, они оставляли разные следы в рельефе и строении земной коры.

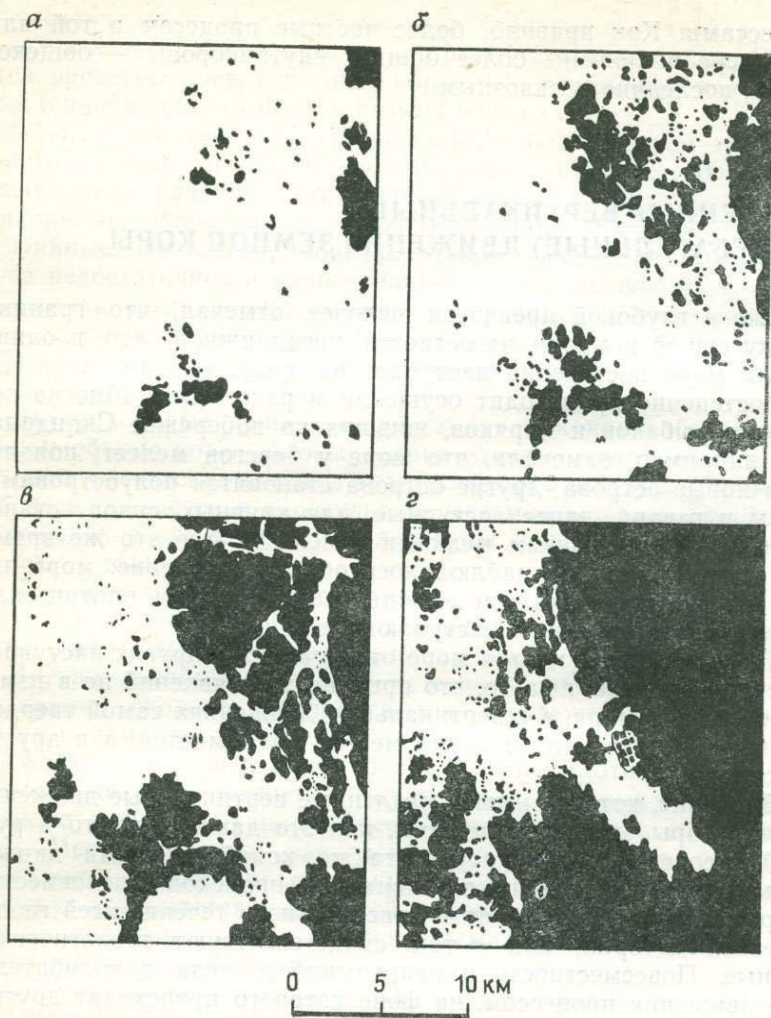


Рис. 10. Карты района Васа (Финляндия, Ботнический залив) в различные эпохи, составленные на основе современной топографической карты (по А. А. Никонову, 1979).

Карты соотношения суши (черное) и моря (белое): А — IV в.; Б — IX в.; В — XIV в.; Г — настоящее время

Вертикальные движения, происходящие сейчас или происходившие в историческое время, могут изучаться методами геодезическими или историческими. Движения, развивавшиеся в течение послеледниковой эпохи (голоцена), т. е. на протяжении по-

следних 10 тыс. лет, изучаются методами археологическими и геоморфологическими. Вертикальные движения, охватившие весь неоген и антропоген, обусловили наблюдаемый сейчас рельеф поверхности континентов. Поэтому главный метод их изучения — геоморфологический. Используют также и геологический метод: изучение тех осадочных толщ, которые в неогене и антропогене накопились в областях прогибания земной коры. Более древние (донеогеновые) движения изучают уже полностью геологическими методами.

Исходя главным образом из методических соображений, удобно разделить колебательные движения на современные (наблюдаемые сейчас и в течение исторического периода), молодые (голоценовые), новейшие (неоген-антропогеновые) и древние (донеогеновые). Такое разделение условно, поскольку в разных районах Земли «историческая» эпоха имеет разную продолжительность, но все же необходимо. Хотя в основном колебательные движения земной коры отражают эндогенный процесс, связанный с глубинными причинами, на современные и молодые движения оказывают влияние и некоторые другие, внешние (метеорологические, гидрологические и др.) факторы и даже деятельность человека. На развитие новейших движений эти внешние факторы влияют слабо, а на древние движения их влияние не чувствуется вовсе.

## СОВРЕМЕННЫЕ И МОЛОДЫЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Классической областью изучения современных и молодых колебательных движений является Фенноскандия [62, 77, 79], в которой происходит поднятие земной коры. Уже в XVII в. вдоль побережья Скандинавии начали устанавливать приборы, отмечавшие изменения уровня моря (футштоки, мареографы). Максимальная скорость поднятия (1 см/год) была зафиксирована в пунктах Питеа и Ратан на побережье Ботнического залива, в его средней и северной частях. По террасам Иольдиева моря, наиболее древние из которых имеют возраст около 9000 лет, и по ленточным глинам озерных бассейнов для всего голоцена была установлена полная картина поднятия Фенноскандии. Поднятие имело сводовый характер с максимумом скорости в районе Ботнического залива (рис. 11). Общая амплитуда поднятия в центре свода за указанное время составила около 250 м. Установлено, что движение носило замедленный характер: 9 тыс. лет назад оно происходило со скоростью 13—8 см/год, 7—6 тыс. лет назад скорость снизилась до 2 см/год, а сейчас она составляет 1 см/год.

В Голландии, где жители уже много веков строят плотины, чтобы защититься от наступающего моря, земная кора опускается сейчас со скоростью 0,5—0,7 см/год.

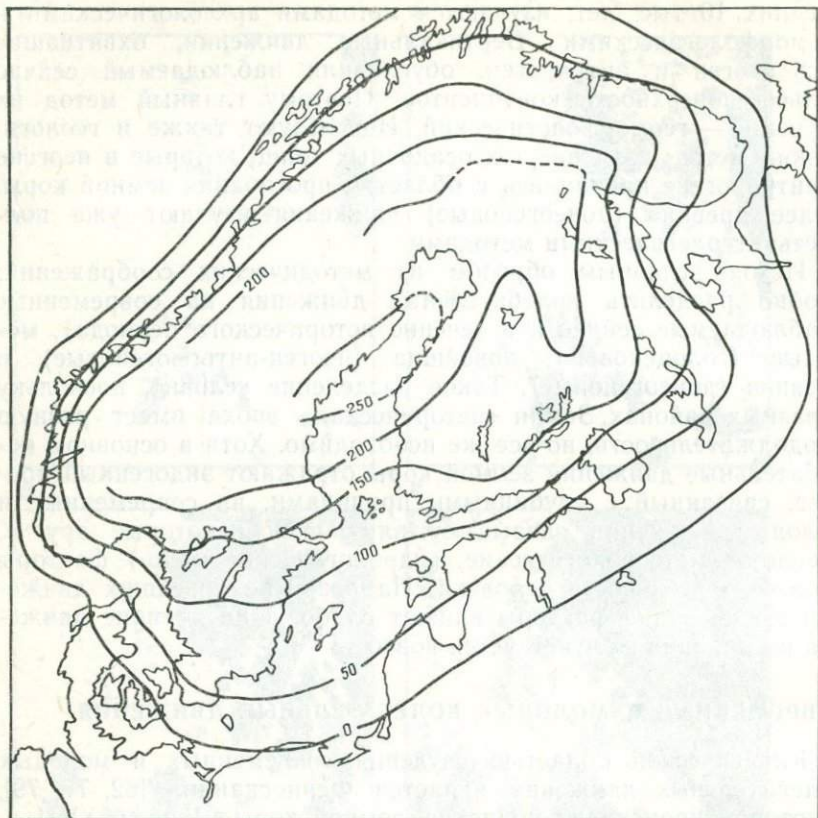


Рис. 11. Карта изоанабаз (в м) Скандинавии и прилегающих областей (по Дж. Хэгбому)

Во многих других местах на морских побережьях также были обнаружены исторические свидетельства подъема или опускания суши относительно уровня моря.

В некоторых случаях за исторический период наблюдалось изменение направления движений суши: они носили колебательный характер с периодом в несколько столетий. Археологические раскопки в Херсоне (Крым) показали, что в античное время пониженные участки здесь периодически (с периодом 5—6 веков) затоплялись морем и снова осушались.

Наклоны земной поверхности, вызываемые современными вертикальными движениями, могут быть измерены по изменению уровня воды на разных берегах крупных озер. Такие наблюдения проведены на севере европейской части СССР на озерах Сегозера и Онежском, а также на Великих озерах Северной

Амери́ки. И там и здесь отмечено повышение уровня воды у южных берегов и понижение у северных. Иначе говоря, вода в озерах как бы переливалась к югу, что указывает на увеличение наклона местности в том же направлении. Для Великих озер рассчитано опускание южных берегов относительно северных на 10 см за 100 лет на расстоянии 100 км.

Самый точный метод изучения современных колебательных движений — геодезический (с помощью футштоков и мареографов, а также повторного нивелирования). Сравнение результатов нивелировок, проведенных по одной и той же линии с некоторым перерывом во времени, позволяет обнаружить изменения в высотном положении отдельных пунктов. Этот метод может применяться в любых районах. Надежные результаты получаются при сравнении нивелировочных ходов, повторенных через 10—20 лет.

Если нивелировки проведены по одной и той же линии не два, а больше раз, то в этом случае могут быть сопоставлены не только первый и последний профили, но и промежуточные. Таким образом могут быть измерены средние скорости движений за разные промежутки времени [62, 63, 79, 109].

Например, при повторных нивелировках по линии Алма-Ата — Иссык-Куль получены следующие результаты:

1952—1964 гг. . . . .	+4 мм/г
1964—1972 гг. . . . .	—12 мм/г
1972—1974 гг. . . . .	+32 мм/г.

Следовательно, средняя скорость движений за весь период с 1952 до 1974 г. равна +0,8 мм/год, а за время с 1964 до 1974 г. она была —3 мм/год. Плюс означает поднятие, минус — опускание. Колебательный характер измеренных движений очевиден.

Повторные нивелировки проводились по многочисленным направлениям в западных, юго-западных и южных районах Европейской части СССР, в Средней Азии, в странах Восточной Европы (рис. 12).

По результатам сравнения нивелировок 1913—1932 гг. с нивелировками 1945—1950 гг. Ю. А. Мещеряковым с сотрудниками была составлена карта современных движений для западных и южных районов европейской части СССР. В 1973 г. была издана карта современных вертикальных движений коры для всей Восточной Европы (рис. 13). На карте видно, что на западе Русской равнины вырисовывается меридиональная Эстонско-Карпатская зона современных поднятий. Другая зона поднятий, занимающая срединное положение, может быть названа Среднерусской. Подмосковный бассейн опускается. Некоторые города поднимаются (Таллин — 2,3 мм/год, Вильнюс — 3,8, Харьков — 3,9, Киев — 0,4), район Донбасса поднимается со

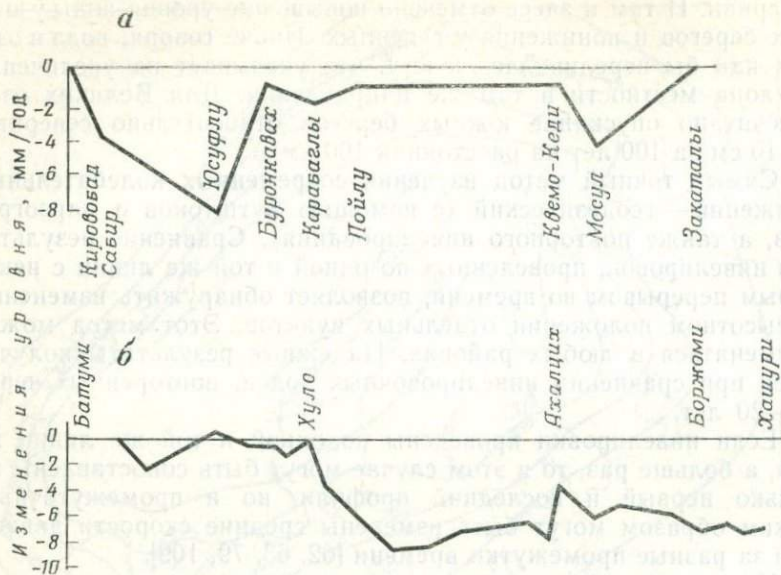


Рис. 12. Нивелировки по линиям *а* — «Кировабад — Закаталы» (1932—1951 гг.) и *б* — «Батуми — Хашури» (1953—1969 гг.)

скоростью 2—6 мм/год (в одной точке была замерена скорость 10,3 мм/год). Среди опускающихся городов Витебск (—1,4 мм/год), Ленинград (—0,4 мм/год). Москва расположена близ нейтральной линии. В Главном Кавказском хребте обнаружено современное поднятие со скоростью до 12—15 мм/год.

Обширные нивелирные работы выполнены в Японии. Выяснилось сложное мозаичное разделение этой страны на участки поднятий и опусканий, имеющие десятки или немногие сотни километров в поперечнике. Скорости движений обычно около 4—5 мм/год.

Измерения современных колебательных движений земной коры в настоящее время проводятся во многих странах по международной программе. Разработка последней и организация исследований в международном масштабе во многом обязаны инициативе советского ученого Ю. А. Мещерякова [63].

Современные колебательные движения происходят на материках повсеместно. Их скорость обычно колеблется, достигая нескольких миллиметров в год (иногда 1 см/год и более). Большие скорости современного поднятия наблюдаются в областях последнего покровного оледенения на Балтийском и Канадском щитах, а также в горных областях, хотя нет систематической значительной разницы между скоростью современных движений в горах и на равнинах.

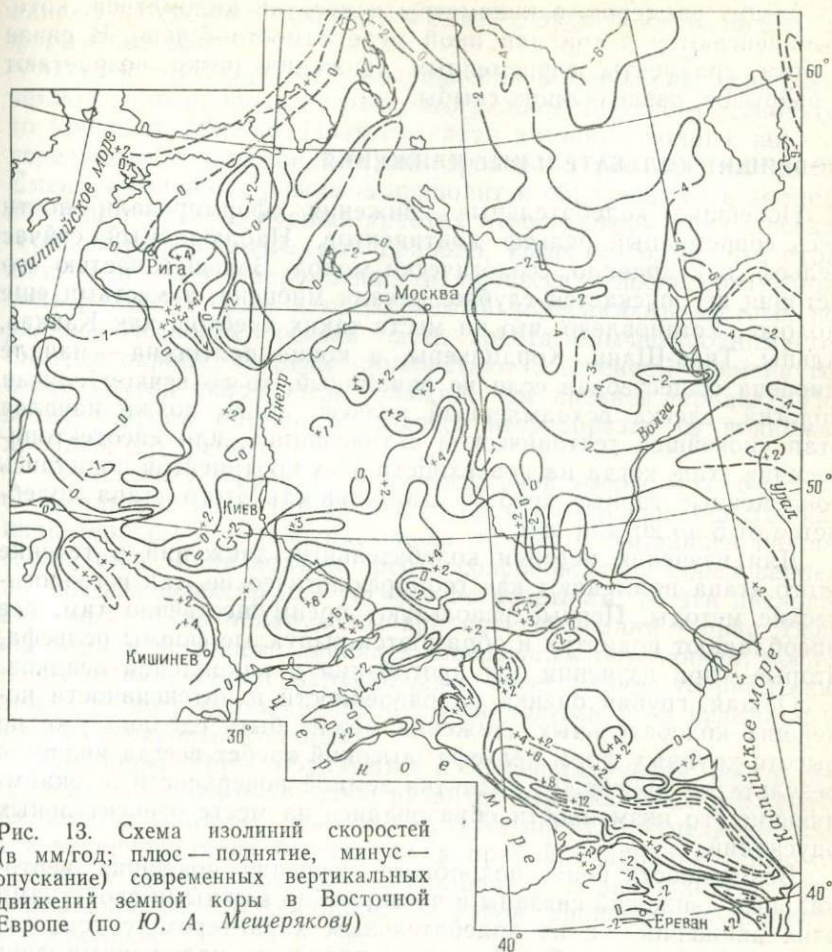


Рис. 13. Схема изолиний скоростей (в мм/год; плюс — поднятие, минус — опускание) современных вертикальных движений земной коры в Восточной Европе (по Ю. А. Мещерякову)

Важный показатель колебательных движений вообще — их градиент, т. е. изменение относительной высоты двух точек, отнесенное к расстоянию между ними и к единице времени:

$$\frac{[\text{Расстояние}]}{[\text{Время}] \times [\text{Расстояние}]} = \frac{1}{[\text{Время}]}, \text{ т. е. } \frac{[t]}{[t] + [t]} = \frac{1}{[t]}.$$

Если в качестве единицы времени принять год, то размерность градиента — год<sup>-1</sup>.

Обычно градиенты современных колебательных движений изменяются от  $2 \cdot 10^{-8}$  до  $5 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>, что соответствует приращению разности высот между точками, расположенными на расстоянии 100 км, на 2—5 мм/год. Однако детальное изучение современных движений указывает на расчленение земной коры

на глыбы размером в километры и десятки километров, которые двигаются в той или иной мере самостоятельно. В связи с этим, градиенты современных движений резко возрастают у разрывов, разделяющих глыбы.

### НОВЕЙШИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Новейшие колебательные движения сформировали почти весь современный рельеф континентов. Наблюдаемый сейчас рельеф, как правило, геологически молод. Большой частью его история не опускается глубже начала миоцена, а местами еще моложе. Установлено, что на месте таких хребтов, как Кавказ, Альпы, Тянь-Шань, Кордильеры, в конце палеогена — начале миоцена существовал если не равнинный, то во всяком случае пологий, слегка всхолмленный рельеф. Лишь позже начался этап «новейшей тектонической активизации», или «неотектонический» этап, когда на поверхности всех континентов поднялись современные горные хребты. Длительность этого этапа колеблется от 5 до 20 млн. лет.

Для изучения истории колебательных движений в течение этого этапа применяют как геоморфологические, так и геологические методы. Первые используют преимущественно там, где преобладают поднятия и образуются выпуклые формы рельефа, вторые — при изучении зон прогибания и накопления осадков.

Общая, грубая оценка направленности и интенсивности новейших колебательных движений может быть сделана уже по высоте крупных форм рельефа: высокий хребет всегда является результатом новейшего поднятия земной поверхности, а окаймляющие его низменности образовались на месте относительных опусканий.

Возможности более подробного изучения новейших вертикальных движений связаны с чрезвычайно важными свойствами этих движений — с их колебательным характером, с тем, что они состоят из колебаний разных порядков, наложенных друг на друга. Длительное, охватывающее весь неотектонический этап поднятие горного хребта отражает наиболее крупный порядок движений. На этом основном фоне происходят колебания следующих порядков, направление которых то совпадает с направлением основного процесса, то оказывается противоположным последнему. В последнем случае происходит либо замедление общего поднятия хребта, либо полная остановка, либо даже временное опускание. Именно такие замедления поднятия хребта, остановки и возвращения оставляют в формах рельефа следы, которые могут быть использованы для разделения процесса новейших колебательных движений на этапы, а также для определения амплитуды и скорости этих движений. Изменения скорости и направления движения земной поверхности

вливают на скорость эрозии и в связи с этим — на возникающие формы рельефа.

Изменения скорости и направления вертикальных движений земной коры приводят к тому, что уклоны местности становятся то круче, то положе. Поэтому эпохи врезания водных потоков чередуются с эпохами боковой эрозии и расширения долин. Смена эрозионных режимов приводит к образованию в долинах лестниц террас. В горных хребтах относительно более древние террасы расположены, как правило, выше молодых, что отражает основную направленность процесса — последовательный подъем хребта, хотя и прерываемый колебаниями частных порядков. Поскольку осевая часть хребта обычно поднимается быстрее окраин, террасы приобретают с течением времени все более крутой уклон (тем больший, чем древнее терраса). Поэтому террасы обычно расходятся веерообразно от подножья хребта к его гребню.

По наклону террас и их относительной высоте можно судить об амплитуде поднятия хребта со времени образований той или иной террасы и о том, насколько при этом изменился наклон его склонов. Если подъем хребта сопровождался образованием на склонах флексур или уступов по разрывам, то эти дислокации могут быть обнаружены при прослеживании террас. Если же подъем местности сменялся длительным опусканием, последовательность террас нарушалась и более ранние террасы оказывались погребенными под более молодыми (так называемые «переуглубленные долины»).

Лестницы террас образуются и на берегах морей. Они и там связаны с неравномерностью развития вертикальных движений. Каждая морская терраса соответствует времени замедления или остановки поднятия берега, когда прибой и абразия успевают выбить в прибрежном склоне площадку. Если поднятие временно сменяется опусканием, на такой площадке накапливаются осадки.

Помимо террас на склонах областей поднятия образуются так называемые поверхности денудации. Последние по условиям образования родственны террасам, но представляют собой поверхности выравнивания, выходящие далеко за пределы отдельных долин, охватывающие широкие полосы на склонах и вершинах горных хребтов. Поверхность денудации — пенеплен или предельная равнина, образующаяся там, где все водные потоки (как постоянные, так и временные) достигли профиля равновесия и их долины почти слились. Подобная полого всхолмленная поверхность формируется при особенно длительных остановках поднятия земной коры. Поскольку длительные остановки (или обратные движения) происходят реже кратковременных, число поверхностей денудации меньше числа террас. Но все же в горных областях нередко наблюдается

несколько поверхностей денудации. Наиболее древняя поверхность, которая была выработана еще до поднятия хребта, находится теперь вверху. Она обычно сильно разрушена последующей эрозией и сохраняется в виде небольших площадок на вершинах. А иногда бывшее существование ее лишь угадывается по «уровню вершин», которые как бы вписываются в полого выпуклый свод. Относительно более молодые поверхности располагаются ниже.

Области новейшего прогибания земной коры, противопоставленные областям поднятия, являются областями накопления осадков. Историю областей прогибания изучают геологическими методами, содержащими анализ фаций и мощностей накопившихся осадочных толщ. Неотектонические прогибы, заполненные неогеновыми и четвертичными отложениями, на континентах выполнены либо мелководными морскими, либо континентальными (речными, озерными) осадками. В этих условиях мощность осадков всегда близка к амплитуде прогибания и может быть использована для определения последней.

Изучение новейших колебательных движений, как и современных, ведется во многих странах по программе специального международного проекта. Для Советского Союза уже в 1959 г. была составлена (под руководством Н. И. Николаева и С. С. Шульца) карта новейших колебательных движений (новое издание — 1977 г.), на которой указаны суммарные амплитуды поднятий и опусканий за весь неотектонический этап. Аналогичные карты составляются и в других странах. В 1985 г. под руководством Н. И. Николаева составлена карта новейших движений для всех континентов.

Новейшие колебательные движения на континентах столь же повсеместны и постоянны, как и современные движения. Существующие сейчас горные хребты — результат новейших поднятий, тогда как низменности, как правило, в новейшее время преимущественно испытывали опускание. Форма террас и поверхностей денудации указывает на то, что горные хребты образуются в результате сводообразного выгиба земной поверхности, которая подвергается расчленению эрозией. Высоким поднятием в горных областях (4—5 км для Кавказа, до 6 км в Тянь-Шане) противопоставляются столь же глубокие депрессии между хребтами, заполненные осадками (общий размах вертикальных движений, например, в Тянь-Шане достигает 12 км).

Вместе с хребтами поднимаются террасы и поверхности денудации (тем выше, чем они древнее). Например, в Тянь-Шане устанавлены следующие высоты (в км) террас и поверхностей денудации разного возраста [75]:

раннеплейстоценовые	1,0—1,5
позднеплиоценовые	1,2—2,0

раннеплиоценовые . . . . .	2,0—2,5
миоценовые . . . . .	2,5—3,0

На равнинах поднятие поверхностей значительно меньше. Например, на Русской равнине отмечаются следующие высоты (в м) поднятий разного возраста [63]:

плиоценовые . . . . .	150
миоценовые . . . . .	220
палеогеновые . . . . .	300

Определение скоростей новейших колебательных движений возможно только путем усреднения за продолжительный срок—либо за весь неотектонический этап (10—20 млн. лет), либо за отдельные его периоды (миллионы и сотни тысяч лет). Наименее продолжителен голоцен (около 10 000 лет). Таким образом, периоды усреднения для новейших движений всегда на много порядков больше, чем периоды усреднения для современных движений. О значении этого фактора мы будем говорить ниже.

Е. Е. Милановский рассчитал [64], что за весь неотектонический этап (со среднего миоцена до нашего времени) Главный Кавказский хребет поднимался со средней скоростью 0,5 мм/год; за четвертичное время—со средней скоростью уже 2—3 мм/год; а сейчас, как установлено геодезическими методами, — со скоростью до 12 мм/год.

Для Памира и Гиссаро-Алая устанавливаются соответственно, следующие скорости (в мм/год) поднятия территории [75]:

<i>N</i> . . . . .	0,12 и 0,04
<i>Q</i> <sub>1</sub> . . . . .	0,72 и 0,56
<i>Q</i> <sub>2</sub> . . . . .	4,09 и 1,91
<i>Q</i> <sub>3</sub> . . . . .	3,78 и 2,38
<i>Q</i> <sub>4</sub> . . . . .	17,8 и 8,80

## ДРЕВНИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Древние (донеогеновые) вертикальные движения земной коры на континентах оставили свои следы в фациях и мощностях осадочных толщ. Поэтому восстанавливаются они геологическими методами. Прямым образом может быть изучена история лишь прогибов, поскольку только в них накапливаются осадочные отложения. История поднятий восстанавливается косвенно, по тому влиянию, которое они оказывают на накопление осадков в соседних прогибах.

Фации осадков нас интересуют, прежде всего, как индикаторы батиметрического уровня образования осадков и изменений этого уровня с течением времени. Для морских осадков батиметрический уровень — глубина морского бассейна, в котором происходит осадконакопление. Континентальные отложе-

ния, как правило, образуются выше уровня моря. Для определения батиметрического уровня используют критерии, специально рассматриваемые в литологии. Выделяют прежде всего континентальные фации (по грубости осадков, по характеру слоистости, по остаткам наземных флоры и фауны) — речные, озерные, дельтовые, болотные, аллювиальных равнин. В большинстве случаев наблюдаемые в древних осадочных толщах континентальные отложения принадлежат прибрежным аллювиальным равнинам, образованным слившимися и покрывавшими значительную площадь речными дельтами. Следовательно, наблюдаемые в геологических разрезах континентальные отложения образовались приблизительно на уровне моря или немного выше этого уровня.

К переходным типам отложений относят лагунные фации, представленные солями, гипсами, параличскими углями. Образование этих осадков происходило на уровне моря.

Прибрежные осадки открытого моря — галечники, пески — определяют по грубости зерна, волноприбойным знакам, знакам ряби, косой слоистости. Живущие в прибрежной зоне организмы отличаются толстыми грубыми раковинами. Характерны также обломочные и оолитовые известняки. Для прибрежных зон на малой глубине в теплых морях характерно присутствие рифообразующих кораллов, а также водорослей, образующих соответственные известняки. Предельная глубина для колониальных кораллов и водорослей — несколько десятков метров.

Мелководные фации, указывающие на глубину моря до 200 м, характеризуются богатством донной фауны. На этих глубинах живет большинство пелеципод, гастропод, мшанок. Здесь же встречаются одиночные кораллы. Характерны тонкозернистые известняки. Для глубины около 100 м типичен глауконит. Фосфориты также приурочены к этим глубинам.

В умеренно глубоких условиях (в пределах нескольких сотен метров глубины) среди осадков преобладают глины. Из органических остатков характерны кремневые губки и ежи. С глубиной фауна становится беднее. Пропадает органогенный известняк, замещаясь химически осажденными чистыми известняками.

Вместе с тем, чем глубже был древний бассейн, тем менее определенными становятся критерии восстановления его глубины. Когда глубина измеряется километрами, реперы становятся слишком неопределенными. На глубине от 3 до 4 км находится уровень растворения кальцита; глубже карбонатных осадков нет. Но и этот критерий не безупречен, так как карбонатные осадки могут отсутствовать и по другим причинам.

Неопределенность признаков для глубоководных осадков приводит к разногласиям в оценке глубины образования той или иной осадочной породы.

Следует отметить, что представления о глубине образования той или иной осадочной формации нередко значительно менялись, хотя фактические данные оставались прежними. Например, сейчас обычно кремнистые породы (радиоляриты, кремнистые сланцы) считают глубоководными осадками, образовавшимися глубже уровня растворения кальцита, т. е. на «океанических» глубинах. К глубоководной формации относят и флиш, который рассматривается как результат действия «мутных» потоков, стремительно несущих осадочный материал с континентального склона в глубокую океаническую котловину.

Между тем, несколько десятков лет тому назад (хотя тогда уже было известно о составе и строении кремнистых осадков и флиша все то, что известно сейчас) господствовали совершенно иные взгляды. Тогда все осадочные породы, наблюдаемые в геологических разрезах на современных континентах, за редчайшими исключениями, считали мелководными, отложившимися на шельфах древних морей. Образование кремнистых осадков объяснялось не столько глубиной отложения, сколько зараженностью воды кремнеземом, принесенным с вулканическими извержениями.

Мелководной считалась и флишевая формация. При этом указывалось, что она характеризуется большой мощностью и многократной однообразной ритмической перемежаемостью песчаников, глин, мергелей и известняков. И то и другое не типично для глубоководных осадков.

Изменение фаций осадков по разрезу снизу вверх, как правило, означает изменение в ходе геологического времени уровня отложения осадков. Исходя из тех оценок глубины этого уровня, которые мы принимаем, это изменение может быть изображено в виде кривой. Такая кривая отражает колебания земной поверхности, ее опускания и поднятия. Она может быть названа геоморфологической кривой.

Следует учитывать и мощность осадков. Если пренебречь вторичными изменениями, то мощность осадочного слоя укажет, насколько подошва данного стратиграфического подразделения, следуя прогибанию земной коры, успела погрузиться под тем уровнем, на котором происходило осаждение к концу формирования этого подразделения. Следовательно, мощность осадков указывает на тектонический процесс прогибания и в принципе является мерой этого прогибания.

Таким образом, в накоплении осадочных толщ сочетаются два процесса: с одной стороны, прогибание земной коры (тектонический процесс), с другой — процесс отложения осадков. Изменения уровня осаждения — сумма двух этих процессов, зависящая от соотношения скоростей того и другого. Если осаждение происходит с той же скоростью, что и прогибание земной коры, то уровень осаждения не изменится и геоморфо-

логических колебаний не будет. Если накопление осадков отстает от прогибания, то уровень осаднения будет опускаться, но с меньшей скоростью и меньшей конечной амплитудой, чем тектоническое прогибание земной коры. Наконец, если накопление осадков происходит быстрее тектонического прогибания, то уровень осаднения будет подниматься.

Последний случай заслуживает особого внимания. Изменение фаций указывает на обмеление бассейна и даже, возможно, на смену морских условий континентальными, тогда как земная кора тектонически прогибается. Такое противоречивое сочетание одновременно протекающих процессов требует внимания к терминологии. Говоря о «поднятии», следует оговорить, какое поднятие имеется в виду — тектоническое поднятие всей земной коры или поднятие кровли осадков, которое может происходить на фоне тектонического прогибания. Примеры такого противоречивого сочетания процессов встречаются широко, особенно в передовых прогибах, которые образуются рядом с поднимающимися горными хребтами. Бурный снос обломочного материала с поднимающегося хребта обычно намного опережает скорость прогибания, что ведет к обмелению бассейна и к переходу от морских фаций к континентальным.

Если нас интересует амплитуда тектонического прогибания в течение какого-то стратиграфического подразделения, то очевидно, мы должны измерить мощность последнего и затем сравнить глубину образования (уровень осаднения) для осадков, залегающих в подошве и кровле того же подразделения. При неизменном уровне осаднения (в подошве и кровле стратиграфического подразделения развиты одни и те же фации осадков) мощность осадков прямо укажет на амплитуду прогибания. Если же изменение фаций свидетельствует об изменении уровня осаднения, то следует внести соответствующую поправку: со знаком плюс в случае углубления бассейна, со знаком минус в случае его обмеления.

Рассмотрим в качестве примера угленосную толщу верхнего визе, среднего и верхнего каменноугольного периода Донецкого бассейна. Эта толща сложена частой перемежаемостью тонких слоев песчаника, алевролита, глинистых сланцев, известняков и углей. Паралические угли образуются в заболочиваемых лагунах, т. е. на уровне моря. Другие породы этой толщи содержат мелководную морскую фауну и флору. Все они образовались на глубине не более нескольких десятков метров, хотя известняки отложились на несколько большей глубине, чем глины, а глины — глубже, чем пески. Предельной можно считать глубину 50 м, поскольку в известняках много остатков водорослей и колониальных кораллов.

Вместе с тем общая мощность угленосной толщи измеряется многими километрами (более десяти). Следовательно, колеба-

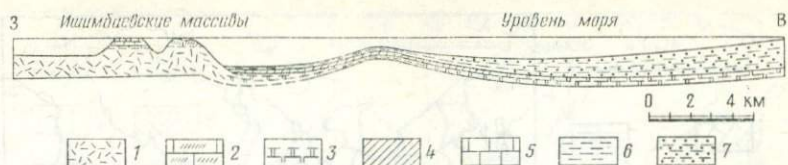


Рис. 14. Разрез сакмарских и артинских отложений в Приуралье (по Б. М. Келлеру):

1—4 — сакмарские отложения (1 — массивные рифовые известняки тингского и тастубского горизонтов; 2 — те же породы стерлитамакского горизонта; 3 — доломиты, мергели, аргиллиты тингского и тастубского горизонтов; 4 — те же породы стерлитамакского горизонта); 5—7 — артинские отложения (5 — массивные рифовые известняки; 6 — мергели и аргиллиты; 7 — мергели и аргиллиты с прослоями песчаников).  
Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 2

ния уровня осадения чрезвычайно малы по сравнению с мощностью накопленных осадков и ими можно пренебречь, считая, что непрерывно осуществляется полная компенсация прогибания накоплением. Даже если нас будет интересовать не вся угленосная толща в целом, а некоторая ее часть мощностью, скажем, в тысячу метров, то все еще можно будет, определяя размер прогибания, обойтись без поправки на изменение уровня осадения. Но если нас интересует малое стратиграфическое подразделение, мощность которого близка к величине колебаний уровня осадения, то положение будет иным и необходимо введения поправки будет зависеть от того, какова разница уровня осадения для осадков, залегающих в подошве и кровле изучаемого подразделения.

Практика показывает, что для платформ и миогеосинклиналей, где преобладают мелководные осадки и уровень осадения сравнительно мало меняется, когда мощности измеряются многими десятками и тем более сотнями метров, можно считать компенсацию прогибания накоплением хорошей. Это не означает, впрочем, что в этих условиях не может быть исключений. Например, на востоке Восточно-Европейской платформы в районе Ишимбаева коралловые известняки сакмарского и артинского ярусов образуют рифовые массивы (шиханы), мощность которых около 1200 м, а в непосредственной близости от них те же ярусы сложены глинами и глубоководными известняками мощностью всего 200 м (рис. 14). В последнем случае, очевидно, компенсация отсутствовала и тут образовался бассейн глубиной около километра. Такие исключения на платформах и в миогеосинклиналях носят, однако, сугубо локальный и кратковременный характер. Например, в рассмотренном районе уже в течение кунгурского века происходит полное выравнивание, и с тех пор хорошая компенсация прогибания накоплением здесь выдерживается. Так что отклонение от компенсации

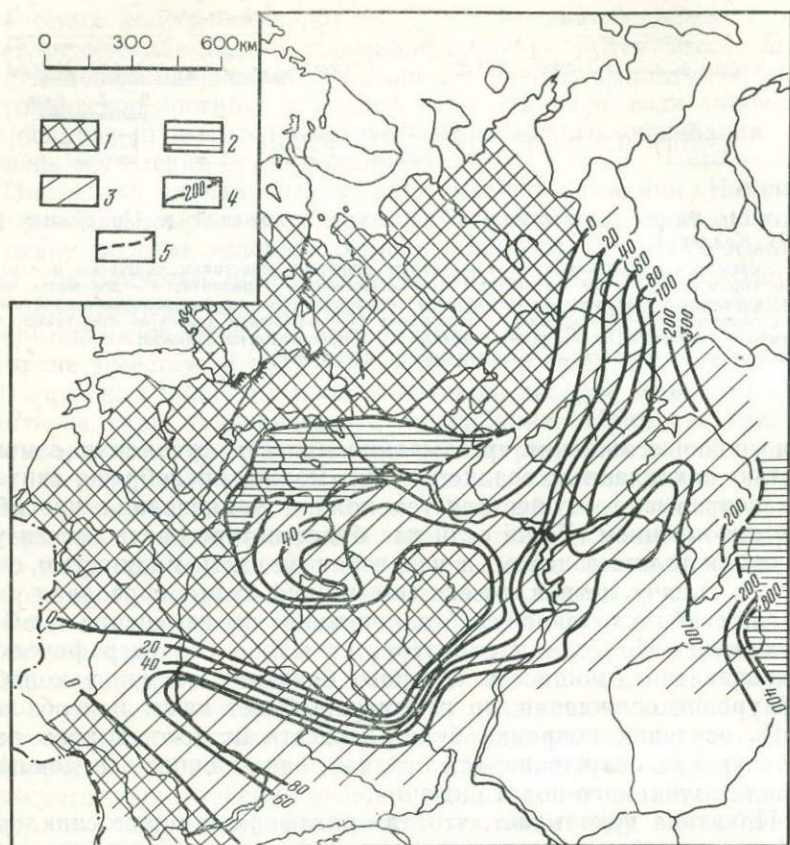


Рис. 15. Схема фаций и мощностей турнейских отложений на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, 1969 г.):

1 — область размыва; 2 — пески и глины; 3 — известняки, доломиты, глины; 4 — изолинии мощностей (в м); 5 — границы фациальных зон

занимает в этом случае не более 5 млн. лет, что в геологическом масштабе времени незначительно.

Сложнее дело обстоит для эвгеосинклиналей с их значительными колебаниями глубин морских бассейнов и пестротой фаций. Однако эвгеосинклинальные толщи всегда сильно деформированы, а деформированные породы, мощность которых в процессе деформаций подвергается вторичным искажениям, мало пригодны для тех целей, о которых идет речь. Здесь возможны лишь самые грубые прикидки величины прогибания и только относительного характера, с выделением зон большего и меньшего прогибания.

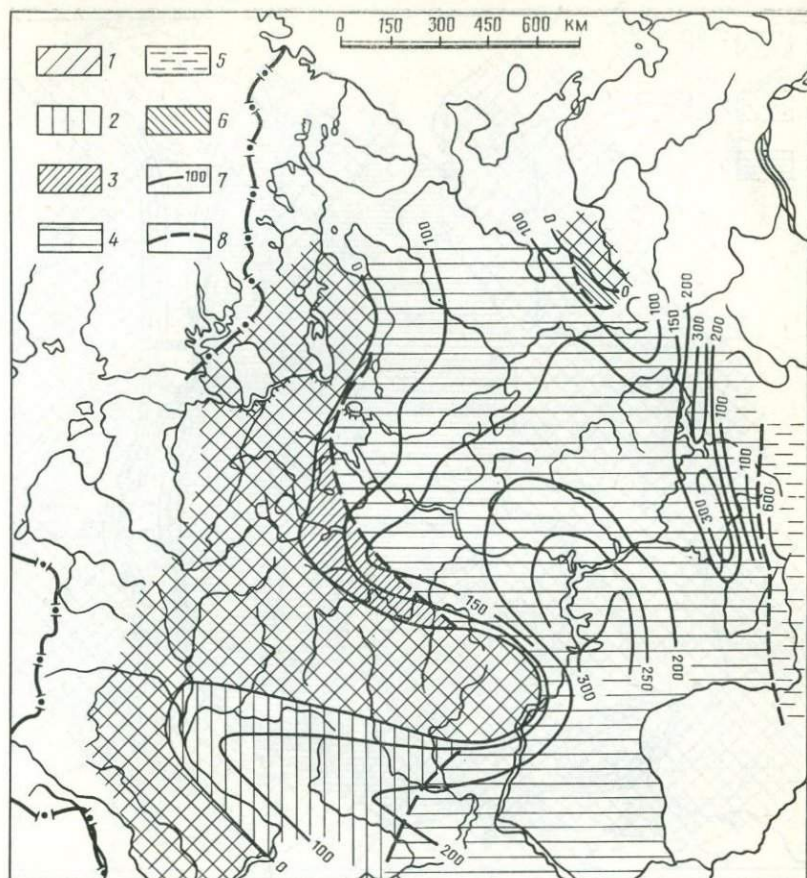


Рис. 16. Схема фаций и мощностей верхнекаменноугольных отложений на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, 1969 г.):

1 — область размыва; 2 — глины, песчаники, угли, известняки; 3 — глины, известняки, доломиты; 4 — известняки и доломиты; 5 — песчаники, глины, конгломераты; 6 — лагунные отложения; 7 — изолинии мощностей (в м); 8 — границы фациальных зон

Несмотря на все оговорки, мощности отложений (хотя бы в общем виде — качественно и относительно) отражают амплитуду прогибания земной коры, что подтверждается способом, который не зависит от необходимости определять глубину образования того или иного осадка. Попробуем сопоставить распределение мощностей различных по возрасту и составу отложений для значительной площади и для длительного промежутка геологического времени. Например, для среднего и верхнего палеозоя и мезозоя Восточно-Европейской платформы (рис. 15—19).

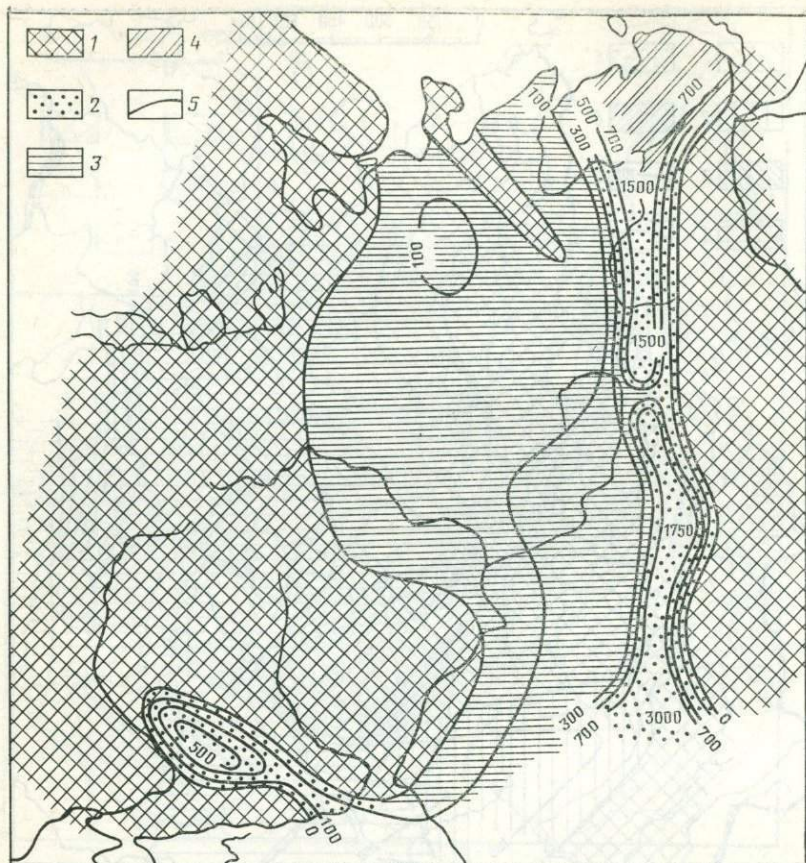


Рис. 17. Схема фаций и мощностей артинских отложений на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, 1969 г.):

1 — область размыва; 2 — пески и глины; 3 — известняки и доломиты; 4 — угленосные отложения; 5 — изолинии мощностей (в м)

Мы видим, что план распределения мощностей отложений, т. е. мест относительно большего и меньшего накопления, весьма устойчив в течение сотен миллионов лет, хотя фации осадков многократно менялись. Начиная с позднего палеозоя и до конца мезозоя относительно большие мощности образуют полосу от Каспийского моря на юге до низовьев р. Печоры на севере. От этой полосы «залив» мощностей отходит на запад — в Московскую синеклизу. Во все стороны отсюда мощности уменьшаются. Однако южнее широтного поднятия Воронежской синеклизы мощности снова возрастают. Детали менялись, но общий план устойчиво сохранялся. И это происходило, не-

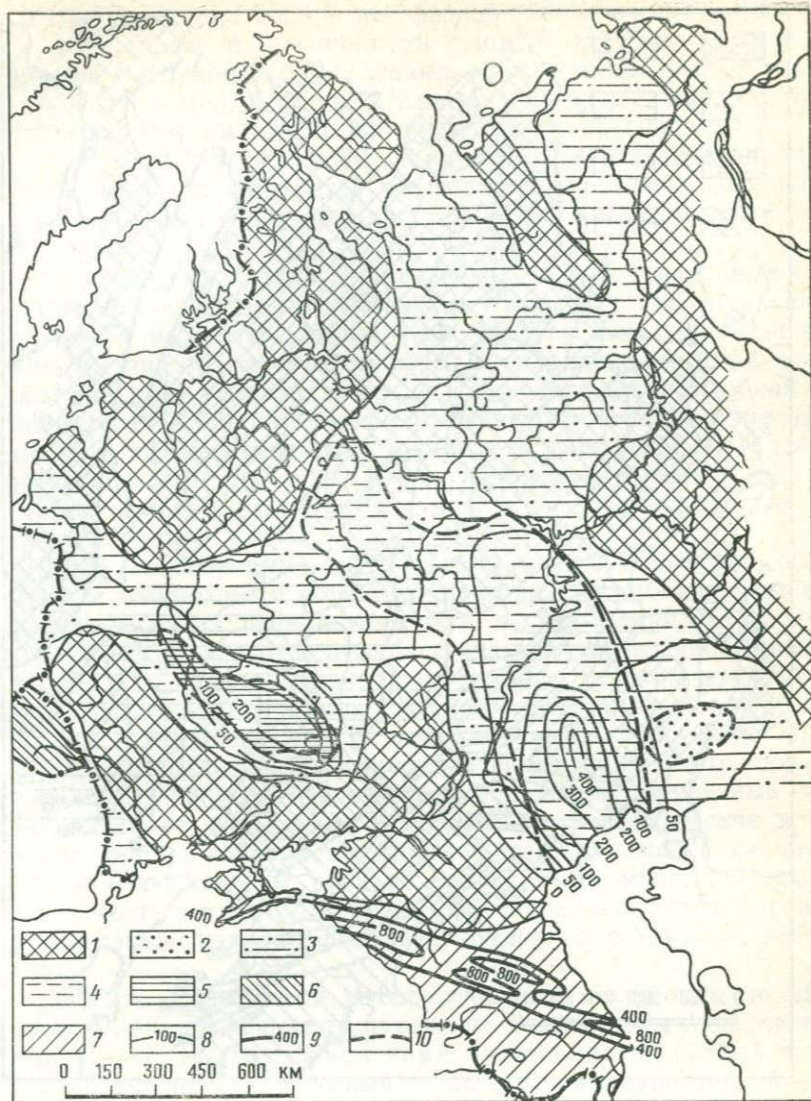


Рис. 18. Схема фаций киммериджских отложений и мощностей всех позднеюрских отложений на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, 1969 г.):

1 — области размыва; 2 — пески; 3 — пески и глины; 4 — глины; 5 — мергели, глины, пески; 6 — мергели; 7 — известняки, мергели, глины; 8 — изолинии мощностей через 50 и 100 м; 9 — изолинии мощностей через 400 м; 10 — границы фациальных зон

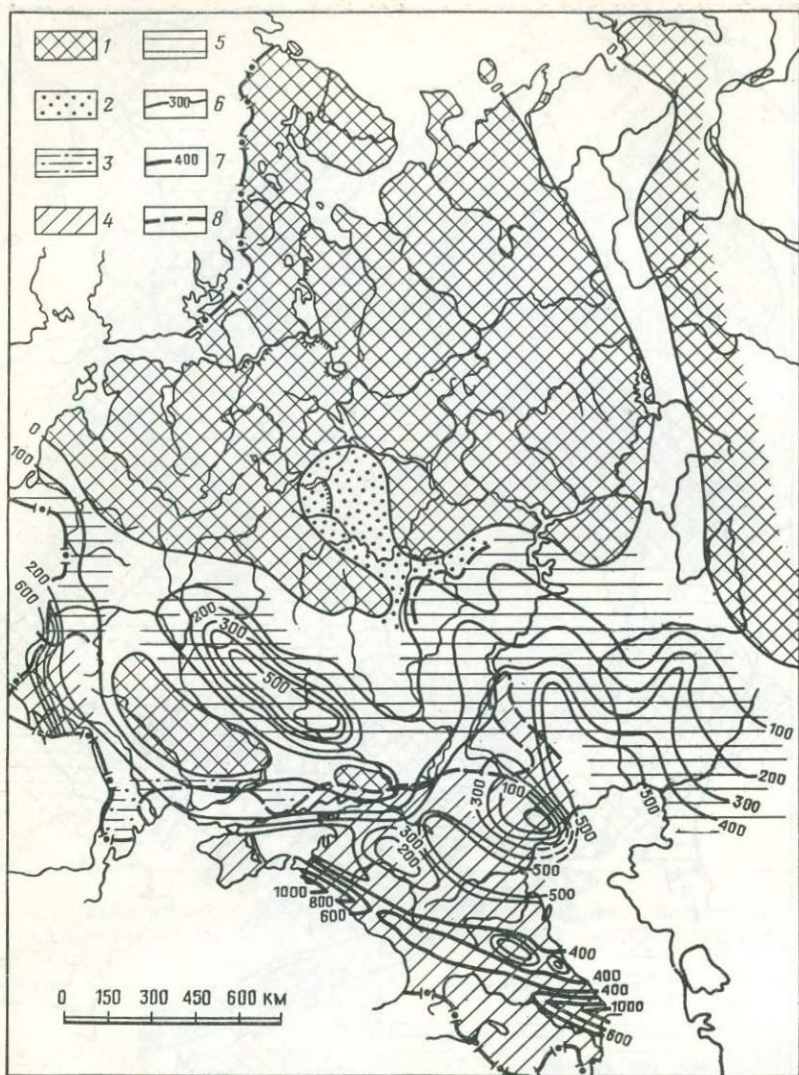


Рис. 19. Схема фаций сантонских, кампанских и маастрихтских отложений и мощностей всех позднемиоценовых отложений на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову и Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, 1969 г.):

1 — область размыва; 2 — пески; 3 — пески и глины; 4 — мергели, известняки, глины; 5 — мел, мергели, опоки, глины; 6 — изолинии мощностей через 100 м; 7 — изолинии мощностей через 200 м; 8 — границы фациальных зон

смотря на все разнообразие физико-географических условий, что отражалось в изменчивости фаций: в течение рассматриваемого времени здесь отлагались и известняки разных типов, и мергели, и мел, и пески, и глины, и лагунные гипсоносные и соленосные отложения, и континентальные красноцветы.

Такая же устойчивость общего плана распределения больших и меньших мощностей наблюдается не только для платформ, но и для отдельных длительных этапов развития геосинклиналей.

Все это указывает на существование общей тенденции к компенсации прогибания накоплением. Если бы такой тенденции не было и мощность осадков зависела бы в основном не от амплитуды прогибания земной коры, а от физико-географических (фациальных) условий, то мы не наблюдали бы и подобной устойчивости: с каждой сменой фациальной обстановки менялся бы и план распределения мощностей, поскольку обстановки, благоприятные для накопления, например, органогенных известняков и красноцветных песчаников, осуществлялись бы, конечно, в разных местах.

Если мы попытаемся найти в современной обстановке области, где наблюдается общая компенсация прогибания накоплением осадков в равной мере для любых фаций, то следует обратиться к мелководным бассейнам с выровненной поверхностью дна, прежде всего к шельфам, где глубины мало меняются (обычно не превышая 200 м) и где накапливаются осадки самого разного состава. В континентальной обстановке областями с выровненной поверхностью являются слабо наклонные к морю прибрежные аллювиальные равнины, сложенные преимущественно дельтовыми отложениями. Геофизические и буровые данные показывают, что мощность отложений на шельфах и аллювиальных равнинах значительно меняется, однако поверхность осадков выровнена. Это свидетельствует о хорошей компенсации накоплением неравномерного опускания земной коры.

Все это, очевидно, не имеет отношения к глубоким морям и океанам, где компенсация опускания земной коры накоплением отсутствует. В дальнейшем нами будет выделен особый эндогенный режим (тафрогенный), для которого характерной чертой является как раз отсутствие компенсации осадконакоплением прогибания земной коры.

Основным фактором, определяющим мощность осадков в мелководных и континентальных условиях, является прогибание, тогда как влияние физико-географических факторов нейтрализуется. Представим себе размываемую сушу и рядом морской бассейн, в котором происходит накопление. Обломочный материал, снесенный с суши, попав в этот бассейн, оказывается под воздействием движений водной среды. Наиболее

общий и повсеместный характер имеют движения воды, вызванные волнением. При волнении (которое в открытом море происходит практически постоянно, хотя размер волн меняется) частицы воды движутся в вертикальной плоскости по замкнутым орбитам, круговым вдали от берега и эллиптическим вблизи берега. С глубиной колебания воды затухают. Они становятся ничтожными на глубине длины волны; на этой глубине амплитуда колебания становится равной 0,002 амплитуды колебания на поверхности, т. е. поверхностная волна высотой 5 м сменяется колебанием в 1 см.

В открытом море при сильном продолжительном ветре длина волны достигает 200 м. Следовательно, эта же цифра характеризует максимальную глубину проникновения волн (глубину «базиса действия волн»). С приближением к берегу, на мелководье длина волны уменьшается и соответственно уменьшается и глубина действия волн. Именно базис действия волн играет ведущую роль в механизме компенсации прогибания накоплением. Дело в том, что устойчивое накопление осадков возможно только ниже этого базиса. Осадки, оказавшиеся выше базиса, подвергаются непрерывному перемыванию и перемещению и в конце концов сбрасываются с возвышенных участков дна, поднятых над базисом действия волн, в более глубокие места. Таким образом волновые колебания как бы шлифуют дно, выравнивая его на определенной глубине.

Если на шельфе все пространство ниже базиса действия волн уже заполнено осадками, то вновь поступающий материал будет уноситься на континентальный склон. Но как только на шельфе произойдет опускание земной коры, под базисом действия волн откроется новое «пространство возможного накопления», которое заполнится осадками. Если некоторые участки шельфа будут подниматься, а другие опускаться, то с первых, как только они поднимутся выше базиса, материал будет смываться и мощность его будет уменьшаться, а в пределах вторых осадки будут продолжать накапливаться и мощность их будет возрастать. В этом и состоит механизм, стремящийся постоянно поддерживать соответствие между размером прогибания и мощностью накопленных отложений.

Точное соответствие между прогибанием и накоплением при этом возможно лишь при следующих условиях: а) глубина базиса действия волн не меняется; б) осадочного материала достаточно, чтобы заполнить пространство возможного накопления; в) волновые колебания перераспределяют материал с той же скоростью, с которой он приносится.

Эти условия в природе в точности не выдерживаются. Но наличие общей тенденции к компенсации указывает на то, что обычно вызванные нарушением указанных условий отклонения от компенсации невелики.

Глубина действия волн меняется с изменением силы ветра, конфигурации берега и всего бассейна. Но будучи кратковременными и изменчивыми, эти явления с течением времени усредняются и нейтрализуются.

Второе условие хорошо удовлетворяется на шельфе. Сюда сносится обломочный материал с прилегающей суши. Шельф благоприятен также для жизнедеятельности организмов. Последнее обстоятельство обеспечивает достаточное количество органогенного материала для заполнения пространства возможного накопления (если принос материала с суши недостаточен).

Третье условие в определенной мере повторяет первое. Интенсивность перемывания осадков на дне зависит от размера волн. В замкнутых бухтах и лагунах она много меньше, чем в открытом море. Однако даже при энергичных волновых колебаниях перераспределение осадка на дне может отставать от приноса, если скорость приноса очень велика. В этом случае поверхность осадков будет повышаться. В то же время с уменьшением глубины быстро возрастает перемывающее действие волн, поскольку возрастает амплитуда колебаний частиц воды. В еще большей степени повышение поверхности осадков затруднится, когда поверхность поднимется выше уровня моря и шельфовые морские осадки сменяются отложениями аллювиальной равнины. И хотя в истории земной коры неоднократно случалось, что морской бассейн на некоторой площади заполнялся осадками и поверхность последних поднималась выше уровня моря, это поднятие оставалось малым, так как ему препятствовал подводный и наземный размыв. А в целом весь механизм природных процессов способствует тому, чтобы колебания уровня осадения и вниз и вверх происходили в малых пределах.

Следует сравнить распределение древних осадков, образующих геологические разрезы в земной коре континентов, с условиями накопления современных осадков. Легко заметить, что для самых молодых осадков (современных или голоценовых) в противоположность древним осадкам наблюдается сильная зависимость мощности от физико-географической обстановки. Осадки быстро накапливаются у устьев рек, также быстро строят свои постройки кораллы; гораздо медленнее накапливаются глины у низменных берегов или известняки химического происхождения и т. д. Поэтому мощность современных (голоценовых) осадков сильно меняется от места к месту в зависимости от характера осадкообразующего процесса, от окружающих физико-географических условий.

В то же время мощности древних отложений гораздо более выдержаны на площади, подчиняясь иному фактору — прогибанию земной коры.

Это различие становится понятным в свете рассмотренного механизма формирования мощностей. Осадки, только что отложившиеся на дне мелкого моря или на прибрежной аллювиальной равнине, еще не успели подвергнуться перемыванию и перераспределению. Они лежат еще там, куда были первоначально принесены. Но с течением времени волновые колебания воды или субаэральная эрозия вызовут перемывание осадков и их перераспределение в соответствии с амплитудой конечного прогибания земной коры.

Сказанное дает хороший пример статистического характера геологических закономерностей. В геологический разрез переходит усредненная картина распределения осадков, которая в основном обусловлена амплитудой прогибания земной коры, тогда как те физико-географические факторы, которые господствовали в момент первоначального отложения, скрадываются.

Обратимся теперь к областям поднятия.

В таких областях осадочные отложения не накапливаются. Наоборот, они размываются и мощность ранее накопленных осадков уменьшается. Поэтому если где-либо чередуются опускания и поднятия, то в каждый данный момент мощность того или иного стратиграфического подразделения соответствует алгебраической сумме всех происшедших с начала накопления опусканий и поднятий. Если преобладали опускания, то сохранившаяся мощность равна разности между суммой опусканий и суммой поднятий. Если преобладали поднятия, то не только все подразделение будет уничтожено, но и какая-то доля нижележащих пород будет смыта. В этом случае разность между суммой поднятий и суммой прогибаний измеряется глубиной размыва нижележащих пород. Определить эту глубину возможно только в том случае, если удастся восстановить первичную мощность смытой толщи. Точное восстановление существовавшей до размыва мощности едва ли возможно, но приближенно это можно сделать путем сопоставления с соседними участками, где данное подразделение сохранилось. Можно также определить размер поднятия по объему снесенного с него обломочного материала. Последнее требует некоторого разъяснения.

Известно, что в геологических разрезах нет погребенных высоких гор. Кое-где сохраняется погребенный рельеф, но он по своему размаху не идет ни в какое сравнение с теми горами, которые неоднократно поднимались на поверхности Земли там, где теперь их нет. Сохраняющийся ископаемый рельеф не выходит за пределы мелкохолмистого. Например, небольшие неровности рельефа (амплитудой в десять метров) развиты в Подмосковье в кровле палеозойских известняков, перекрытых рыхлыми отложениями мезозоя. Это означает, что раньше, чем бывшая область поднятия становится снова местом накоп-

ления осадков, возвышенный рельеф, если он существовал, почти полностью уничтожается. Он срезается наземной денудацией или морской абразией, и новые осадки отлагаются на выровненной поверхности. В геологическом разрезе фиксируются не горы и хребты, а продукты их разрушения — тот обломочный материал, в который они превращены. Очевидно, что объем этого материала должен соответствовать объему разрушенных гор. И если возможно определить объем обломочного материала и площадь, с которой он снесен, то можно рассчитать и теоретическую среднюю высоту размывавшегося участка. Теоретическую, потому что возвышенности начинают размываться сразу, как только они поднимаются выше базиса эрозии. Поэтому истинная высота гор никогда не достигнет высоты расчетной.

Объединяя все сказанное выше о тенденции к компенсации, мы можем сказать, что в геологический разрез континентов переходит преимущественно выровненная земля, на которой прогибы заполнялись осадками, а поднятия срезаны. Такая выровненная земля отражает общую направленность процессов, происходящих на поверхности континентов. Она отражает статистическую закономерность, которая проявляется с течением геологического времени, тогда как в пределах кратких отрезков времени эта закономерность может и нарушаться.

Характер (фации) осадков при изучении истории колебательных движений коры используют не только для определения изменений уровня осаднения, но также и для оконтуривания областей поднятия, подвергающихся размыву.

Области поднятия окружены шлейфом обломочных осадков. Представим себе еще раз соседствующие области размыва и накопления. Сносимый в область накопления (для простоты мы считаем ее морским бассейном) обломочный материал, в котором смешаны частицы разных фракций, подвергается воздействию волновых колебаний воды. Воздействие это ведет к сортировке материала. Дело в том, что в прибрежной зоне частицы воды, описывающие волновые траектории, движутся в сторону берега с большей энергией, чем при обратном движении. Потеря энергии связана с расходом ее на преодоление внутреннего трения воды, на удары волны о берег, на то, что часть воды при откатывании от берега просачивается сквозь песок и галечник пляжа и обратный свой путь совершает внутри наносов. В результате волна прибывает к берегу весь тот материал, который она способна поднять и перенести, а при откатывании увлекает в глубь бассейна не весь, а лишь относительно более легкий материал, оставляя у берега более тяжелый. То же происходит и дальше от берега — в пределах всей той зоны, где поверхность осадков достижима для волновых колебаний. Так постепенно на дне бассейна формируются зоны

обломочного материала разных фракций. Эти зоны мы называем фаціальными, придавая им в данном случае значение индикатора относительной удаленности от области размыва. Если граница эта не совпадает с берегом моря, а находится внутри суши, то в наземной области накопления сортирующим фактором являются водные потоки, энергия которых уменьшается с приближением к базису эрозии.

В общем (и упрощенном) виде чередование таких «фаций» включает: галечники (конгломераты) в качестве наиболее грубой фракции, которая концентрируется в непосредственной близости от области размыва; пески (песчаники), образующие следующую фаціальную зону; глины или илы, являющиеся наиболее тонкой фракцией обломочного материала. А дальше лежит область, куда обломочный материал не достигает. В мелком море — это область накопления органогенного материала, который мы в нашей схеме объединяем под условным названием «известняки». Однако обломочные известняки входят в ту же фацию, что галечники и пески. Естественно, что может быть выделена еще фация континентальных отложений там, где зона накопления охватывает и сушу.

Так же, как для окончательного образования мощности осадка, отвечающей амплитуде прогибания, требуется время, оно требуется и для завершения сортировки осадков по грубости зерна. Поэтому, сравнивая распределение на площади фаций древних, фиксированных в геологическом разрезе осадков, с одной стороны, и осадков самых молодых, образующихся сейчас на дне морских бассейнов, — с другой, мы, как и для мощностей, обнаруживаем существенные различия. Среди древних осадков мы находим строгий порядок: осадки одной и той же фации покрывают сплошь и рядом весьма равномерно огромные площади, а разные фации размещаются полосами, следующими друг за другом в правильной последовательности. Между тем любая карта донных осадков современных морей указывает на чрезвычайно сложное, пятнистое размещение разных типов осадков. Правильность в размещении фаций древних осадков — результат длительного перемывания, в процессе которого усредняется влияние меняющихся и локальных физико-географических условий, тогда как на первый план выступает медленно, но постоянно действующий фактор — прогибание земной коры. Это — еще один пример статистического характера геологических закономерностей.

Фаціальные зоны, образованные обломочными осадками разной грубости, бывают шире и уже и меняют свою ширину со временем: в одни эпохи обломочный материал концентрируется в узкой зоне вокруг участка бывлой суши, в другие эпохи он покрывает дно бассейна очень широкой полосой. Объяснение таким различиям в ширине разноса обломочного материала мы

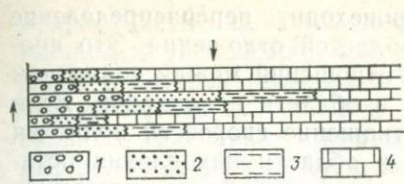


Рис. 20. Схема переслаивания осадков при изменении ширины фациальных зон в зависимости от отношения скорости поднятия в области размыва к скорости опускания в области накопления:

1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки

Рис. 22. Смещение фациальных зон при регрессивном перемещении берега.

Условные обозначения см. на рис. 21

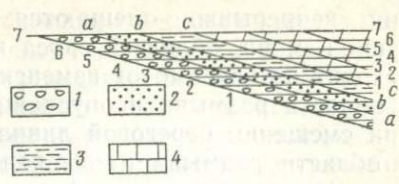
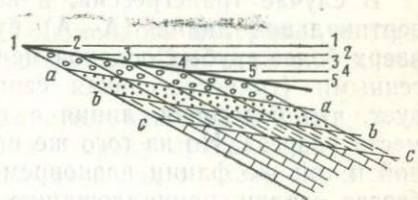


Рис. 21. Смещение фациальных зон при трансгрессивном перемещении берега:

1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки; а—с — границы фаций; 1—1—7—7 — уровни моря



находим в описанных уже выше процессах, происходящих в мелководных бассейнах. Поскольку в результате перераспределения по дну волновыми колебаниями воды весь обломочный материал, в конце концов, оказывается в пространстве возможного накопления под базисом действия волн, ширина конечного распространения этого материала определяется отношением между скоростью прогибания земной коры в области накопления и скоростью приноса обломочного материала из области размыва. При постоянной скорости прогибания в области накопления ускорение приноса обломочного материала ведет к расширению зоны его разноса, а замедление — к сокращению той же зоны. С другой стороны, при замедлении прогибания в области накопления и при равномерном приносе материала, последний будет распределен на более широкой площади, а при ускорении прогибания займет более узкую зону. Однако скорость приноса материала зависит в первую очередь от скорости поднятия земной коры в области размыва. Поэтому можно сказать, что ширина разноса обломочного материала зависит от соотношения между скоростью поднятия в области размыва и скоростью опускания в области накопления. С изменением этого соотношения меняется ширина зоны, занятой обломочными фациями осадков. Следовательно, этим фактором можно объяснить чередование осадков разных фаций в геологическом разрезе (рис. 20).

Но на размещение фациальных зон влияют также и перемещения береговых линий или, в более общей форме, линий, разделяющих области размыва и области накопления. Эти ли-

нии непрерывно смещаются, происходит перераспределение суши и моря, областей сноса и областей отложения. Это происходит независимо от изменений отношений между поднятием в области размыва и опусканием в области накопления. Если при смещении береговой линии отношение скоростей поднятия в области размыва и опускания в области накопления остается неизменным, то фациальные зоны просто смещаются вслед за берегом и поверх ранее отложившихся фаций откладываются осадки других фаций — более удаленных от берега при трансгрессии моря и более близких к берегу при регрессии (рис. 21).

В случае трансгрессии, в вертикальном разрезе по любой вертикальной линии (А—А) будет наблюдаться смена снизу вверх более грубых осадков менее грубыми и, наконец, органогенными (трансгрессивная серия осадков). Она свидетельствует, что береговая линия с течением времени удаляется от места разреза. Но из того же построения видно, что осадки одной и той же фации разновременны: в направлении движения берега осадки, принадлежащие одной фации, оказываются все более молодыми. Границы временные (1, 2, 3 и т. д.) не совпадают с границами фаций (а, б, в и т. д.), пересекают друг друга. Происходит миграция фаций не только в пространстве, но и во времени.

При регрессии смена осадков снизу вверх по разрезу носит регрессивный характер (рис. 22). И снова наблюдается разновременность образования осадков одной и той же фации. Следует, однако, отметить, что регрессивная серия осадков, хотя и свидетельствует о том, что берег постепенно приближается к месту геологического разреза, вместе с тем указывает и на то, что в области накопления все время происходит прогибание земной коры, которое и предоставляет место для накопления регрессивной серии.

Если береговая линия перемещается то трансгрессивно, то регрессивно, образуется чередование трансгрессивных и регрессивных серий и отдельные фации как бы зубчато заходят друг за друга. Чередование в разрезе разных фаций можно объяснить и этим фактором.

Если миграция фаций происходила достаточно медленно, время таких миграций может быть зафиксировано обычными стратиграфическими методами. Однако перемещения берега могут происходить настолько быстро, что они не успевают «отметиться» в изменении облика ископаемых организмов. Однако и в этих случаях существуют косвенные признаки миграции. Например, довольно часто в основании той или иной трансгрессивной серии наблюдается чрезвычайно широкое распространение галечников, причем по палеонтологическим данным этот галечник не выходит за пределы одного стратиграфического

подразделения. В таких случаях имеется несоответствие между площадью распространения древних галечников и шириной полосы, в которой галечник обычно отлагается близ берега. Это несоответствие может быть объяснено лишь тем, что слой базального галечника, покрывающий ныне широкую площадь, образовался не весь сразу, а постепенно, в процессе перемещения берега. Слой галечника «как ковер» развевывался вслед за быстро перемещавшимся берегом. Таким образом, слой галечника представляет собой как бы «след» от перемещения берега. Также и осадки других фаций, перемещавшихся вслед за галечником, являясь своеобразными «следами» перемещения береговой линии.

Изменение ширины разноса обломочного материала и перемещения берега происходят и совместно. При этом могут возникнуть следующие ситуации.

А. При наступлении моря на сушу отношение между поднятием и опусканием меняется в сторону преобладания опускания. Фациальные зоны смещаются вслед за берегом, и зоны обломочных фаций становятся все уже. В любом вертикальном разрезе наблюдается трансгрессивная серия осадков (рис. 23, А).

Б. При наступании моря отношение между поднятием и опусканием меняется в сторону преобладания поднятия. Зоны обломочных фаций расширяются, и поэтому, по крайней мере, некоторые (относительно удаленные от берега) границы фациальных зон смещаются в направлении, обратном к движению берега. В этом случае в некоторых разрезах можно наблюдать регрессивную серию, несмотря на то что море наступает на сушу и берег удаляется (см. рис. 23, Б).

В. При отступании моря отношение поднятия к опусканию меняется в сторону преобладания поднятия. Фациальные зоны смещаются в направлении движения берега, и зоны терригенных осадков расширяются. Во всех разрезах наблюдается регрессивная серия (см. рис. 23, В).

Г. При отступании моря отношение поднятия к опусканию меняется в сторону преобладания опускания. Зоны обломочных фаций сужаются, некоторые зоны (относительно удаленные от берега) могут смещаться в направлении, противоположном движению берега. В ряде разрезов можно наблюдать трансгрессивную серию, несмотря на то что море отступает (см. рис. 23, Г).

Случаи Б и Г иллюстрирует рис. 24.

При изучении геологического разреза обычно возможно выделить крупные отрезки, которые охватывают значительный стратиграфический интервал и отличаются от других отрезков характерным «набором» осадочных пород. Один такой отрезок может быть сложен чередованием песчаников и глин, другой — из слоев известняков и глин, третий сложен полностью

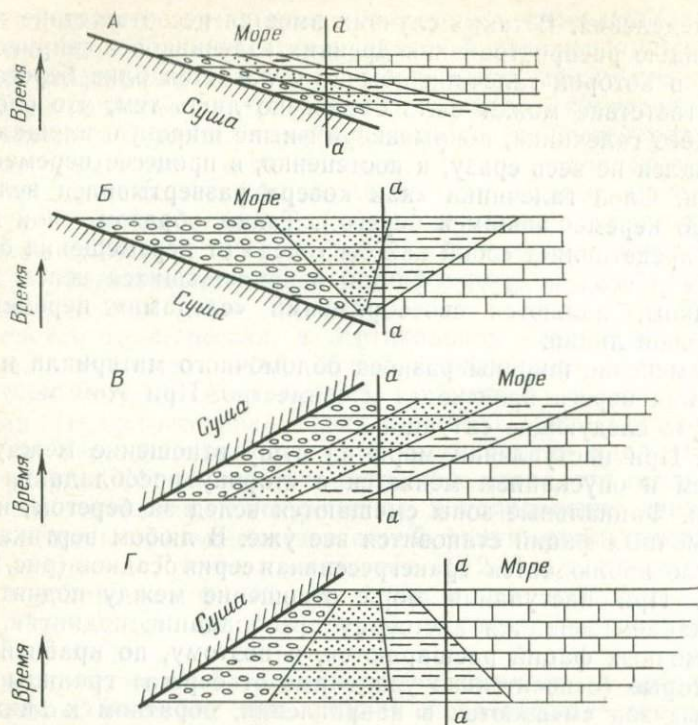


Рис. 23. Различные сочетания (А—Г) изменения зоны разноса обломочного материала с трансгрессивным и регрессивным перемещением берега. Условные обозначения см. на рис. 21

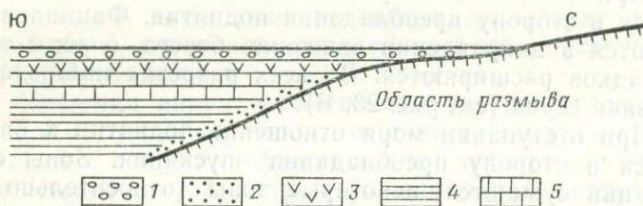


Рис. 24. Схематический разрез юрских отложений в районе Кисловодска: 1 — красноцветный песчаник; 2 — морской песчаник; 3 — гипс ( $I_3st$ ); 4 — глина ( $I_2$ ); 5 — известняк ( $I_{3o-kt}$ )

известняками и т. п. Такие наборы осадочных пород носят название осадочных формаций. Следовательно, формация — более общая категория по отношению к фации: она состоит из определенного ряда фаций, находящихся в определенных сочетаниях.

Из всего сказанного выше следует, что формация связана с определенным режимом колебательных движений, выдержан-

ным в течение времени ее образования. Такой режим характеризуется рядом параметров: средним соотношением поднятий и опусканий; средними отклонениями от этого соотношения в ту и другую сторону, происходящими с той или иной ритмичностью; средними по размеру миграциями границы между областями размыва и накопления; средней степенью компенсации прогибания накоплением; средним размером временных отклонений от этого состояния. Например, длительная устойчивость в положении границ между поднятиями и прогибами приводит к столь же устойчивому положению фациальных зон и, следовательно, — к длительному накоплению одной и той же фации в определенной полосе. Если же береговые линии часто и далеко мигрируют и расположение областей сноса и накопления изменчиво, развивается фациальная неустойчивость и в одной и той же зоне чередуются осадки разных фаций. А при очень быстром перераспределении суши и моря только что отложившиеся осадки подвергаются многократным перебиванию и переотложению, что ведет к перемешиванию осадков разных фаций и, в конце концов, к фациальному однообразию.

На облик отложений влияет и скорость, с которой происходит прогибание земной коры в области накопления. При медленном прогибании осадки успевают испытать значительную сортировку, при которой наиболее прочные зерна сохраняются, а менее прочные разрушаются. Так образуются, например, чистые кварцевые пески, характерные для платформ, где прогибание идет медленно и осадки успевают в сильной степени перебиться и отсортироваться раньше, чем они оказываются захороненными под последующими отложениями. Напротив, там, где прогибание происходит очень быстро, что характерно для геосинклиналей, осадки захороняются, не успевая пройти сортировку, и в этих условиях образуются, например, граувакки — пески пестрого состава, содержащие кроме кварца зерна полевых шпатов, слюды, роговой обманки и других минералов.

Все сказанное выше не должно создать впечатление, что облик осадочных толщ целиком определяется тектоническим фактором. Климатические условия, температура и соленость воды, степень развития органического мира, состав пород, являющихся источником обломочного материала, — все эти факторы являются решающими в определении характера материала, поступающего в осадочные толщи. Тектонический фактор обуславливает лишь размещение этого материала на площади и в разрезе.

#### **МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ**

**Метод мощностей и фаций.** Выше было сказано об условиях формирования мощностей и фаций отложений достаточно, чтобы сделать выводы о том, как можно использовать мощности и

фации для восстановления истории колебательных движений, их амплитуд, размещения на площади и во времени. Мощность с поправкой на изменение уровня осадения осадков дает представление об амплитуде прогибания. Поправка необходима в том случае, если есть фациальные признаки того, что уровень осадения за время отложения данного стратиграфического подразделения изменился. Если глубина образования осадков за это время существенно не изменилась, такая поправка излишня. Для разрезов, сложенных преимущественно глинами, вводятся иногда поправки на уплотнение осадков под тяжестью вышележащих пород. Размер такой поправки неопределен (до 10—20 % первичной мощности глин). Песчаники и известняки не подвергаются заметному уплотнению.

Практика показывает, что для платформ, передовых прогибов, пара- и миогеосинклиналей метод мощностей может применяться, как правило, без поправок и дает вполне надежные результаты. Для сильно деформированных эвгеосинклинальных отложений, среди которых наряду с мелководными могут быть и глубоководные осадки, метод мощностей может давать лишь очень приближенные, чисто качественные результаты. Особенно сомнительные результаты этот метод дает для начальной (доинверсионной) стадии развития эвгеосинклинали, когда характерны кремнистые отложения с признаками глубоководности и когда, возможно, образуются «пустые» или «тощие» прогибы («лептогеосинклинали»), не компенсированные осадконакоплением.

Следует подчеркнуть, что метод мощностей — метод суммарный. Он суммирует результат всех колебаний, которые происходили от начала отложения изучаемого подразделения до начала образования покрывающих его слоев. Сохранившаяся мощность отражает алгебраическую сумму всех колебаний, происшедших от начала формирования данного подразделения до начала накопления следующего.

Обычно мощности и фации анализируют совместно. Результаты такого анализа могут быть выражены в разной форме. Можно показать ход прогибания земной коры в данной точке в течение определенного отрезка геологического времени. Временная шкала при этом может быть составлена с использованием данных по абсолютной геохронологии. Можно составить график, показывающий изменение скорости прогибания от одной эпохи к другой. При этом нельзя обойтись без усреднения скоростей за периоды, определяемые точностью геохронологической абсолютной шкалы.

Для того чтобы получить картину распределения амплитуд прогибания земной коры на некоторой площади за определенный отрезок времени, строят площадные схемы распределения мощностей в изолиниях (изопахитах) с поправкой на фации

или без нее. Изолинии мощностей рисуют рельеф подошвы изучаемой толщи таким, каким он должен был быть, если кровля толщи горизонтальна. Если нет необходимости вводить поправку на глубину осадения, то такая картина отражает рельеф подошвы данной толщи, образованный к началу накопления следующей толщи. Сравнение изопохических схем, расположенных в исторической последовательности, дает возможность судить о том, как менялись с течением времени форма и расположение участков или зон с разной амплитудой прогибания (см. рис. 15—19).

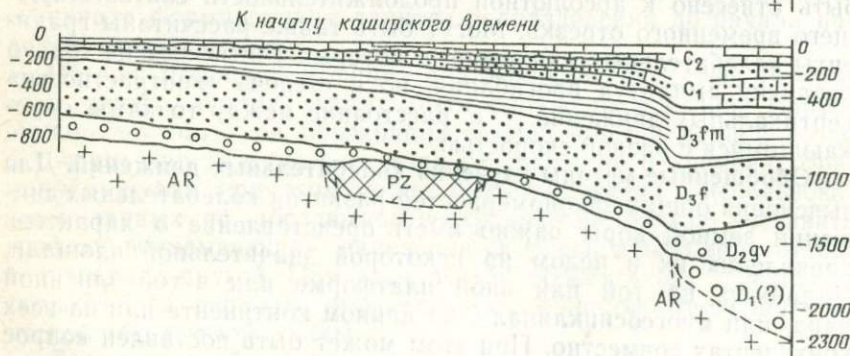
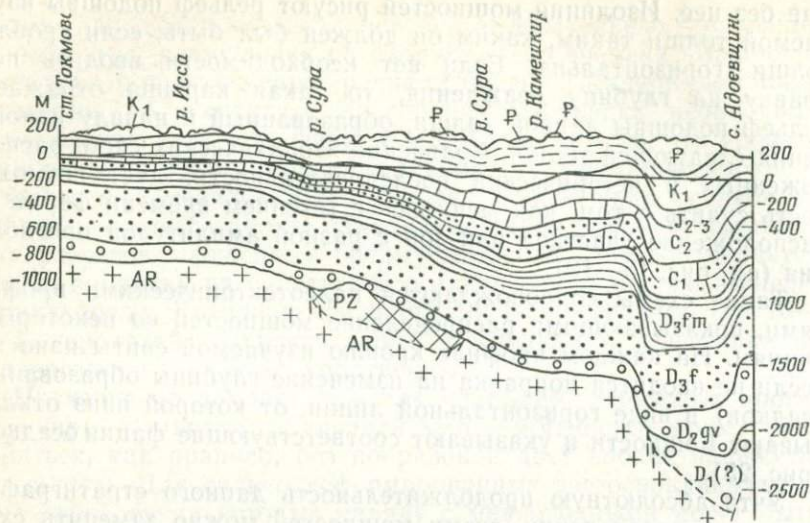
Такие схемы сопровождаются палеотектоническими профилями, показывающими распределение мощностей по некоторым линиям. На каждом профиле кровлю изучаемой свиты наносят (если не вводится поправка на изменение глубины образования осадков) в виде горизонтальной линии, от которой вниз откладывают мощности и указывают соответствующие фации осадков (рис. 25).

Учтя абсолютную продолжительность данного стратиграфического подразделения, схему мощностей можно заменить схемой распределения скоростей прогибания на изучаемой площади.

Схемы мощностей и фаций или скоростей прогибания и поднятия, а также палеотектонические профили составляют сериями для ряда следующих друг за другом периодов, эпох или веков. Сопоставление таких схем позволяет выявить динамику развития колебательных движений во времени.

В ряде случаев надо иметь представление об изменении во времени различий в амплитуде прогибания земной коры на соседних участках, из которых один прогибается больше, а другой — меньше. Различие может быть выражено просто разностью мощностей или их отношением, причем и то и другое может быть отнесено к абсолютной продолжительности соответствующего временного отрезка. Могут быть также рассчитаны градиенты колебательных движений, в которых учитывают не только различия амплитуд прогибания, но и степень «контрастности» вертикальных движений, т. е. расстояние между точками, опускающимися с разной скоростью.

**Обобщенные методы изучения колебательных движений.** Для выяснения общих закономерностей развития колебательных движений земной коры важно иметь представление о характере проявления их в целом на некоторой значительной площади. Например, на той или иной платформе или в той или иной пара- или миогеосинклинали, на данном континенте или на всех континентах совместно. При этом может быть поставлен вопрос о том, как менялось с течением времени отношение между суммарными опусканиями и поднятиями. Это отношение может быть выражено в форме отношения объемных скоростей того и



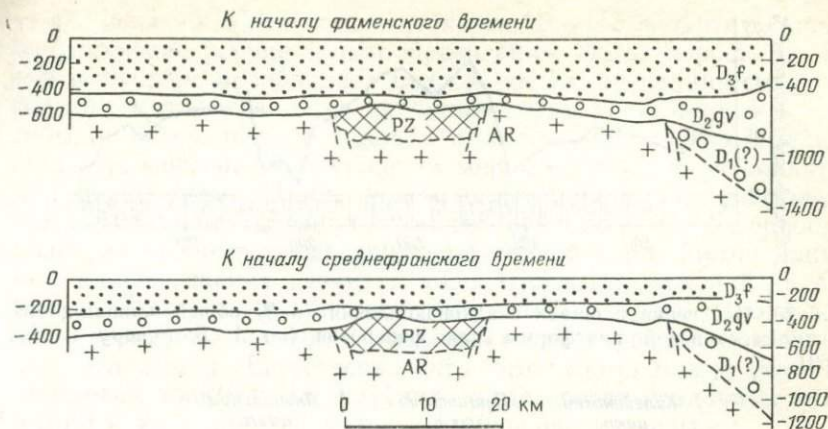


Рис. 25. Палеотектонические профили и современное строение по линии Токмово — Адоевщина (по П. С. Хохлову)

другого или как-нибудь иначе. Можно также задаться целью отразить на схемах или в цифрах дробность колебательных движений, т. е. каковы были в разные периоды времени размеры зон прогибания и поднятия и каковы были контрасты между ними.

Начало разработки таких обобщающих методов связано с именем А. Б. Ронова, который изучал закономерности колебательных движений для Восточно-Европейской платформы, а затем для других древних платформ и для континентов в целом [100, 101]. Наиболее простым методом является прослеживание во времени изменения отношения суммарной площади осадконакопления к общей площади изучаемой территории (рис. 26). Однако это дает динамику отношения между областями опусканий и поднятий только в двух измерениях. Более полным является «объемный» метод, который позволяет судить об изменении во времени отношений между суммарной объемной скоростью всех нисходящих движений коры и такой же скоростью всех восходящих движений. Суммарный объем прогибаний можно считать приблизительно равным объему всех накопленных за данный период времени отложений. А суммарный объем поднятий приблизительно равен объему снесенных с поднятий обломочных отложений. Следовательно, если подсчитать объем всех накопленных в течение определенного времени отложений и отдельно объем обломочных осадков в них, то мы получим суммарные объемы всех прогибов и всех поднятий, образовавшихся в течение этого времени в пределах изучаемой площади. Отсюда мы можем определить отношение между объемами опусканий и поднятий и, утя абсолютную продолжительность данного под-



Рис. 26. Изменение площади осадконакопления (в % общей площади) Восточно-Европейской платформы для фанерозоя (по А. Б. Ронову и др., 1969)

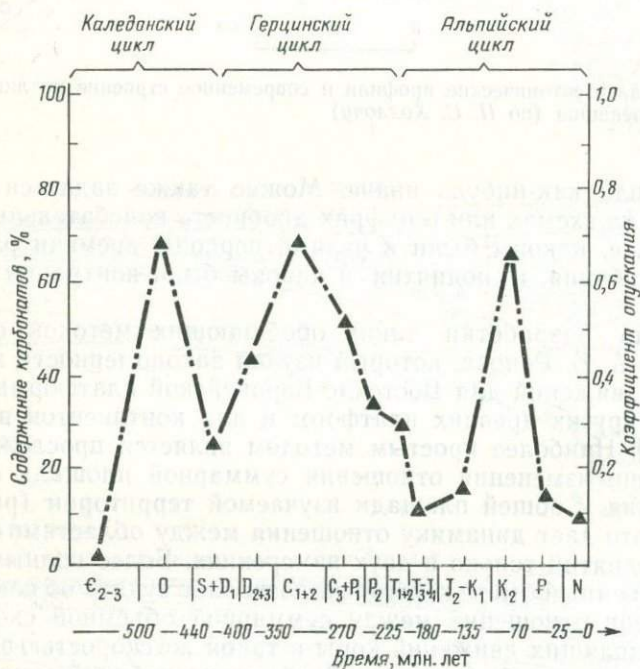


Рис. 27. Соотношение относительного объема нетерригенных (карбонатных) отложений и общего объема всех отложений (коэффициент опускания), обратная величина — коэффициент поднятия; по А. Б. Ронову и др., 1969)

разделения, отношение их средних объемных скоростей (рис. 27). Поскольку мы относим объем обломочных отложений к общему объему всех осадков, получаемое отношение никогда не может быть больше единицы. Следовательно, этим путем, как будто, нельзя установить случаи, когда объемная скорость поднятий преобладает над объемной скоростью опусканий. Для того

чтобы исключить этот недостаток, необходимо вводить поправку на изменение уровня осадкообразования. Если скорость поднятий в среднем преобладает над скоростью опусканий, то обломочного материала сносится больше, чем могут вместить прогибы, и поверхность осадков в областях накопления повышается. Это повышение и является мерой преобладания поднятий над опусканиями. Такие подсчеты трудоемки, но дают очень важные результаты для понимания основных закономерностей развития колебательных движений земной коры. Метод применим для освещения развития колебательных движений на широких площадях, включающих не только области накопления, но и вероятные источники наблюдаемых в разрезах обломочных отложений. Естественно, что этот метод может быть использован только в тех случаях, когда состав осадочных отложений и их мощности хорошо и подробно изучены.

В. Н. Шолпо предложил метод, который позволяет оценить размеры площадей на данной территории, вовлеченных в прогибание той или иной интенсивности и контрастности движений [133].

Скорость древних колебательных движений при усреднении ее за период в десятки миллионов лет колеблется от 0,01 до 0,05 мм/год, а средние градиенты — от  $0,04 \cdot 10^{-9}$  до  $0,7 \times 10^{-9}$  год<sup>-1</sup>.

## СВОЙСТВА КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Колебательные движения происходят повсеместно и постоянно. Важнейшим их свойством является то, что они представляют собой сложный процесс, состоящий из движений многих порядков, наложенных друг на друга.

Многопорядковость колебательных движений проявляется как во времени, так и пространстве. Проявление ее во времени выражено прежде всего тем, что средние скорости движений зависят от интервала усреднения. Средние скорости современных и молодых движений почти на порядок выше средних скоростей новейших движений, а средние скорости последних приблизительно на порядок выше средних скоростей древних движений.

М. В. Гзовский и А. А. Никонов [26] построили кривые зависимости средней скорости колебательных движений от интервала усреднения. При возрастании интервала от одного года до  $10^7$  лет средние скорости, по А. А. Никонову, уменьшаются приблизительно на порядок, а по М. В. Гзовскому, — на полтора или даже на два порядка (рис. 28). Диаграммы обоих авторов согласно показывают резкий перелом кривой в точке, соответствующей интервалу усреднения  $10^7$  лет, когда средние скорости редко падают на несколько порядков. Это позволяет разделить составляющие движений на две категории: длиннопериодные

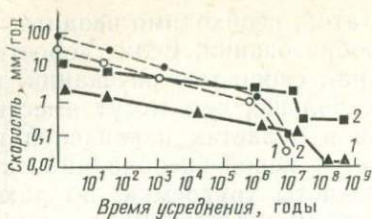


Рис. 28. Средняя скорость вертикальных движений земной коры как функция интервала осреднения по времени (сплошные линии — по данным А. А. Никонова, пунктирные — по данным М. В. Гзовского):  
1 — подвижные зоны, 2 — платформы

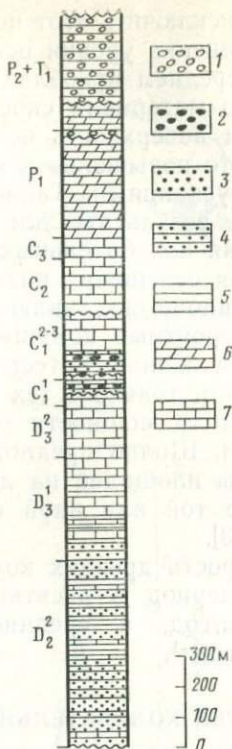


Рис. 29. Обобщенный разрез палеозойских отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы:  
1 — континентальные красноцветы; 2 — угли; 3 — пески; 4 — пески и глины; 5 — глины; 6 — доломиты, ангидриты, гипсы; 7 — известняки

(полупериод более  $10^7$  лет, скорости менее  $10^{-2}$  мм/год) и короткопериодные (полупериод  $10^6$  лет или менее, средние скорости 0,5—1 мм/год). Не подлежит сомнению, что существует много порядков — и длиннопериодных, и короткопериодных. А различия в средних скоростях движений вызваны тем, что в современности не улавливаются длиннопериодные составляющие, а для прошлых периодов, длительность которых измеряется десятками миллионов лет, пропускаются короткопериодные составляющие.

Следовательно, надо критически отнестись к указаниям на то, что чем ближе к нашему времени, тем быстрее происходит подъем некоторых хребтов. Такое ускорение новейшего поднятия было указано выше для Главного Кавказского хребта и для некоторых хребтов Тянь-Шаня [64, 75]. С выводом об ускорении поднятия можно согласиться только в том случае, если сравниваемые скорости получены путем усреднения в пределах одного и того же интервала времени.

Изучение любого геологического разреза позволяет установить несколько порядков движений среди длиннопериодных составляющих.

На рис. 29 изображена колонка палеозойских отложений центральных районов. Восточно-Европейской платформы от живетского яруса среднего девона, т. е. от начала большой среднепалеозойской трансгрессии до татарского яруса, формирование которого непосредственно предшествовало наступившему в конце триаса осушению всей платформы. Если рассматривать смену осадков в этой колонке в самом общем виде, то видно, что нижняя часть колонки в целом имеет трансгрессивный характер: песчано-глинистые отложения живетского и нижней части франского ярусов постепенно сменяются известняками верхнего девона и карбона. В перми условия меняются на обратные и последовательность пород приобретает регрессивный характер: известняки карбона сменяются доломитами и ангидритами нижней перми и далее континентальными отложениями верхней перми и нижнего триаса. В целом такая последовательность рисует один большой цикл. Начинается он с трансгрессии (опускания земной коры), а заканчивается регрессией (поднятием коры). Продолжительность цикла составляет около 170 млн. лет.

При более детальном рассмотрении в той же последовательности отложений можно выделить циклы второго порядка. Например, трансгрессия первой половины большого цикла нарушается признаками временного поднятия в позднем турне и раннем визе, когда отлагались песчано-глинистые угленосные осадки. Такое же колебание второго порядка привело к образованию мелководных песков в начале среднекаменноугольного времени. Две эпохи поднятий и перерывов приурочены к пермскому периоду. Так, устанавливаются циклы второго порядка длительностью каждый от 40 до 60 млн. лет. Еще более детальное изучение той же колонки позволит выделить циклы третьего, четвертого и других порядков. На рис. 30 показано разделение процессов колебательных движений на Восточно-Европейской платформе на несколько порядков, выделенных путем усреднения скоростей движений за разные интервалы времени [114].

Мы увидим дальше, что крупные циклы колебательных движений с периодом около 200 млн. лет отражают чрезвычайно важную закономерность развития тектоносферы. Их проявление сказывается на развитии целых континентов и даже всей континентальной земной коры. Циклы второго и более высоких порядков имеют более локальный характер и изучены слабее.

Не менее очевидна многопорядковость колебательных движений и в пространстве. Уже изучение современных и молодых колебательных движений указывает на то, что размеры участков поднятий и опусканий (длина волны) в разных местах различны (на Восточно-Европейской древней платформе — 600—800 км, на Японских островах — 180—250 км).

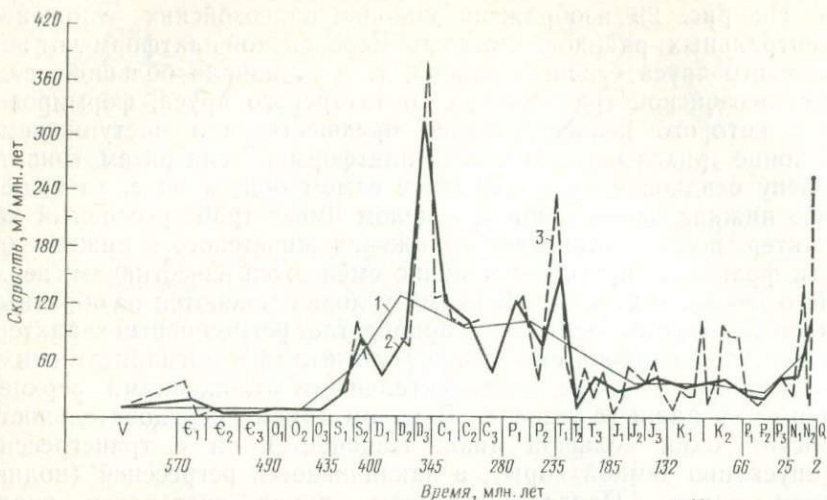


Рис. 30. Максимальные скорости погружения областей осадконакопления Восточно-Европейской платформы по периодам (1), эпохам (2) и векам (3), т. е. порядки колебательных движений (по А. М. Сычевой-Михайловой, 1981)

Гораздо более полное представление о различных масштабах охвата пространства колебательными движениями можно получить на примере древних колебательных движений. Среди последних могут быть выделены прежде всего два порядка явлений: общие колебания и волновые (или глыбово-волновые) колебания [127]. Общие колебания представляют собой одновременное поднятие или опускание чрезвычайно обширных территорий, соизмеримых с площадью континента. В ряде случаев эти движения проявляются синхронно на нескольких континентах.

Глыбово-волновые колебания приводят к длительному развитию поднятий и прогибов, округлых или удлиненных, имеющих в поперечнике десятки, сотни или несколько тысяч километров. Положение таких поднятий и прогибов может выдерживаться в течение ряда геологических периодов с теми или иными небольшими колебаниями, происходящими время от времени. Но поднятия и прогибы могут и медленно смещаться («перекатываться»), расширяться и сужаться, полностью, исчезать и снова появляться.

Примерами общих колебаний являются опускание всей Восточно-Европейской платформы в среднем девоне; когда на платформу проникла широкая морская трансгрессия, и столь же обширный по площади подъем всей платформы и ее полное осушение в конце палеозоя — начале мезозоя.

Волновые колебания происходят на фоне общих колебаний. На Восточно-Европейской платформе волновые колебания выражены в длительном развитии Московской синеклизы, Воронежской антеклизы, Днепровской синеклизы, поднятий Балтийского и Украинского щитов. Структуры, создаваемые волновыми колебаниями, участвуют в общих колебаниях. Следуя им, они то в целом опускаются (и тогда расширяются синеклизы), то в целом поднимаются (и тогда разрастаются вширь антеклизы). Но в то же время синеклизы и антеклизы живут своей собственной жизнью, меняя в некоторых пределах свои очертания и перемещаясь по площади.

Результаты общих и волновых колебаний, выраженные в мощностях и фациях осадков, суммируются. На общие колебания определенного направления накладываются волновые движения как того же, так и встречного направления. Представим себе, что на нисходящее общее движение наложено более ограниченное по площади восходящее волновое движение. Тогда, если волновое поднятие развивается с большей скоростью, чем общее опускание, на поверхности будет происходить абсолютное поднятие земной коры и образование зоны размыва. Если же скорость волнового поднятия меньше скорости общего опускания, то поверхность земли будет опускаться, но медленнее, чем при общем опускании, и еще медленнее, чем в тех местах, где нисходящее волновое движение суммируется с нисходящим общим движением. В этом случае в зоне волнового поднятия воздымание земной поверхности является не абсолютным, а относительным. Уменьшение мощности осадков — мера такого относительного поднятия. Отсюда понятны часто наблюдаемые в истории земной коры случаи, когда абсолютные поднятия, выраженные зонами размыва, сменяются во времени относительными поднятиями, проявляющимися только в региональном уменьшении мощностей. Такая смена в геологическом разрезе зафиксирована не только относительным уменьшением мощности по сравнению с соседними участками, но также и многочисленными перерывами в отложении осадков, в следах их перемывания.

Расположенные рядом поднятия и прогибы, образованные глыбово-волновыми движениями, сопрягаются друг с другом по-разному. Переход может быть плавным, связным или резким, выраженным разломом. В последнем случае земная кора разделяется на глыбы,двигающиеся вертикально друг относительно друга. Поэтому и употребляется термин «глыбово-волновые» движения. В случае глыбовой структуры земной коры вместо прогибов лучше говорить о впадинах. На границах между впадинами и поднятиями в этих случаях резко (скачком) меняются мощности и фации отложений. Фации, соответствующие совершенно разным глубинам морского бассейна, могут здесь

соприкасаются, так же как могут соприкасаться мощности в десятки метров и в километры.

Еще один вопрос, связанный с закономерностями развития колебательных движений, касается степени унаследованности в их развитии. Повторяется ли в распределении последующих движений тот план, который был намечен предыдущими колебательными движениями, и насколько; или же в истории колебательных движений происходят частые перестройки в их распределении на площади?

Изучение древних колебательных движений выявляет в этом отношении сложную картину. Некоторые проявления колебательных движений чрезвычайно устойчивы. Например, Балтийский щит начал подниматься уже со середины протерозоя и поднимается до сих пор. Точно также устойчиво в течение многих сотен миллионов лет прогибается Московская синеклиза. Но на той же Восточно-Европейской древней платформе целый ряд поднятий, расположенных в раннем и среднем палеозое между Волгой и Уралом, к позднему палеозою исчез. В среднем палеозое произошло существенное смещение к югу Воронежской антеклизы.

Особенно интересен вопрос о степени унаследованности колебательных движений по отношению к современным движениям. Насколько современные движения следуют тому плану, который был намечен предыдущими новейшими и древними движениями и в свое время привел к образованию таких структур, как антеклизы, синеклизы, орогенные поднятия и прогибы и т. п.?

И в этом случае выявляется довольно пестрая картина. В одних случаях наблюдается совпадение современных движений с направлением движений новейших и древних, в других — такого совпадения нет [63].

В горных областях, как правило, наблюдается совпадение. Хотя, например, Апеннины, Средне-Венгерские горы и Южные Карпаты сейчас не поднимаются, а опускаются. На равнинах дело обстоит сложнее. Московская синеклиза унаследованно опускается, но Кубанская древняя депрессия поднимается. Ю. А. Мещеряков установил, что для Восточно-Европейской платформы унаследованный характер современных движений обнаруживается на 70 % площади, а на остальных 30 % современные движения несогласно наложены на древнюю структуру (рис. 31).

Следует иметь в виду, что при тех скоростях, которые характерны для современных колебательных движений (миллиметры в год), если эти движения в течение долгого времени сохраняли бы свою скорость и направленность, уже через миллион лет на Восточно-Европейской платформе должны были бы возникнуть горы и впадины с перепадом высот в километры.

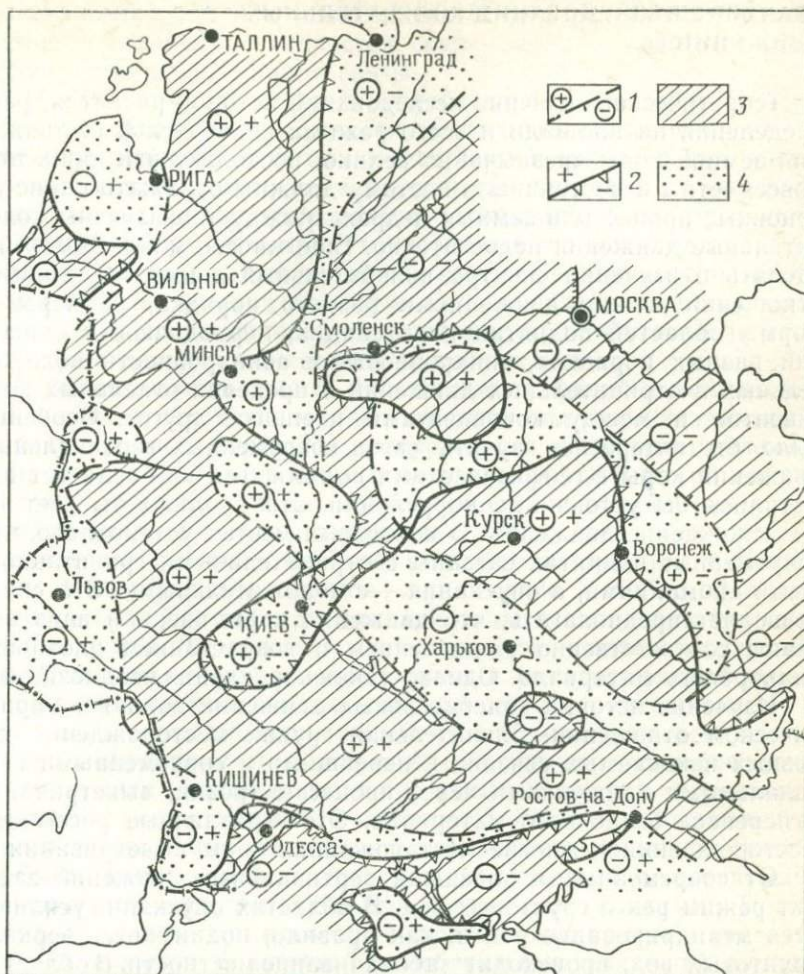


Рис. 31. Влияние геологической структуры на современные движения западной части Восточно-Европейской платформы (по Ю. А. Мещерякову):

1 — выступы (+) и впадины (-) складчатого фундамента; 2 — современные поднятия (+) и опускания (-); 3 — участки соответствия (по знаку) структуры и движений; 4 — то же, несоответствия

Поскольку такого рельефа нет, следует считать, что современные скорости отражают короткопериодные составляющие колебательного процесса, влияние которых в перспективе геологического времени нейтрализуется встречными колебаниями.

## ЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Теоретическое значение исследований истории развития, распределения на площади и всего режима колебательных движений земной коры чрезвычайно велико, поскольку эти движения повсеместны и постоянны и поэтому должны отражать какие-то основные процессы в земных недрах. Между тем изучены колебательные движения недостаточно. Еще многое можно было бы сделать в изучении спектра колебательных движений, взаимоотношений между движениями разного порядка, размеров и формы областей поднятия и опускания, периодичности движений разных порядков, синхронности и асинхронности положительных и отрицательных движений в пределах отдельных континентов и между континентами и многое другое. Особенно было бы интересно изучить связь современных вертикальных движений коры с геофизическими полями, так как если тут наметились бы устойчивые корреляции, это пролило бы свет на происхождение движений. В некоторых местах установлено, что современные поднятия связаны с отрицательными гравитационными аномалиями, а опускания — с положительными. Эта связь позволяет предполагать, что движения коры вверх и вниз вызваны соответственно уменьшением и возрастанием плотности подкорового материала. Однако такая корреляция неоднозначна.

Изучение истории колебательных движений важно и в практическом отношении. Значительная группа месторождений полезных ископаемых связана с новейшими и современными вертикальными движениями через процессы эрозии, выветривания и переноса осадочного материала. Это — различные россыпные месторождения и многие месторождения зоны выветривания.

От современных и новейших вертикальных движений зависит режим рек и грунтовых вод. В областях опускания усиливается меандрирование рек и, как правило, поднимается зеркало грунтовых вод, происходит заболачивание местности. В областях поднятия русла рек спрямляются, грунтовые воды погружаются, интенсивно развивается овражная сеть, а в горах углубляются и растут в длину ущелья. Следовательно, представление о режиме современных и новейших движений необходимо при любых инженерно-геологических изысканиях, связанных со строительством зданий, с водоснабжением, мелиорацией, гидротехническими сооружениями на реках. На берегах морей современные колебательные движения приводят либо к обмелению прибрежной зоны, либо к ее углублению и, следовательно, должны учитываться при строительстве различных береговых сооружений.

В значительной степени на знании распределения и скорости современных и новейших вертикальных движений основывается сейсмическое районирование, т. е. выделение зон, где возможны

землетрясения той или иной силы. Например, между сейсмичностью и градиентом скоростей современных и новейших движений установлена прямая связь.

Изучая историю древних колебательных движений, геолог оперирует фациями и мощностями осадочных пород. Составив схемы распределения фаций и мощностей для того или иного отрезка геологического времени, для той или иной территории, геолог может путем интерполяции и экстраполяции определить вероятный состав и мощность отложений на тех участках, где непосредственное наблюдение невозможно. Такой прогноз необходим при составлении геологических профилей, при проектировании буровых скважин, при интерпретации геофизических данных, при планировании геолого-поисковых работ.

Особенно важно знать распределение фаций и мощностей отложений, когда с последними связаны полезные ископаемые, особенно уголь и нефть. Их распределение и величина залежей в значительной степени зависят от распределения фаций и мощностей и от всего режима колебательных движений. Например, богатые угольные залежи образуются там, где длительно выдерживается режим точной компенсации прогибания накоплением и поверхность осадков лишь слабо колеблется около уровня моря. Таковы условия, в которых накапливались угленосные толщи Донецкого и многих других угленосных бассейнов. Существуют определенные эпохи в развитии земной коры, когда закономерно длительно выдерживается режим компенсации. Такие эпохи обычно оказываются между временем преобладания опускания над поднятием и временем преобладания поднятия над опусканием, т. е. между стадиями морского и континентального осадконакопления. В Донецком бассейне угленосная формация подстилается морскими, преимущественно карбонатными турнейскими и нижневизейскими отложениями, а перекрыта континентальными пермскими осадками. Таким образом намечается некоторый прогнозный признак угленосности, связанный с историей колебательных движений земной коры.

Изучение истории колебательных движений позволяет понять направление и время миграции нефти и газа в толщах пород. Эти подвижные ископаемые мигрируют вверх по восстанию слоев и скапливаются обычно в наиболее поднятых частях структур. Однако современный наклон слоев может отличаться от существовавшего ранее, когда как раз и происходила миграция нефти и газа. Палеотектонические реконструкции прежнего наклона слоев — метод определения направления поисков залежей этих полезных ископаемых.

## Глава III

### ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Земная кора пронизана многочисленными разрывами, нарушающими сплошность горных пород. Разрывы различаются протяженностью, наклоном, ориентировкой, амплитудой и направлением смещений крыльев. Мы встречаем среди них и мельчайшие «волосные» трещинки длиной в сантиметры и огромные разломы, вспарывающие земную кору на сотни и даже тысячи километров и глубоко проникающие в тектоносферу. Будучи по-разному ориентированными, разрывы пересекаются и вырезают в земной коре блоки разной формы и разных размеров. Мелкие блоки — это так называемые «отдельности» горных пород, крупные блоки — глыбы и «геоблоки». Сочетание разрывов разных размеров приводит к тому, что мелкие блоки оказываются вложенными в более крупные, последние — в еще более крупные и т. д. Все это обуславливает многопорядковую блоковую структуру земной коры.

Среди разрывов особого внимания заслуживают наиболее крупные и наиболее протяженные разломы со смещениями большой амплитуды, существующие длительно (в течение многих геологических периодов) и оказывающие значительное влияние на развитие эндогенных процессов — тектонических, магматических, метаморфических. Разрыв этого типа обычно прямолинейен, имеет в длину сотни и даже тысячи километров и выражен не одной линией раскола, а целой зоной сильно деформированных и разбитых пород. Ширина такой зоны варьирует от десятков метров до десятков километров. Внутри зоны породы разбиты густой сеткой разрывов разных порядков и размеров. Разрывы разделяют зону на ромбы, многоугольники разной величины, плотно примыкающие друг к другу и вложенные одни в другие. Разрывы кулисообразны по простиранию и по падению, поперечные разрывы разделяют зону на отдельные отрезки. Вдоль разрывов породы сильно брекчированы, перетерты, катаклазированы, тогда как во внутренних частях глыб сохраняются цельные участки пород. Помимо обилия разрывов, зоны глубинных разломов отличаются от соседних участков большим смятием слоев в складки. Это — не столько цельные складки, сколько не связанные друг с другом их обрывки. Породы часто характеризуются повышенной степенью метаморфизма, что свидетельствует о большем прогревании пород и об усиленной циркуляции в них вод и различных растворов. С разломами связан вынос газов глубинного происхождения (например, обнаружены систематические выносы  $H_2$  и  $^3He$ ). Для зон глубинных разломов характерен кливаж. Эти же зоны являются местами прояв-

ления разнообразного магматизма — интрузивного и эффузивного, кислого и основного.

Хорошо известно, что с глубинными разломами связаны различные группы рудных полезных ископаемых, соответствующие разным этажам глубинности. В целом это зоны усиленных деформаций и разрушения земной коры и повышенной ее проницаемости для магмы и флюидов, жидких и газообразных. Такие зоны выделяют в качестве особых структурных элементов земной коры и называют глубинными разломами. Они именуется также шовными зонами или зонами смятия. Примеры их строения можно видеть на рис. 32, 33.

Глубинность разломов подтверждается не только их большой протяженностью и большими амплитудами относительных смещений прилегающих участков земной коры, но и тем, что по таким зонам к поверхности поднимаются магмы, в том числе и подкорового происхождения. Есть основания полагать, что многие глубинные разломы пересекают всю толщу земной коры и проникают в верхнюю мантию Земли. Это подтверждается и геофизическими данными (рис. 34).

В то же время широко распространены разломы, затухающие и в пределах земной коры.

Большая часть глубинных разломов вертикальны. Но есть разломы и наклонные. По относительным смещениям крыльев глубинных разломов могут быть выделены: глубинные взрезы — разломы с существенно вертикальным относительным перемещением крыльев (этот тип разломов явно преобладает); глубинные раздвиги, характеризуемые горизонтальным раздвижением крыльев; глубинные сбросы со смещением всячего крыла вниз; глубинные взбросы и надвиги со смещением всячего крыла вверх.

Глубинные взрезы проявляются с наибольшей активностью там, где амплитуда и контрастность вертикальных движений земной коры максимальны: в областях геосинклинального и орогенного режимов. Амплитуда больших взрезов измеряется километрами, достигая в некоторых случаях 20 км. Глубинные раздвиги и сбросы характерны для областей рифтового режима. В пределах континентов они позволяют говорить о явлении растяжения литосферы на несколько километров.

В последние годы, в результате применения усовершенствованного сейсмического метода отраженных волн, получены данные о существовании в зонах орогенного режима полого наклонных отражающих поверхностей, проникающих на глубину 20—30 км (рис. 35). Возможно, что эти поверхности пересекают всю земную кору и опускаются в мантию. Вверх по восстанию они обычно смыкаются с внутрикоровыми приповерхностными надвигами. Последнее обстоятельство позволило интерпретировать их как надвиги. Высказано предположение, что амплитуда



перемещения по ним может превышать 100 км. Наша интерпретация этих структур дана в следующей главе.

Некоторые исследователи предполагают наличие в глубине земной коры горизонтальных поверхностей смещений, по которым отдельные «лоскуты» коры перемещаются друг относительно друга [89].

Этот вопрос заслуживает специального внимания. Наблюдая проявления разломов на поверхности, мы получаем представление об их двух горизонтальных измерениях. Но должно существовать и третье измерение — вертикальное, т. е. глыбы, вырезанные в земной коре разломами, должны иметь определенную толщину. Где находится их подошва? На уровне раздела Мохо, или на границе между литосферой и астеносферой, или же внутри земной коры? Ответ на этот вопрос, возможно, не имеет столь большого значения для глыб,двигающихся в вертикальном направлении, хотя и в этом случае решение его помогло бы определить глубину источника, вызывающего движение, и его природу. Но существенное значение тот же вопрос имеет для глыб, которые смещаются в горизонтальном направлении.

За последнее время в земной коре континентов были обнаружены горизонтальные сейсмические волноводы (см. гл. 1). Предполагают, что такие волноводы представляют собой зоны усиленной трещиноватости и интенсивной обводненности. Эти волноводы как раз и могут служить ослабленными зонами, по которым возможно скольжение вышележащих пород.

Своеобразными сверхглубинными надвигами можно считать при определенной их интерпретации «зоны Беньофа—Заварицкого», окаймляющие Тихий океан и являющиеся зонами средоточия глубоких сейсмических очагов (вплоть до глубины более 700 км). Эти зоны наклонены под углами 30—60°. Механизм смещений в очагах может быть интерпретирован как надвигание со стороны континента или пододвигание со стороны океана. Эта сверхглубинная структура имеет значительно более общее значение, чем те разломы, о которых сейчас идет речь, и поэтому будет рассмотрена специально.

Рис. 32. Актасская зона глубинных разломов (по А. И. Суворову, 1968):

1 — зона поднятий с преимущественным развитием отложений силура или нижнего палеозоя и рифея; 2 — контуры наложенных мульд, заполненных отложениями девона и карбона; 3 — зоны прогибов, заполненных отложениями верхнего девона — нижнего карбона и нижнего-среднего девона; 4 — область распространения вулканических толщ верхнего палеозоя; 5 — грабены Актасской сбросово-сдвиговой зоны; 6, 7 — пояса герцинских гранитоидов (6 — ранних, 7 — поздних); 8 — зона интенсивных деформаций в породах силура-ордовика и нижнего-среднего девона; 9 — региональные сдвиги и сбросо-сдвиги; 10—12 — смещенные по сдвигам вулканогенные породы верхнего палеозоя (10 — основного состава; 11 — среднего состава; 12 — туфопесчаники); 13 — разломы надвигового пояса; 14 — предполагаемые разломы; 15 — направление сдвигов и надвигов



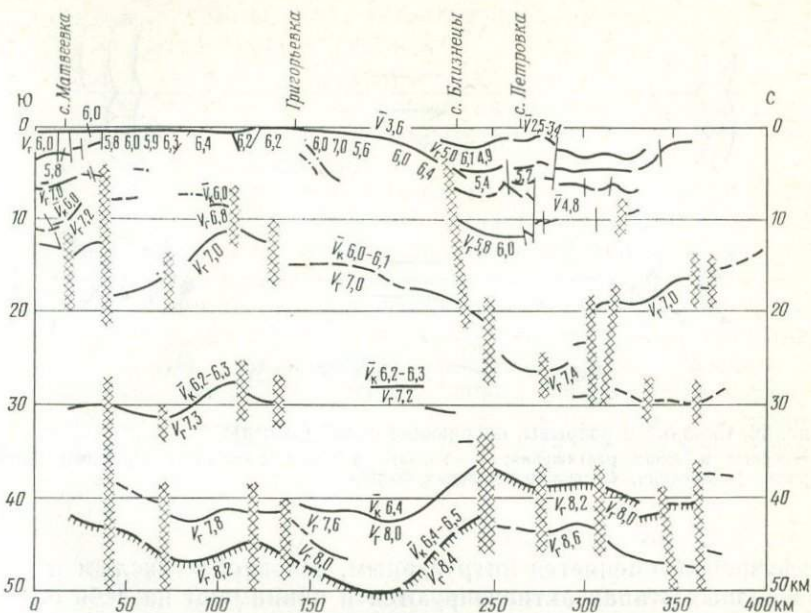


Рис. 34. Схематический разрез земной коры по профилю ГСЗ «Запорожье — Шевченко» (по И. С. Вольвовскому и Б. С. Вольвовскому, 1975)

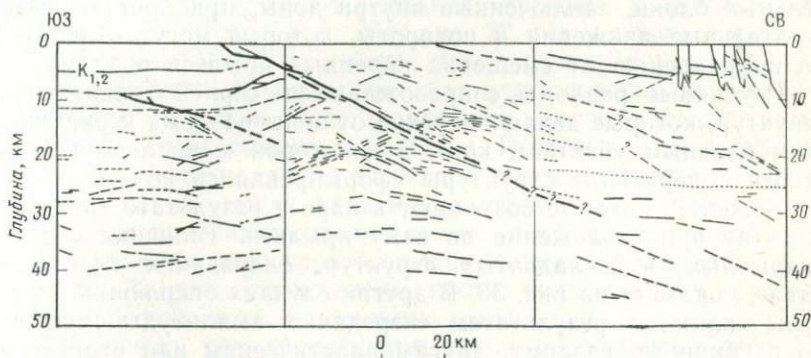


Рис. 35. Сейсмический разрез по отраженным волнам в Скалистых Горах, США (по Г. Б. Линну и др., 1983)

Большие амплитуды горизонтальных смещений, достигающие многих десятков и нескольких сотен километров, отмечаются при глубинных сдвигах. Самые крупные из них приурочены к областям орогенного режима. Поскольку глубинные разломы существуют долго, направление движений по ним может неоднократно меняться. Меняется и характер магматизма:

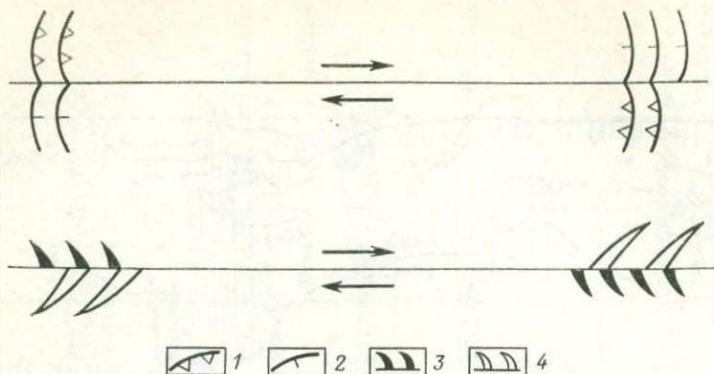


Рис. 36. Складки и разрывы, оперяющие сдвиг (схема):

1 — сбросы в зонах растяжения; 2 — надвиги в зонах сжатия; 3 — трещины отрыва в зонах растяжения; 4 — складки в зонах сжатия

эффузивный сменяется интрузивным, основной — кислым и т. д. На разных этапах активизируются и принимают на себя основную часть движения то те, то другие частные разрывы, осложняющие зону глубинного разлома. Смещения мигрируют внутри зоны, постепенно все больше ее разрабатывая. При этом отдельные блоки, заключенные внутри зоны, приобретают самостоятельные движения и повороты, которые могут отличаться по направлению от смещения коренных крыльев разлома.

Глубинные разломы сопровождаются серией «оперяющих» структур, которые делают переход от зоны разлома к окружающим цельным участкам коры в некоторой мере постепенным. Многие оперяющие структуры сформировались под действием напряжений, которые возникают в коре в результате трения по разлому при скольжении по нему крыльев. Типичная система разрывных и складчатых структур, оперяющих глубинный сдвиг, показана на рис. 36. В других случаях оперяющие структуры являются результатом «передачи» амплитуды смещения по глубинному разлому, другим пластическим или разрывным дислокациям. Например, смещение по глубинному сдвигу может заместиться в месте его затухания серией складок или надвигов, расположенных поперек простирания разлома, или, наоборот, сбросами растяжения.

Очень характерны «приразломные прогибы» — асимметричные тектонические структуры, примыкающие к разлому и им срезанные, выполаживающиеся с удалением от разлома, заполненные осадками. Типичный приразломный прогиб, заполненный юрскими и меловыми отложениями, сопровождает, например, Талассо-Ферганский разлом.

## МЕТОДЫ И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Многие глубинные разломы — древние структуры, прекратившие к нашему времени свою активность. Другие глубинные разломы сохраняют активность до наших дней, что обычно выражается в землетрясениях.

Историю глубинных разломов можно восстановить различными геологическими методами, отчасти сходными с методами восстановления истории колебательных движений земной коры. Например, если крылья разлома длительно смещались друг относительно друга в вертикальном направлении, то может быть использован метод, основанный на сопоставлении мощностей и фаций отложений, слагающих крылья разлома. На рис. 37 изображен палеотектонический профиль через один из глубинных разломов в Центральном Казахстане, где происходит резкое изменение мощностей и состава осадков. Возраст осадков позволяет судить о времени активного проявления движений по разлому.

На рис. 38, б сопоставлены стратиграфические разрезы нескольких блоков, разделенных разломами. Сравнение разрезов приводит к выводу, что вертикальные движения по разделяющим их разломам происходили длительно, подобно тому, как происходят медленные колебательные движения, и неоднократно меняли свое направление. Времени опускания блока соответствует накопление осадков, времени поднятия — перерыв в осадконакоплении. На рис. 38, а в условном масштабе изображены кривые движений этих блоков во времени.

Значительно сложнее, чем для вертикальных движений по глубинным взрезам, восстанавливать картину горизонтальных движений по глубинным сдвигам. Реперы в этом случае значительно менее надежны. Основной метод состоит в обнаружении смещений между элементами структуры, которые по тем или иным признакам представляют собой части единой структуры, пересекавшей первоначально линию, по которой прошел разлом. Такими структурами могут быть складки, разрывы, магматические тела, фациальные зоны и т. п.

Например, при определении амплитуды сдвига Грэйт Глен в Шотландии было использовано то, что разрыв пересек гранитный массив и раздвинул его вдоль разрыва на расстоянии около 100 км (рис. 39). Если идентичность двух массивов установлена достоверно, то определение амплитуды смещения следует считать обоснованным. Далеко не всегда, однако, в подобных случаях можно быть уверенным, что предполагаемое было единство ныне разобщенных структур установлено безупречно.

При определении амплитуды сдвига по Талассо-Ферганскому разлому (Тянь-Шань) был учтен тот изгиб, который

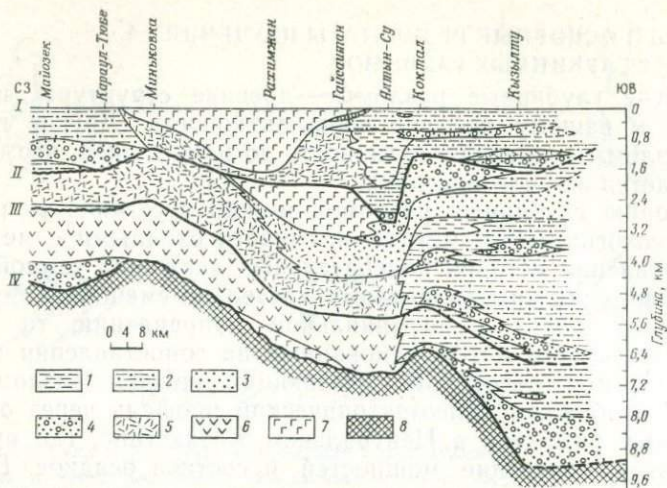
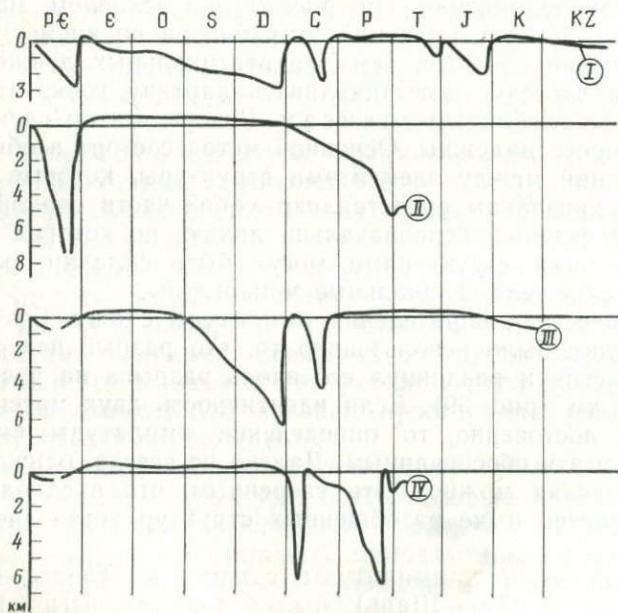


Рис. 37. Фациальный профиль девонских отложений Спасско-Карагандинской области (по А. И. Суворову, 1968):

1—7 — фацисы (1 — глинистая; 2 — песчано-глинистая; 3 — песчаная; 4 — песчано-конгломератовая; 5 — вулканогенная кислая и средняя; 6 — вулканогенная средняя; 7 — вулканогенная основная); 8 — кристаллический фундамент. I—IV — стратиграфические границы по подошвам ярусов: I —  $D_2^2$ , II —  $D_2^1$ , III —  $D_1^3$ , IV —  $D_1^1$ . Волнистые линии — поверхности размыва



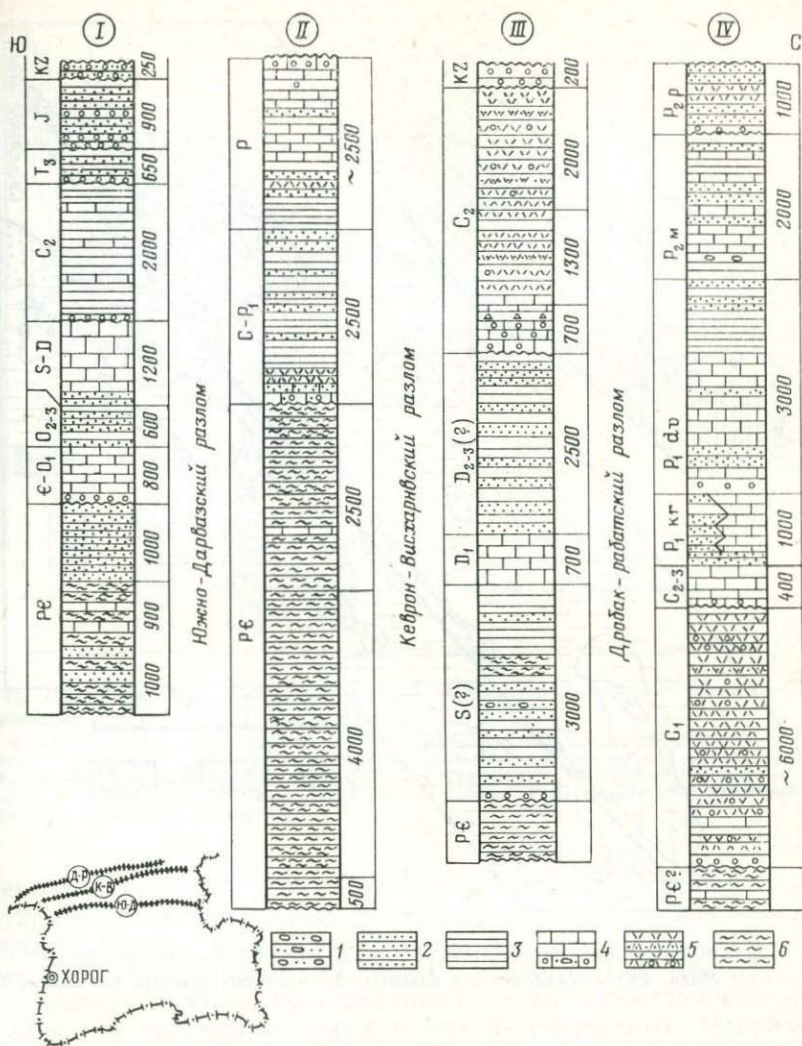


Рис. 38. Стратиграфические разрезы крыльев Южно-Дарвазского, Кеврон-Висхарского и Дробак-Рабатского краевых долгоживущих разломов (по М. М. Кухтикову и Г. П. Винниченко) и условные графики движений блоков (I—IV), разделенных разрывами:

1 — конгломераты, брекчи; 2 — песчаники, кварциты; 3 — глинистые сланцы, алевролиты; 4 — известняки, доломиты, мраморы, конгломератовидные известняки; 5 — вулканы среднего и кислого состава; 6 — кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты

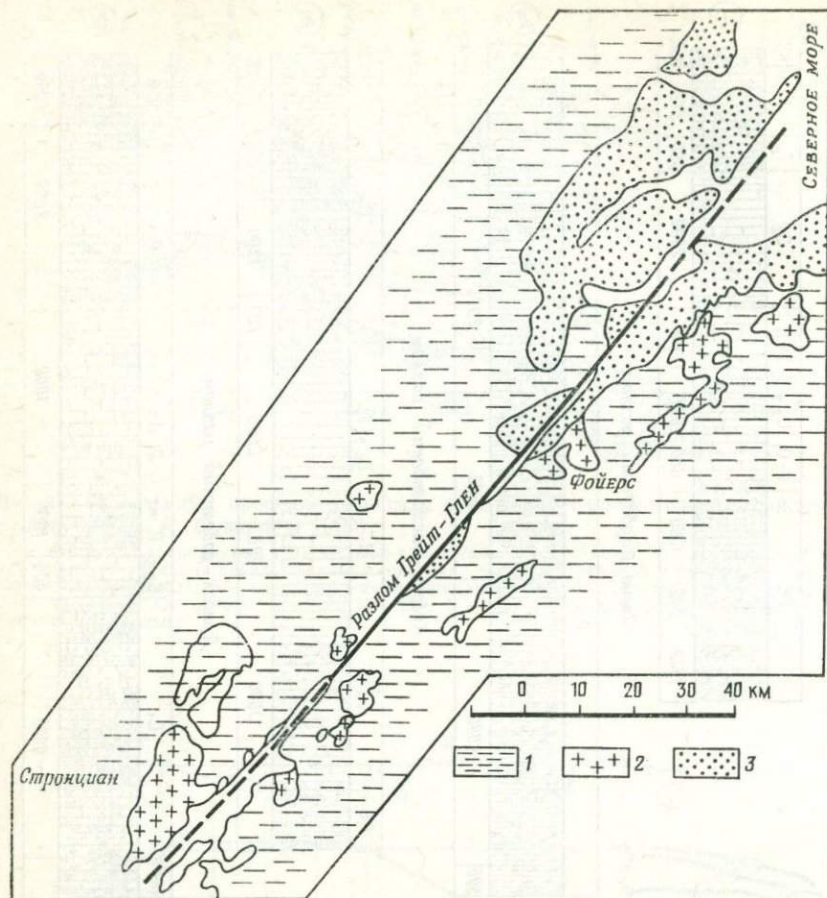


Рис. 39. Геологическая схема Шотландского нагорья (по В. Кеннеди):  
 1 — сланцы Мойн, PR; 2 — каледонские граниты; 3 — «древний красный песчаник», D<sub>1</sub>

делают в зоне разлома фациальные зоны девонских отложений (рис. 40). Если изгиб вызван действительно смещением по разлому, то амплитуда правого сдвига достигает в этом случае приблизительно 180 км. Известно, что сдвиг вдоль Талассо-Ферганского разлома к северу затухает близ «линии Николаева»: севернее этой линии сдвиг не обнаруживается и по разлому наблюдаются признаки только вертикального смещения. Предполагается, что сдвиг «передает» свою амплитуду на движениям в Чаткальском хребте. Талассо-Ферганский сдвиг и Чаткальские надвиги составляют в этом случае сопряженную динамическую систему или, по выражению А. И. Суворова,

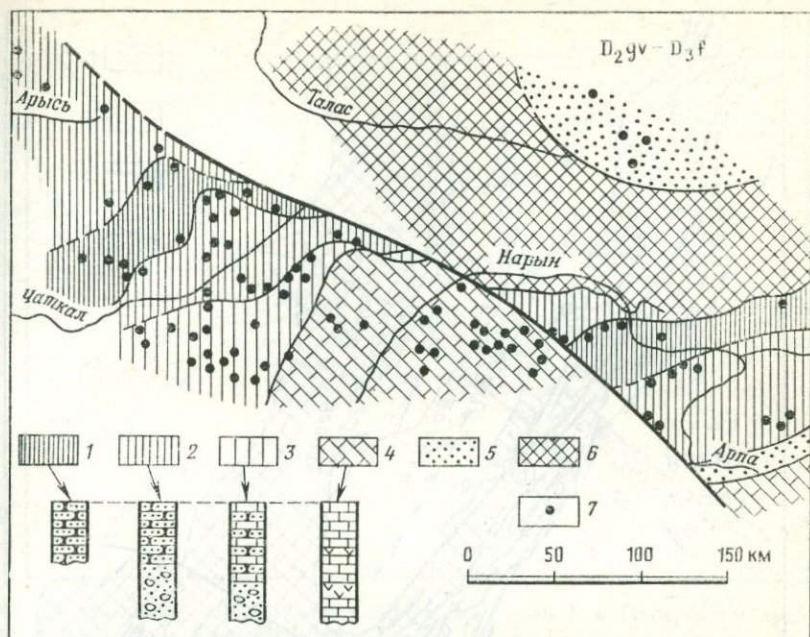


Рис. 40. Структурная схема части Тянь-Шаня, прилегающей к Талассо-Ферганскому разлому (по В. С. Бургману):

1-4 — фациальные типы разрезов живетско-франских отложений (1 — брекчии и песчаники; 2 — зеленые, красные и светлые конгломераты и песчаники; 3 — переслаивание песчаников, алевритов, известняков; 4 — известняки, кварцевые порфиры); 5 — континентальные пестроцветные отложения; 6 — области денудации; 7 — местоположение стратиграфических разрезов

тектонпару. Ряд таких тектонопар Суворов установил [111, 112] в Центральном Казахстане, где, например, правый Актаский глубинный сдвиг с амплитудой в 20 км образует тектонопару со Спасской зоной глубинных надвигов (см. рис. 32).

Возраст сдвигов устанавливаются путем сопоставления возраста уже смещенных пород и еще не смещенных. Например, возраст сдвига Грэйт Глен — конец силура — начало девона, поскольку силурийские граниты смещены, а девонские отложения не нарушены. Возраст Талассо-Ферганского сдвига по аналогичным признакам — послесреднекаменноугольный, но допермский.

Амплитуда знаменитого сдвига Сан-Андреас в Калифорнии определена по относительному смещению между выходом своеобразных по составу, легко распознаваемых цветных миоценовых конгломератов, с одной стороны, и обнажением массива пород, который мог служить источником для этих конгломератов, — с другой [119]. Конгломераты находятся по одну сторону

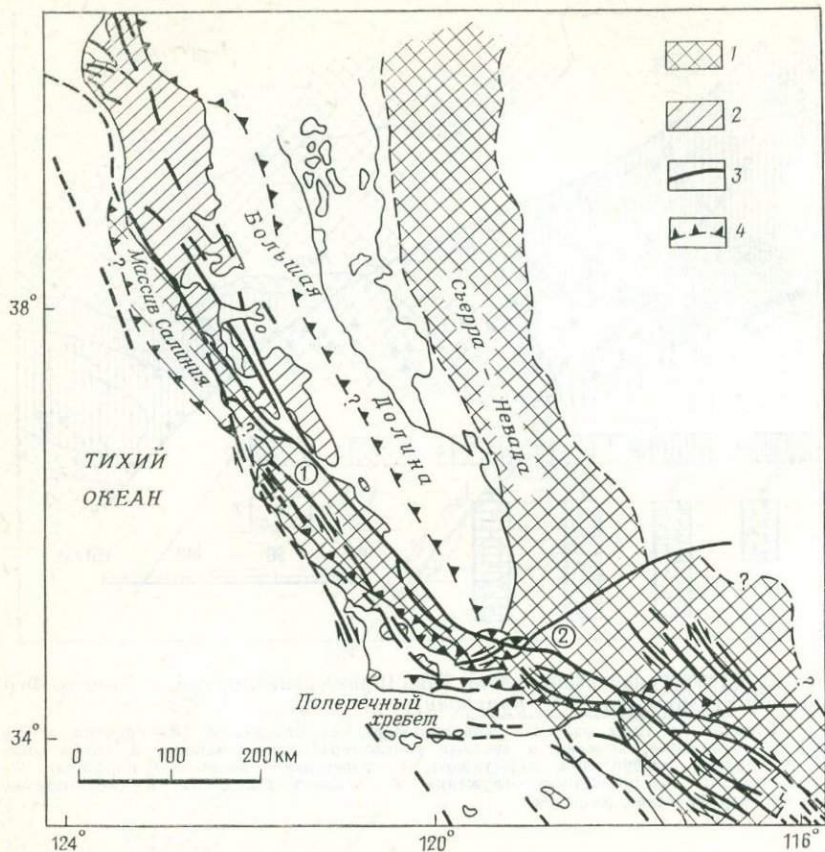


Рис. 41. Схема строения Южной Калифорнии (по Б. Пэджу).

1 — меловые плутоны среди метаморфических пород; 2 — францискский комплекс; 3 — разрывы; 4 — надвиги. Цифры в кругах: 1 — место обнажения миоценовых пестрых конгломератов; 2 — обнажение вулканических пород, считающихся источником конгломератов

разлома, а предполагаемый их источник — по другую на расстоянии 240 км (рис. 41).

Этот вывод можно считать обоснованным, если породы в гальках конгломерата и в массиве, действительно, идентичны. И если именно эти конгломераты образовались из обломков именно этого массива, а не какого-то другого, который сейчас скрыт под позднейшими отложениями. То, что здесь не все ясно, видно из того, что амплитуда в 240 км с миоцена некоторыми исследователями все же оспаривается. Дело в том, что несколько севернее Лос-Анджелеса от берега океана в глубь континента протягивается в широтном направлении Поперечный хребет длиной 500 км и шириной 100 км. Это — сложный,

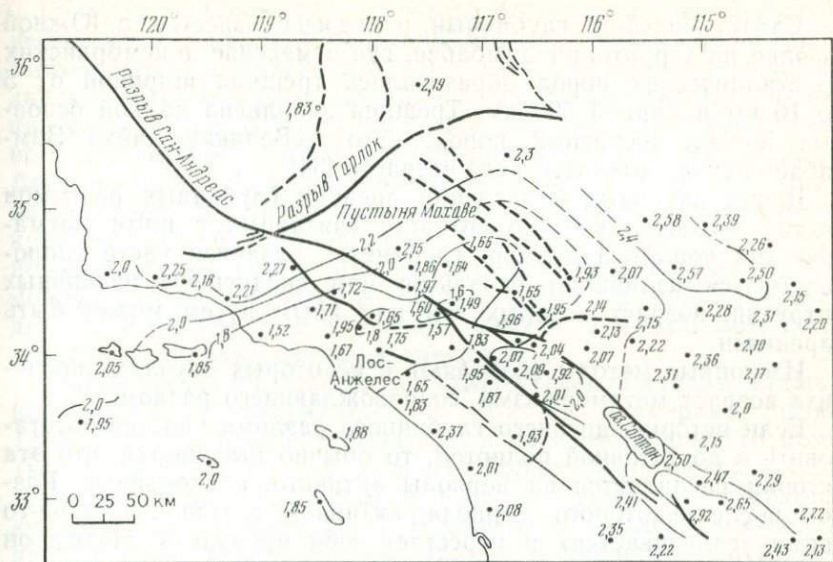


Рис. 42. Изолинии запаздывания сейсмических волн Р в Поперечном хребте (по Д. Хэдли и Г. Канамори, 1978).

Цифры на изолиниях — запаздывание в %, точки с цифрами — пункты наблюдений

разбитый разрывами антиклинорий с древними метаморфическими и плутоническими породами в ядре и мезозойскими и кайнозойскими отложениями на крыльях. Антиклинорий пронизан позднемеловыми гранитными интрузиями. Замечательно, что этот широтный антиклинорий пересекает под углом около  $45^\circ$  складчатые структуры мезозойских отложений Берегового хребта и он же пересекает и разлом Сан-Андреас. Поднятие хребта произошло сравнительно недавно (не более 10 млн лет тому назад), но все же и за это время, если темпы перемещения по глубинному сдвигу сохранялись, смещение должно было достигнуть 100 км. Такого смещения там, где Поперечный хребет пересекает разлом, нет. Кроме того, сейсмологические данные показали, что хребет имеет глубокий «корень», опускающийся на глубину 100 км и характеризующийся повышенными по сравнению с окружающей средой сейсмическими скоростями. Этот «корень» также без видимого смещения пересекает разлом Сан-Андреас и продолжается за ним еще на 100 км (рис. 42).

Из изложенного видно, что для глубинных сдвигов амплитуда и возраст смещения устанавливаются значительно менее уверенно, чем для вертикальных взрезом. Не удивительно поэтому, что в вопросах, связанных со сдвигами, гораздо больше разногласий, чем в оценке движений по взрезам.

Самый большой глубинный раздвиг известен в Южной Африке на территории Зимбабве, где в массиве докембрийских кристаллических пород образовалась трещина шириной от 5 до 10 км и длиной 500 км. Трещина заполнена дайкой основных и ультраосновных пород. Это — «Великая дайка Зимбабве» раннепротерозойского возраста [34].

Время активных проявлений древних глубинных разломов устанавливаются также по возрасту связанных с ними магматических пород. Например, глубинные раздвиги часто сопровождаются излиянием базальтов или внедрением различных интрузий, возраст которых тем или иным путем может быть определен.

Изотопные методы позволяют в некоторых случаях определить возраст метаморфизма, сопровождающего разлом.

Если историю древнего глубинного разлома удастся восстановить с достаточной полнотой, то обычно выясняется, что эта история распадается на периоды активные и спокойные. Разлом после некоторого периода активной жизни на какое-то время «залечивается» и перестает себя проявлять. Позже он снова активизируется и т. д. При этом активизация может происходить в разное время на разных отрезках разлома. Кроме того, направление движений по глубинному разлому с течением времени меняется. Правое сдвиговое смещение сменяется левым, раздвиг замещается взрезом, крылья которого движутся попеременно то вверх, то вниз. А. И. Суворов в результате многолетних исследований в Центральном Казахстане установил [112], что в изменениях режима деятельности глубинных разломов существует некоторая закономерность. Она заключается в том, что обычно жизнь глубинного разлома начинается с раздвигания. Последний во многих случаях сопровождается вулканическими излияниями. Позже раздвиг сменяется взрезом с вертикальными смещениями, направление которых может меняться. И, наконец, еще позже начинают преобладать сдвиги.

Устанавливается также зависимость этой последовательности от общей периодичности эндогенных процессов. Так, в Казахстане и Средней Азии при общем преобладании взрезывания выделяются три эпохи, когда значительную роль играют сдвиги: средний палеозой (преимущественно девон), поздний палеозой (поздний карбон — пермь) и неоген — четвертичное время. А в раннем палеозое, раннем — среднем карбоне, мезозое и палеогене сдвиги развиты слабо и преобладают раздвиги и взрезы. Отметим, что девон, поздний палеозой и неоген — четвертичное время отвечают соответственно заключительным стадиям каледонского, герцинского и альпийского эндогенных циклов, тогда как другие упомянутые периоды представляют собой начальные и средние стадии эндогенных циклов.

Например, Спасский глубинный разлом, протянувшийся на несколько сот километров вдоль южного крыла Карагандинского прогиба в Казахстане, зародился в ордовике в виде раздвига, который служил каналом для выхода основных вулканических пород. В конце ордовика это уже взрез с опускающимся северным крылом и поднимающимся южным. Местами близ поверхности взрез переходит в надвиг южного крыла на северное. В силуре направление относительных смещений крыльев сменилось на обратное. В девоне тот же разлом становится левым сдвигом, амплитуда которого достигала, возможно, 100 км. После спокойного состояния в начале мезозоя, движения возобновились в конце мезозоя и в кайнозое, когда преобладали правосдвиговые смещения.

Приуроченность сдвигов к заключительной стадии эндогенного цикла подтверждается и другими примерами. Сдвиг Грэйт Глен по времени приурочен к концу каледонского цикла (конец силура — начало девона). Талассо-Ферганский разлом зародился, вероятно, в силуре в форме взреза с опущенным юго-западным крылом [111]. В девоне по разлому произошел правый сдвиг небольшой амплитуды. В раннекаменноугольное время характер движений снова изменился: стал развиваться взрез с опущенным северо-восточным крылом. В позднекаменноугольное время произошло основное правосдвиговое смещение на 180—200 км. В мезозое снова стали преобладать вертикальные движения. И со стороны Нарынской депрессии, и со стороны Ферганы образовались приразломные прогибы, заполненные угленосными юрскими отложениями и молассой нижнего мела. На юго-западном крыле разлома мощность этих отложений достигла 3 км. С северо-восточной стороны прогибание продолжалось в кайнозое, общая мощность осадков возросла до 5 км. В неогене возобновилось правосдвиговое смещение, которое достигло нескольких десятков метров и продолжается до сих пор.

Сдвиг Сан-Андреас приурочен к неоген-четвертичному времени, т. е. к концу альпийского цикла. Ранее по тому же разрыву происходили вертикальные движения. Их конечная амплитуда 7—8 км.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ СОЧЕТАНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Активность глубинных разломов — одно из выражений эндогенной деятельности значительной интенсивности. Поэтому они преимущественно проявляются там, где развиваются и другие формы интенсивных тектонических движений. Например, все типы глубинных разломов (и особенно глубинные взрезы) характерны для орогенного эндогенного режима, когда развиваются контрастные вертикальные движения земной коры

большой амплитуды. В этих случаях разломы разделяют земную кору на глыбы, смещающиеся друг относительно друга. Наиболее просты сочетания зон поднятия и зон опускания, разделенные взрезами. Как уже было указано применительно к новейшим колебательным движениям, история поднятий и прогибов обычно начинается с пластического изгиба земной коры, который в дальнейшем переходит в разлом. Но раз образовавшись, разлом может впоследствии неоднократно активизироваться, и тогда относительные вертикальные движения сразу приобретают разломный характер.

Эти простые соотношения вертикальных движений земной коры и разломов в действительности значительно сложнее. Тут и рассечение границы между поднятием и прогибом не одним, а серией взрезав разных рангов, и кулисообразное расположение разрывов на площади и в разрезе, и поперечные взрезы, и сбросы, связанные с местным растяжением, и сдвиги, и надвиги.

Особенно интересна связь взрезав с надвигами. Если возможно проследить положение поверхностей глубинных взрезав на глубину нескольких километров, то сплошь и рядом наблюдается, что вертикальный на некоторой глубине разлом при приближении к поверхности становится наклонным с падением под относительно поднятую глыбу. Вертикальный взрез переходит вверх в надвиг, поверхность которого может стать очень пологой, горизонтальной и даже наклоненной в обратном направлении. Такое явление широко распространено в горных областях (рис. 43), где вертикальные размеры обнажений позволяют эти соотношения видеть. Такой переход взреза в надвиг связан с расседанием в стороны под действием силы тяжести верхних частей относительно поднятых глыб земной коры.

Следует выделить два специфических типа пространственных сочетаний глубинных разломов: глубинные рифты и линейменты.

**Глубинные рифты** — структуры растяжения земной коры. Соседние участки земной коры раздвигаются, между ними возникают наклонные нормальные сбросы, смещения по ним компенсируют растяжение. Серии сбросов разделяют земную кору на грабены (которые главенствуют) и горсты между ними, имеющие характер остаточных структур. В целом рифт может считаться сложным грабеном, разделенным на грабены и горсты второго и многих следующих порядков. Глубинными рифтами обычно именуют сложные грабены большой протяженности (многие сотни и тысячи километров) с большой амплитудой вертикальных смещений (несколько километров). Примерами континентальных глубинных рифтов являются: Африкано-Аравийский рифтовый пояс (рис. 44), протянув-

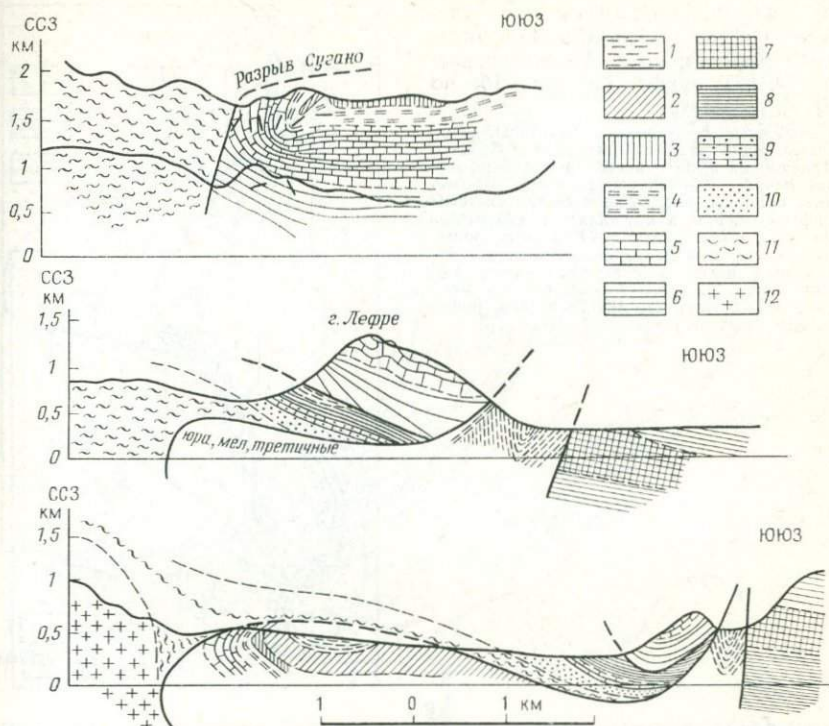


Рис. 43. Профили через разрыв Сугано в Южных Альпах (по Ф. Агтербергу):

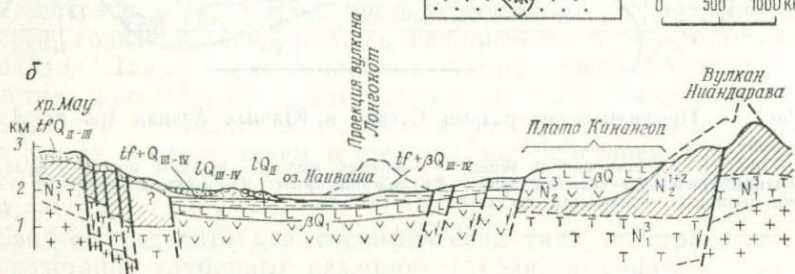
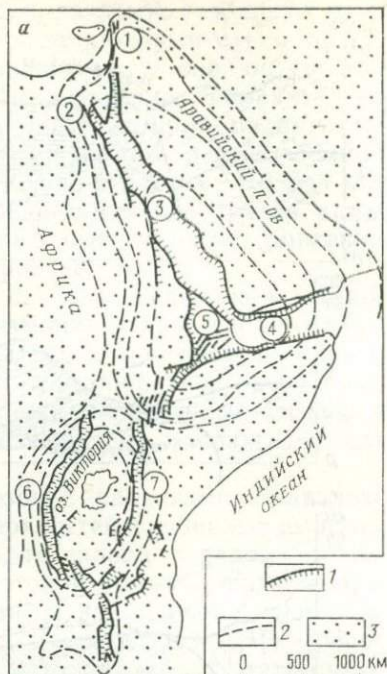
1 — миоцен; 2 — олигоцен и эоцен; 3 — верхний мел; 4 — нижний мел; 5 — юра; 6 — верхний триас; 7 — средний триас; 8 — нижний триас; 9 — верхняя пермь; 10 — нижняя пермь; 11 — кварцевые филлиты; 12 — граниты

шийся от Мертвого моря на севере до р. Замбези на юге; Байкальская система глубинных грабенов (рис. 45) протяженностью около 2500 км (от оз. Косогол до Токкинской впадины) [53]; система Рейнских грабенов (рис. 46) протяженностью 600 км; Провинция Бассейнов и Хребтов [65], расположенная в центре Кордильер (рис. 47) в США (шт. Калифорния, Невада, Юта и Аризона) протяженностью до 1000 км.

Ширина рифтов весьма различна — от десятков до сотен километров. Например, ширина Верхне-Рейнского рифта 40 км, а рифта Провинции Бассейнов и Хребтов — 600 км. Вертикальная амплитуда опускания земной коры в Байкальском рифте достигает 5 км (по некоторым данным 7 км), в других рифтах она обычно не превышает 3 км. Величина растяжения, которая может быть рассчитана исходя из наклона сбросов и вертикальной амплитуды, для Африкано-Аравийского рифта

Рис. 44. Восточно-Африканская система рифтов и Аравийско-Африканский рифт (а; по Г. Клоосу) и разрез через «рифт Грегори» (б; по Н. А. Логачеву):

1 — сбросы; 2 — условные изогипсы, обрисовывающие два больших свода: Судано-Аравийский (Эритрейский) и Восточно-Африканский; 3 — континентальные отложения. Грабены, входящие в состав системы рифтов (цифры в кружках): 1 — Мертвого моря; 2 — Суэцкий; 3 — Красного моря; 4 — Аденского залива; 5 — Эфиопский; 6 — западная ветвь собственно Восточно-Африканского рифта; 7 — восточная ветвь собственно Восточно-Африканского рифта («рифт Грегори»)



составляет 5—10 км, для Байкальского 10—20 км, а для Рейнского 5—10 км. Для рифта Провинции Бассейнов и Хребтов амплитуда достигает 70 км, что приблизительно равно 10 % общей ширины рифта.

Все перечисленные рифты — молодые структурные образования. Их формирование приурочено к неотектонической эпохе (неогену и антропогену), тектонические смещения, выраженные землетрясениями, продолжают в них до сих пор.

**Линеаменты** — ряд тектонических структур, часто весьма разных и по типу и по возрасту, объединенных в линейно вытянутую цепь, протяженностью иногда до многих тысяч километров.

Ярким примером тектонического линеамента является Днепровско-Тянь-Шаньский линеамент длиной свыше 2000 км

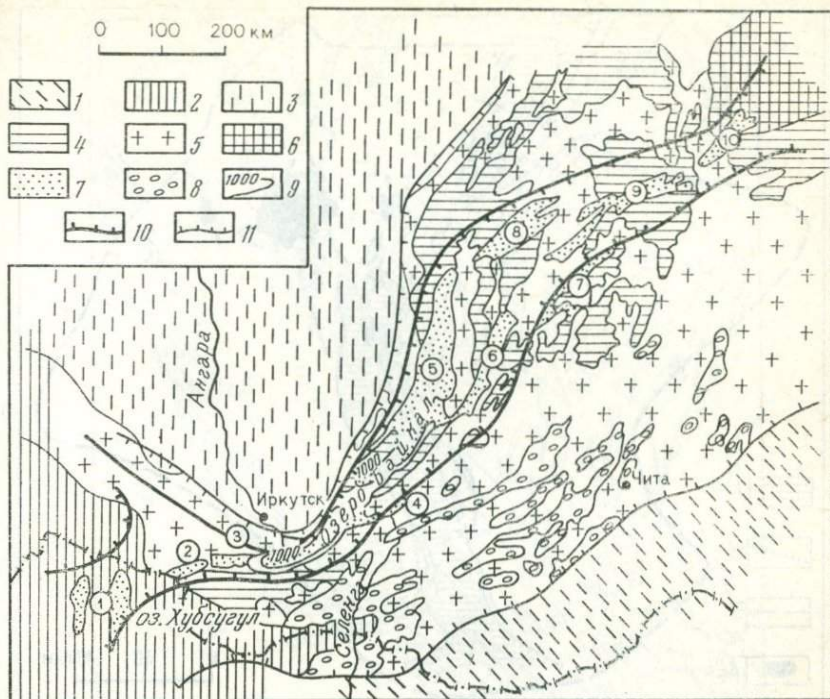


Рис. 45. Схема строения Байкальского рифта и зоны эпимезозойской орогенной активизации в Западном Забайкалье (по Н. А. Логачеву и Ю. А. Зорину, 1984):

1 — зона герцинской складчатости; 2 — зона каледонской складчатости; 3 — нижнепалеозойские образования Ангаро-Ленского передового прогиба байкальской орогенной зоны; 4 — протерозойские породы байкальской орогенной зоны; 5 — протерозойские гранитоиды; 6 — зона архейской складчатости; 7 — неотектонические грабены Байкальского рифта; 8 — грабены в зоне эпимезозойской орогенной активизации; 9 — изолинии глубины 1000 м в оз. Байкал; 10 — границы зон неотектонического поднятия до 2000 м; 11 — границы зоны неотектонического поднятия до 3000 м

Грабены Байкальского рифта (цифры в кружках): 1 — Косогольские; 2 — торский; 3 — Тункинский; 4 — Нижнеселенгинский; 5 — Байкальские; 6 — Баргузинский; 7 — Баунтовский; 8 — Верхнеангарский; 9 — Муйский; 10 — Чарский

(рис. 48). По одной линии с северо-запада на юго-восток здесь разместились: Припятская синеклиза, Днепровско-Донецкая синеклиза, складчатый Донбасс, скрытый севернее Маньча под покровом молодых отложений «вал Карпинского», складчатая зона Мангышлака и, наконец, северо-западные отроги Южного Тянь-Шаня (хр. Нуратау). Припятская и Днепровско-Донецкая синеклизы имеют мезозойско-кайнозойский возраст, складчатые структуры Донбасса — палеозойский, а складчатость Мангышлака — раннемезозойский. Строение Южного Тянь-Шаня связано с двумя одновременными событиями: поднятием и складчатостью в позднем палеозое и неотектонической

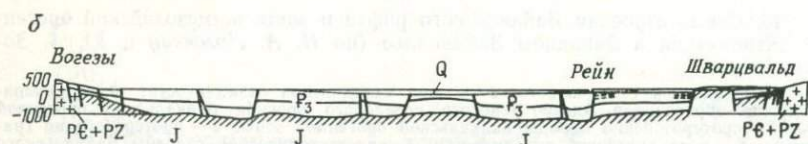
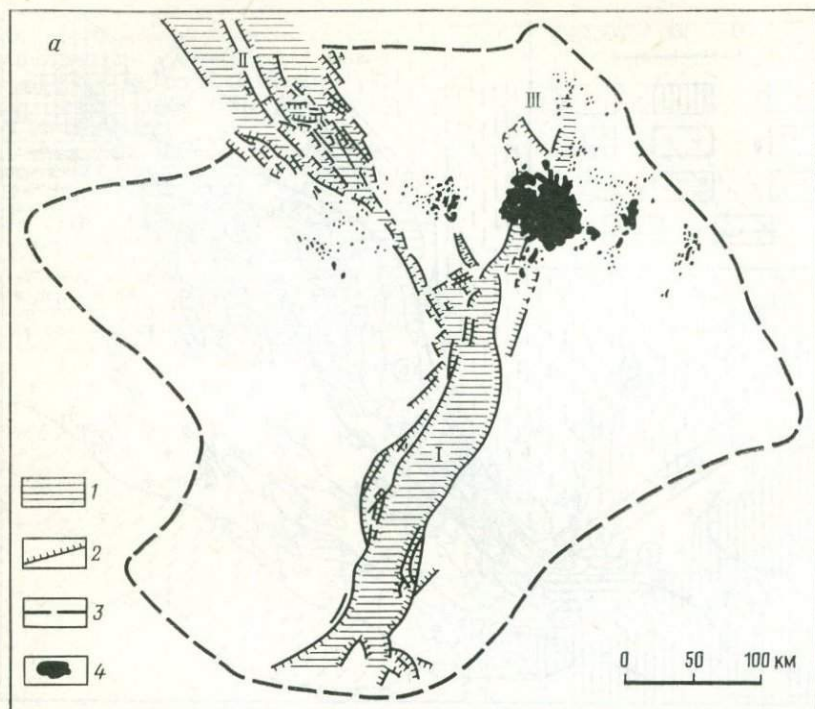


Рис. 46. Схема Рейнского рифта (а; по Г. Клоосу, 1939) и разрез Верхнерейнского грабена (б; по И. Иллиесу, 1972):

1 — грабены (I — Верхнерейнский, II — Нижнерейнский, III — Гиссенский); 2 — сбросы; 3 — контур Рейнского свода; 4 — области неогенового и четвертичного вулканизма

активизацией в неогене и антропогене. Таким образом, очевидно, что линеамент был заложен очень рано (во всяком случае, в палеозое), а затем отдельные отрезки его активно проявляли себя в разное время. В основе своей это был сложный, по-видимому, глубинный разлом, т. е. зона относительно большой проницаемости и потому способная в повышенной возбужденной форме реагировать на глубинные процессы.

Другой линеамент — Урало-Оманский (рис. 49) — протянулся вдоль всего Урала и далее к югу вплоть до берегов Аравийского моря [31]. К данному линеаменту принадлежит огромное количество разрывов в фундаменте западной окраины

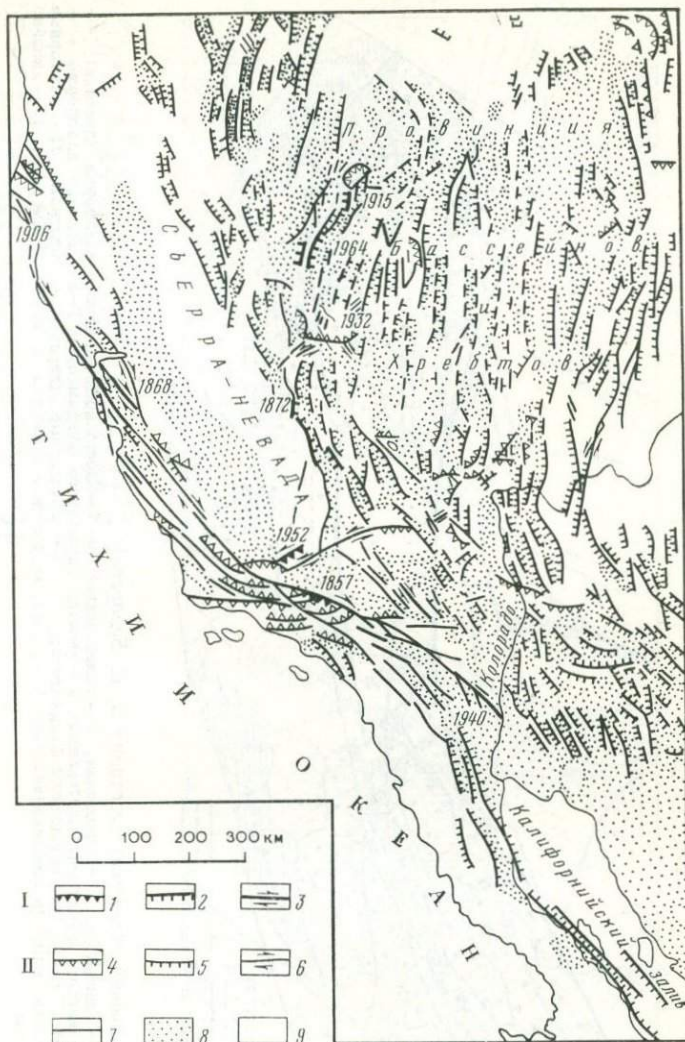


Рис. 47. Рифт «Бассейнов и хребтов» (по А. В. Лукьянову):

I — разломы, ожившие при катастрофических землетрясениях; II — разломы, развивавшиеся в кайнозое: 1, 4 — надвиги и взбросы; 2, 5 — сбросы; 3, 6 — сдвиги; 7 — крупные разломы, характер перемещения по которым не установлен; 8 — негативные структуры, заполненные мощными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами поздне-третичного возраста (в Провинции Бассейнов и Хребтов им соответствуют долины); 9 — выступы мезозойского складчатого фундамента (хребты). Цифры — годы катастрофических землетрясений

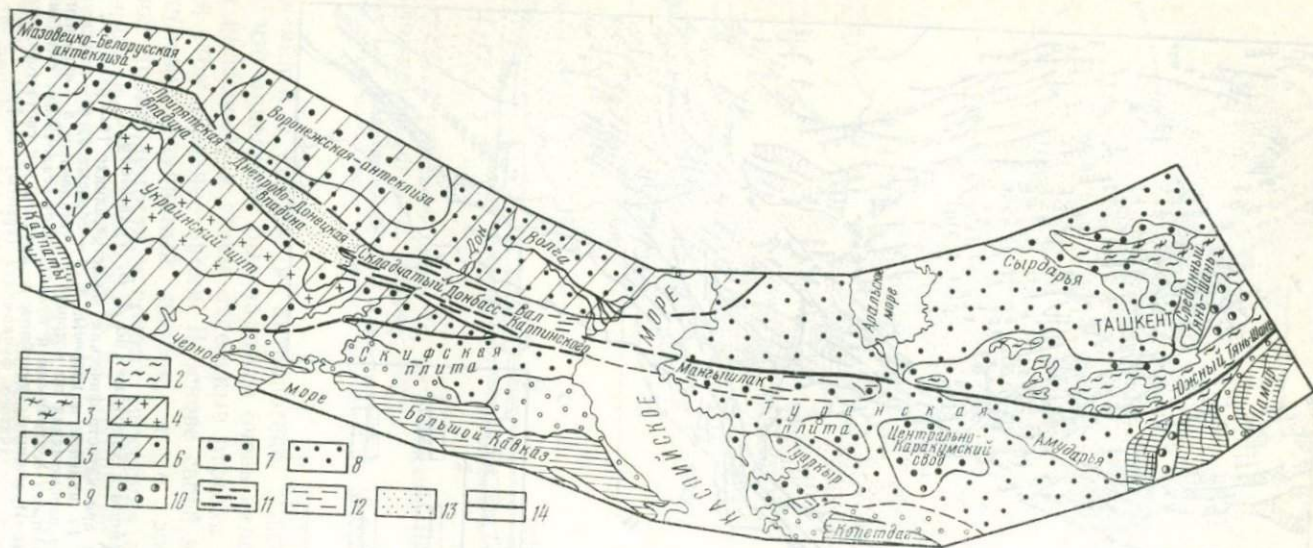
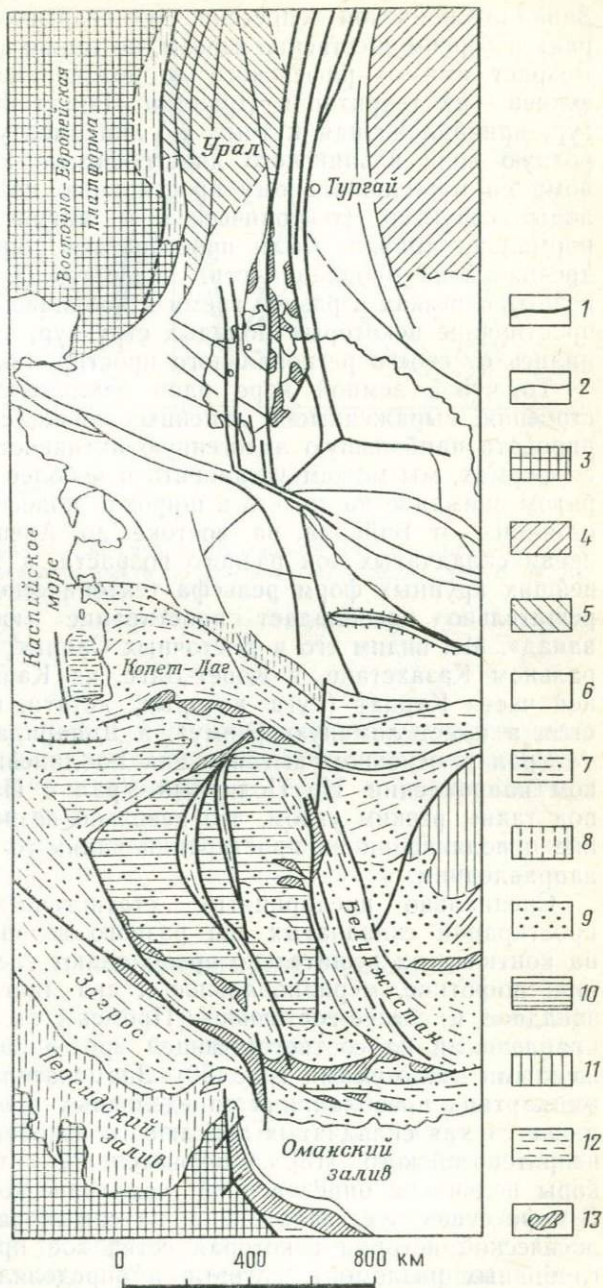


Рис. 48. Днепровско-Тяньшаньский линеймент (составил В. В. Белоусов):

1—3 — складчатые системы (1 — альпийские; 2 — герцинские, 3 — каледонские); 4—6 — Восточно-Европейская платформа (древняя) (4 — Украинский щит, 5 — участки поднятого фундамента (антеклизы), 6 — участки опущенного фундамента); 7—8 — молодые платформы (7 — впадины; 8 — участки опущенного фундамента); 9 — предгорные (передовые) прогибы; 10 — межгорные вытянутые впадины; 11 — линейные складчатые зоны миогеосинклинальные; 12 — то же, парагеосинклинальные и эпиплатформенные; 13 — линейно-

Рис. 49. Урало-Оманский линеймент (по А. В. Горячеву, 1980):

1 — главные глубинные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — древние платформы; 4 — Казакстанская каледонская складчатая зона; 5 — Уральская герцинская складчатая зона; 6 — Туранская молодая платформа; 7 — Альпийская складчатая зона; 8 — передовые прогибы; 9 — впадины альпийского возраста; 10 — Центрально-Иранский срединный массив; 11 — Центрально-Афганский срединный массив; 12 — Южно-Каспийский срединный массив; 13 — офиолиты



Западно-Сибирской депрессии. Эти разрывы имеют разный характер (преимущественно взрезы, но также и сбросы, и сдвиги). Возраст их — от рифейского до позднепалеозойского. Однако южнее — на территории Ирана и Пакистана — система структур, принадлежащая к тому же линеamentу, проникает в широтную зону альпийского диастрофизма. И здесь свойственным ей меридиональному простиранию подчиняются ряд молодых структур (тектонических и магматических), которые нормально должны были простираться широтно. Перед нами древняя зона проницаемости, подвергавшаяся оживлению на разных отрезках в разное время и повлиявшая столь сильно на простирание некоторых молодых структур, что последние уклонились от своего регионального простирания на  $90^\circ$ .

То, что в земной коре рано закладываются особенности строения, выраженные в линейных зонах, способных концентрировать наибольшую эндогенную активность в самых разных ее формах, мы можем установить и в более общей форме. Обратим внимание на то, что в широкой полосе на огромном расстоянии — от Байкала на востоке до Апеннин на западе — среди складчатых зон разного возраста, а также и среди новейших крупных форм рельефа тектонического происхождения решительно преобладает простирание «юго-восток — северо-запад». Мы видим его в Восточных Саянах, на Алтае, в Центральном Казахстане, в Копет-Даге, на Кавказе, в определенной части Карпат (дуга которых, кстати, не плавно изгибается, а имеет ломаную форму), в Динаридах, Апенниннах.

Урал в основном вытянут как по линейке в меридиональном направлении. Но Полярный Урал и Пай-Хой сочетаются под таким резким углом, что невольно возникает предположение о подчинении их простираний каким-то заранее заданным направлениям.

Специально предпринятые статистические исследования простираний складчатых зон разного возраста показали, что на континентах решительно преобладают следующие простирания: широтное, меридиональное и два диагональных (северо-западное и северо-восточное). Промежутки между этими направлениями на соответствующей «розе» заняты резко выраженными минимумами (рис. 50). Знаменательно, что одна и та же картина преобладания определенных простираний устанавливается для складчатых зон любого возраста, начиная с раннепротерозойского [13]. Следовательно, глыбовость земной коры подчинена определенной геометрической закономерности. В коре существует заложенная на самых ранних стадиях геологической истории некоторая сетка зон проницаемости (или глубинных разломов), которые и определяют преимущественную линейную локализацию поверхностных выражений глубинных процессов. Такая сетка в свое время получила название

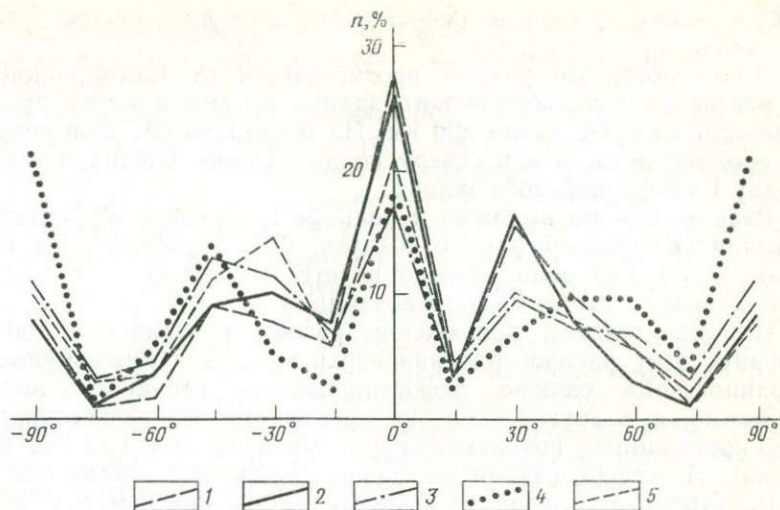


Рис. 50. Графики относительной распространенности ( $n$ ) простираций складчатых структур различного возраста по континентам в целом (по В. В. Белоусову и Б. И. Дмитриевой, 1984).

Структуры: 1 — архейские; 2 — протерозойские; 3 — фанерозойские; 4 — палеозойские; 5 — мезозойско-кайнозойские

регматической. Размещение тектонических зон на поверхности (геосинклиналей, складчатых зон платформ, рифтов, древних и новейших поднятий и прогибов и др.), а также подъем магмы подчиняются этой сетке.

Эта проблема чрезвычайно общая, касается развития земного шара в целом и поэтому к ней нам придется еще не однажды возвращаться.

### СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Многие древние глубинные разломы активны до сих пор. Активность их проявляется, в частности, в землетрясениях. Последнее обстоятельство привлекает к современным глубинным разломам особое внимание; некоторые разломы специально изучают с этой точки зрения. Первое место среди таких разломов занимает глубинный разлом Сан-Андреас в Калифорнии [119, 120].

Этот разлом заинтересовал ученых после катастрофического землетрясения 18 апреля 1906 г., разрушившего г. Сан-Франциско. По разлому, проходящему у самого города, в момент землетрясения произошло правосдвиговое смещение на протяжении 200 км с амплитудой до 4 метров. Очевидно, что

это смещение и явилось непосредственным источником землетрясения.

Выяснилось, что разлом протягивается от Сан-Франциско на севере до Калифорнийского залива на юге и имеет протяженность на суше около 800 км. На несколько сот километров он продолжается еще к северу по дну Тихого океана и к югу по дну Калифорнийского залива.

Разлом хорошо выражен в рельефе и особенно эффективно выглядит на фотографиях с воздуха. Он сопровождается широкой (до 1 км) зоной сильно перетертых пород. С ним связаны многочисленные выходы подземных вод.

На значительном протяжении разлом разделяет, с одной стороны, зону распространения верхнеюрской и нижнемеловой «францисской» сложно деформированной песчано-глинистой формации, а с другой — массив древних метаморфических пород, пронизанных позднемеловыми гранитоидами (массив Салиния). На севере разлом наискось пересекает молодые складчатые структуры Берегового хребта, а на юге — мезозойские гранитоиды и метаморфические породы зоны Сьерра-Невады (см. рис. 41).

Сопоставление геодезических съемок разных лет показало, что в течение десятилетий происходило постепенное праводвиговое смещение участков земной коры, прилегающих к северной части разлома, но без смещения по самой линии разлома (он оставался запечатанным). Если провести через разлом воображаемые поперечные линии, то можно было бы видеть, как они со временем все больше изгибались. Это означает, что вблизи разлома накапливались напряжения, которые затем разрешились резким смещением по разлому, как только превысили напряжения трения. Исходя из геодезических данных о скорости этого смещения (33 мм/год) рассчитано, что накопление напряжений происходило в течение 70 лет.

С тех пор разлом Сан-Андреас всесторонне изучается. Выяснилось, что по особенностям своего развития он разделяется на четыре участка. Первый и третий (оба протяженностью около 300 км) являются как бы заторможенными. Здесь в течение десятилетий и сотен лет не происходит смещений, но, очевидно, накапливаются напряжения, которые затем могут разрешиться сильным толчком. Это — самые опасные участки разлома. Второй с севера участок — центральный. Он ведет себя иначе. Здесь наблюдается постоянное и непрерывное праводвиговое смещение со скоростью 20—30 мм/год. Напряжения здесь не накапливаются или же накапливаются медленно, поэтому центральный участок сейсмически менее опасен.

Наконец, на самом южном четвертом участке происходит разветвление разлома на ряд более мелких разрывов, между которыми распределяется общая амплитуда.

Особенно подчеркнем, что глубина очагов землетрясений, происходящих в зоне разлома Сан-Андреас, очень мала — не более 10 км.

Была разработана специальная методика восстановления истории давних землетрясений, происшедших до появления в Калифорнии цивилизованного человека. Методика включает изучение явления разжижения песков от сотрясения и определение абсолютного возраста углистых осадков, сохранившихся в трещинах, образовавшихся при землетрясениях. Этим способом были датированы древние землетрясения (приблизительно в 1745, 1470, 1245, 1190, 860, 665, 545 гг.). Продолжительность спокойных промежутков колеблется, таким образом, от 57 до 275 лет (в среднем 160 лет). При всех землетрясениях решительно преобладали правые сдвиговые смещения.

Что касается еще более ранней истории разлома Сан-Андреас, то для четвертичного периода в целом она запечатлена правосдвиговым смещением долин, пересекающих разлом. Смещения эти достигают 1 км. Есть основания считать амплитуду смещения с миоценового времени в 240 км.

Пример разлома Сан-Андреас показывает, что смещения по глубинным разломам могут происходить как в форме медленного течения («крипа»), так и толчками. Второй способ более распространен. Таким образом, землетрясения, вызываемые толчками, — эпизоды на фоне длительного, определенным образом направленного тектонического процесса.

Почти таким же грандиозным, как Сан-Андреас, является Хангайский глубинный разлом в Монголии [119]. На протяжении 450 км в течение позднечетвертичного времени по нему происходило левосдвиговое смещение. В 1905 г. здесь произошло катастрофическое землетрясение, когда на участке в 370 км произошел мгновенный левый сдвиг с амплитудой 5,5 м. По различным данным было установлено, что сильные землетрясения были здесь приблизительно 1050, 1400, 1800, 2400, 3000, 3800 и 4300 лет тому назад, т. е. средняя повторяемость катастрофических землетрясений 600 лет. При каждом землетрясении смещение достигало приблизительно 5 м.

В Турции известен крупный Северо-Анатолийский глубинный разлом (правый сдвиг) протяженностью 500 км. На разных его отрезках происходили землетрясения в 1912, 1939, 1942, 1946, 1959, 1966 и 1976 гг. Суммарное смещение за это время 4 км.

При Аляскинском (1964 г.) катастрофическом землетрясении горизонтальный сдвиг достиг 20 м — исключительно большая амплитуда.

Во всех приведенных случаях преобладала горизонтальная (сдвиговая) амплитуда, тогда как вертикальные смещения были очень малы.

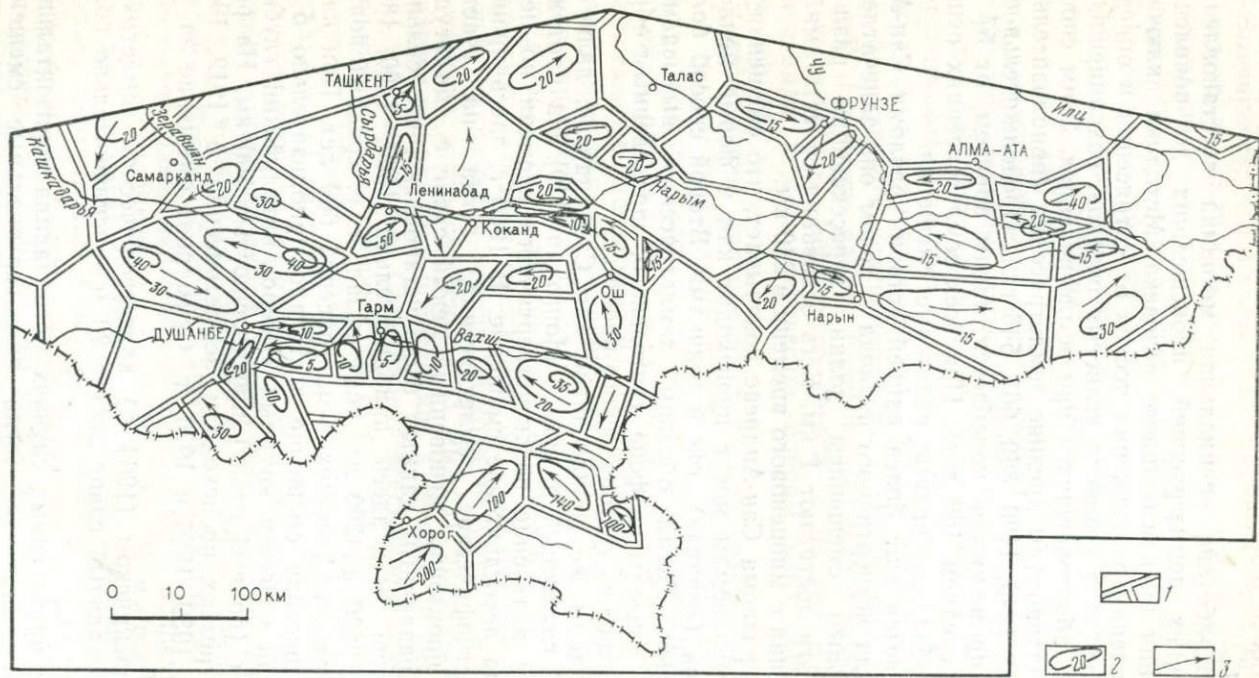


Рис. 51. Блоковая структура Тянь-Шаня (по Н. В. Чигареву и др., 1985):

1 — блокоразделяющие зоны; 2 — изолинии глубин очагов землетрясений с  $M > 5$ ; 3 — предполагаемые направления смещений сейсмических блоков

Так получилось, что именно землетрясения с крупными горизонтальными смещениями изучены наилучшим образом, хотя есть основания предполагать, что землетрясения, связанные с вертикальными подвижками, преобладают.

Кебинское землетрясение в Тянь-Шане в 1911 г. сопровождалось вертикальными смещениями до 10 м. Такого же размера вертикальные смещения наблюдались во время Ассамского землетрясения в Индии в 1897 г. На Аляске в 1899 г. произошло вертикальное смещение на 14 м. Большие вертикальные смещения произошли на дне бухты Сагамо во время Японского землетрясения 1923 г., разрушившего г. Токио. Вертикальные смещения в несколько метров сопровождали Чилийское землетрясение 1960 г. Этот список можно было бы значительно расширить.

Новое слово в изучении глубинных разломов с использованием данных о землетрясениях внесли в последние годы исследования Н. В. Чигарева [107]. Для некоторого участка горного массива Тянь-Шаня с помощью вычислительной техники были совместно обработаны данные о механизме очагов большого количества постоянно происходящих в этом районе неглубоких слабых землетрясений. Оказалось, что землетрясения объединяются в группы, оконтуривающие с боков и снизу отдельные глыбы коры. Смещения в очагах внутри каждой группы взаимосвязаны таким образом, что в совокупности рисуют движение глыбы в целом. В одних случаях происходит поднятие всей глыбы или ее горизонтальное смещение целиком относительно соседних глыб, в других — наклон, при котором одна сторона глыбы поднимается, другая опускается (рис. 51). Толщина глыб, устанавливаемая по глубине очагов, находящихся под их дном, составляет 10—15 км.

## Глава IV

### ВНУТРИКОРОВЫЕ СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТОВ

Тектонические структуры, образующиеся в земной коре континентов, подробно рассматриваются в курсах структурной геологии [12] и др. Здесь мы остановимся лишь на некоторых принципиальных вопросах.

Различают структуры первичные и вторичные. Первичные структуры — формы залегания осадочных и магматических пород, возникшие во время образования (накопления, застывания) пород. Вторичные структуры представляют собой результат нарушений первичного залегания и первичного строения пород, вызванных тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами.

Поскольку сами структурообразующие процессы в природе наблюдаться не могут, характер происшедших нарушений вос-

становливается только путем сравнения наблюдаемых структур с первичными формами залегания.

Сравнение исходного состояния с наблюдаемым позволяет восстановить кинематику структурообразующих процессов. Но кинематика — начальный пункт для решения также и динамических вопросов. Например, для тектонических деформаций этим путем может быть с некоторой долей вероятности решен вопрос об ориентировке напряжений, которые привели к наблюдаемым деформациям. Взаимоотношение магматических интрузий с окружающими породами и строение самого интрузивного массива позволяют судить о путях движения магмы, о ее температуре, вязкости и других свойствах. Характер метаморфических изменений также указывает на распределение температуры в коре и на ориентировку осей напряжений, т. е. этим путем восстанавливается геодинамическая обстановка в земной коре.

Основное свойство среды земной коры, влияющее на происходящие в ней деформации, — неоднородность, выраженная в разных формах. Прежде всего, это — несплошность среды, разделение ее на блоки, куски, слои, зерна, разделенные поверхностями разрывов сплошности или зонами относительно облегченного скольжения. Размеры и форма таких структурных неоднородностей чрезвычайно различны. Неоднородности приводят к тому, что любая деформация в земной коре развивается неравномерно. Всегда существуют зоны, в которых преимущественно концентрируются деформации, и участки, затронутые последними в меньшей степени или вовсе не затронутые.

Зоны концентрации деформации проходят по границам блоков разных размеров. В связи с этим, разделение деформаций на связные и разрывные приобретает условный характер. Все зависит от масштаба, в каком мы рассматриваем данную структуру, с какого расстояния мы на нее смотрим. Деформация, которая издалека (в мелком масштабе) кажется связной (например, изгиб слоя в складку), при более близком рассмотрении распадается на смещения по разрывам отдельных кусков пород и слоев друг относительно друга. Если учесть эти смещения, то деформация оказывается разрывной, «кусковой». Широко развиты деформации «межзерновые», когда зерна перемещаются друг относительно друга, вращаются, но сами не деформируются. Даже когда деформация породы происходит путем «течения» на микроскопическом уровне, изменение формы происходит путем дискретных смещений внутри минералов по кристаллографическим поверхностям («внутризерновое скольжение»).

В связи с указанными неоднородностями и неравномерностью деформаций, представление о деформационных свойствах пород (например, об их вязкости) становится условным.

Можно говорить лишь об «эффективной вязкости» — общей «сопротивляемости» горной породы деформации. При этом «эффективная вязкость» обязательно различна для разных объемов породы. И, действительно, экспериментально установлено, что деформационные свойства горных пород зависят от размера испытываемых образцов. Например, прочность пород понижается с увеличением размера образца. Очевидно, что при изменении объема происходит смена рангов неоднородностей, играющих ведущую роль в деформации. Изменение ранга неоднородностей, активно проявляющих себя при деформациях, происходит и с изменением термодинамических условий. Например, с повышением температуры и всестороннего давления активность переходит от крупных неоднородностей ко все более мелким. Вместе с тем, естественно, меняются и деформационные свойства породы.

Следует подчеркнуть, что структурные неоднородности в коре не просто усложняют и искажают деформации, которые в сплошной и однородной среде были бы более простыми, сохраняя свой тип и общий облик неизменным. Неоднородности в земной коре играют принципиальную роль. Именно они определяют все основные особенности морфологии тектонических структур. Например, для смятия пород в складки необходима неоднородность в форме слоистости. Слои в этом случае являются не только маркерами, фиксирующими рисунок складки; смятие в складки невозможно без разделов между слоями, по которым слои могут скользить друг относительно друга.

Помимо чисто структурных неоднородностей или неоднородностей, определяемых различием деформационных свойств, в земной коре существуют плотностные неоднородности: кора состоит из блоков, слоев, зерен, обладающих разной плотностью. При определенных типах деформаций, в механизме которых сила тяжести играет либо основную, либо существенную роль, такие плотностные неоднородности не только влияют на ход и всю кинематику деформаций, но в определенных условиях и вызывают их.

Во многих случаях плотностные неоднородности связаны с неоднородностями температурными. Некоторые неоднородности (и структурные, и плотностные) уже существовали в коре до начала деформации. Другие возникают в процессе самой деформации и в ходе последней претерпевают дальнейшие изменения. Существенное значение имеют размещение неоднородностей в пространстве и их ориентировка по отношению к главным осям напряжений и деформаций. Ориентировка эта не остается неизменной. Как она может меняться в ходе деформации, видно на примере изгибания слоев в складки: если последние создаются продольным по отношению к слоям сжа-

тием, то и первоначальная ориентировка слоистой неоднородности по отношению к оси сжатия является продольной. Но по мере того, как слои изгибаются, ориентировка той же неоднородности меняется: появляется угол между нею и осью сжатия, который постепенно растет. Когда он превысит  $45^\circ$ , начинает преобладать сжатие в направлении от кровли слоя к его подошве и эта составляющая сжатия растет по мере того, как слой становится круче. Когда слой займет вертикальное положение, сжатие будет не изгибать, а только расплющивать слой.

На свойства горных пород в природе влияют циркулирующие в них флюиды: водные растворы и газы. Существенную роль играет поровое давление воды. Оно оказывает на горные породы и физико-химическое и механическое влияние. Первое выражается в растворении породы или отдельных минералов в одних местах и перетолжении растворенного материала в других. Если порода подвергается дифференциальному давлению, то вода растворяет те грани минералов, которые находятся под максимальным давлением, а отложение вещества происходит на менее нагруженных гранях («правило Рикке»). Так создается плоская ориентированная текстура в метаморфических и магматических породах.

Механическое воздействие воды на вмещающие породы двоякое. С одной стороны, поровая вода служит смазкой, облегчающей скольжение между зернами и блоками пород, в связи с чем «эффективная вязкость» последних падает. С другой стороны, поровое давление снимает с твердого скелета породы часть всестороннего давления, что ведет к понижению предела прочности породы. Она легче раскалывается [12, 122].

Помимо неоднородности среды и ее изменчивости, на развитие тектонических деформаций оказывает влияние их длительность. Эксперименты показывают, что скорость деформации существенно влияет на деформационные свойства твердых тел. С замедлением деформации понижается предел текучести, деформация переходит на режим ползучести, когда чрезвычайно малые напряжения в течение длительного времени вызывают деформацию любой величины. Весьма вероятно, что большая часть связных деформаций в земной коре развивается именно в этом режиме. А это означает, что для понимания механизма тектонических деформаций основной интерес представляют не «условно мгновенные» вязкость, предел текучести и прочность, а предел ползучести. Величина последнего неизвестна, но не подлежит сомнению, что она очень низка. Столь малого напряжения достаточно, чтобы вызвать в земной коре очень медленные деформации, которые, развиваясь в течение геологического времени, в конце концов приводят к большим результатам.

В земной коре происходят и более быстрые деформации, превышающие скорость релаксации, когда в коре накапливаются напряжения, достаточные для преодоления прочности пород. Иначе не было бы условий для образования тектонических разрывов. Впрочем, характер проявления последних должен меняться с изменением температуры и всестороннего давления. Если считать, что последнее обусловлено нагрузкой пород, то, принимая во внимание возрастание температур с глубиной, можно представить себе следующую этажность в распределении разных типов разрывов [78]: до глубины 2—3 км преобладают хрупкие отрывы, преимущественно вертикальные; глубже, с ростом и температуры, и давления, они сменяются хрупкими наклонными сколами; на глубине более 10 км происходит переход к «псевдопластическому» (катакластическому) разрушению, сперва грубому, с пустотами, а затем все более тонкому. Коровый волновод, находящийся в пределах этого этажа, можно при этом рассматривать как слой повышенной концентрации мелких разрывов с пустотами, заполненными водой. Катакластическое разрушение постепенно в нижней коре переходит в тонкое неретирание пород — милонитизацию. Здесь разрушение уже смыкается со связной деформацией.

Предложенная схема — одна из возможных. В действительности условия в земной коре сложнее, что видно хотя бы из факта существования глубинных разломов, пересекающих кору и уходящих в верхнюю мантию. Мы еще далеки от выяснения в сколько-нибудь определенной форме параметров геодинамической обстановки, в которых происходят тектонические деформации.

## **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ**

Структурообразование в земной коре происходит в результате тектонических, магматических и метаморфических процессов. Тектонические структуры представляют собой результат деформаций, вызванных напряжениями. Причины возникновения напряжений могут быть сосредоточены в самой коре, но могут явиться реакцией коры со всеми ее неоднородностями на воздействие процессов, протекающих в более глубокой оболочке — верхней мантии. Напряжения могут быть вызваны процессами, происходящими в большом объеме коры, но могут носить и сугубо локальный характер. Причины напряжений могут находиться там, где развиваются деформации, но могут быть и «внешними» по отношению к последним. Соответственно возникающие комплексы структур будут принадлежать к разным рангам.

Напряжения в земной коре могут быть как поверхностные,

так и объемные. Последние связаны почти исключительно с силой тяжести. Поверхностные напряжения могут быть сжимающими, растягивающими и сдвиговыми разной ориентировки. Неоднородность среды ведет к тому, что исходные, наиболее общие напряжения на неоднородностях преобразуются, расщепляясь на напряжения более высоких порядков и меняю свою ориентировку.

Поэтому трудно однозначно характеризовать геодинамическую обстановку в том или ином блоке земной коры при тектонической деформации. Напряжения сжатия, растяжения, сдвига так причудливо взаимосвязаны, что разобраться в них можно, только если мы строго определим, какой именно ранг напряжений нас в данном случае интересует. Однако далеко не просто идентифицировать структуры определенного ранга.

Выделение общих геодинамических обстановок всегда в той или иной мере условно. Можно, например, выделить следующие геодинамические обстановки: 1) горизонтальное сжатие; 2) горизонтальное растяжение; 3) горизонтальный сдвиг; 4) вертикальный сдвиг. Для каждой такой обстановки может быть установлен свой структурный парагенез.

Поскольку тектонические структуры определяются действием напряжений на неоднородную земную кору, необходимо это учесть в характеристике геодинамических обстановок. Очевидно, предусмотреть сразу все типы неоднородностей невозможно. Необходимо ограничиться сначала каким-либо одним их типом, например слоистостью горных пород.

Для парагенеза горизонтального сжатия наиболее распространенным типом структур является складчатость, относящаяся по морфологической классификации к полной (голоморфной), а по кинематической классификации — к складчатости общего смятия.

Известно, что механизм образования складчатости общего смятия распадается на четыре стадии, в той или иной мере перекрывающие друг друга [12]: а) равномерное укорочение слоев без их изгиба; б) изгиб слоев; в) послойное перераспределение материала; г) общее сплющивание с образованием кливжа.

С горизонтальным сжатием связано также образование надвигов, которые в своей основе представляют собой разрывы скальвания, приспособляющиеся к неоднородностям среды. Надвиги относятся, как правило, к типу вязких разрывов и представляют собой результат концентрации на некоторых поверхностях пластических деформаций, начинающихся первоначально в значительно более широкой полосе. Надвиги теснейшим образом связаны со складками в силу единства геодинамической обстановки и часто вместе с ними образуют чешуйчатую структуру. Продолжающееся складкообразование ведет

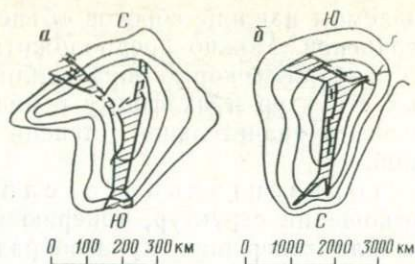


Рис. 52. Сравнение рейнских (а) и эритрейских (б) рифтов. По Г. Клоосу

Изолинии оконтуривают антеклизы

к изгибанию ранее образовавшихся надвигов и пересечению их надвигами последующих генераций. Сдвиговые напряжения, возникающие на поверхности надвига, вызывают образование соответствующей серии «оперяющих» структур, а также различных тектонитов.

При горизонтальном сжатии образуются и сдвиги. Они могут отражать неравномерность горизонтального сжатия, когда соседние участки сжаты в разной степени и разделены разрывом. В то же время сдвиги могут происходить и по разрывам скальвания с косым простиранием по отношению к оси сжатия.

Складки, надвиги и сдвиги с сопровождающими их явлениями (кливаж, трещиноватость, брекчирование и др.) составляют структурный парагенез горизонтального сжатия.

Парагенез горизонтального растяжения состоит преимущественно из трещин отрыва и скальвания и нормальных сбросов. В меньшей мере образуются сдвиги. При значительном растяжении земной коры особенно характерны системы нормальных сбросов, которые комбинируются в грабены и горсты — сложные структуры растяжений (рифты).

Крупные рифты, как, например, Байкальский, Восточно-Африканский, Рейнский, формировались на обширных сводовых поднятиях в сотни и даже тысячи километров в поперечнике и механически явно связаны с теми напряжениями растяжения, которые должны были возникать в земной коре при ее выгибании под влиянием вертикально направленных сил. Поднятия эти имеют более или менее вытянутую, неправильно овальную форму в плане. Рифты образовались вдоль остей поднятий, т. е. перпендикулярно к максимальному растяжению. На периклиналях сводовых поднятий сбросы образуют характерные «раструбы», т. е. приобретают радиальное направление, что указывает на растяжение по периметру поднятия (рис. 52). Однако на пологих сводовых поднятиях величина растяжения, вызванная изгибом, как правило, недостаточна,

чтобы при наблюдаемом наклоне сбросов объяснить вертикальную амплитуду грабенов. Можно предположить, что напряжения, вызванные выгибанием коры, определили лишь местоположение рифтовых структур и их форму в плане. Растяжение рифта было вызвано в значительной степени какой-то иной глубинной причиной.

Парагенез горизонтального сдвига представляет интерес в отношении структур, «оперяющих» сдвиг. Особенно характерны для «оперения» кулисообразно расположенные трещины отрыва и косые трещины скалывания (см. рис. 36). Напомним также о «передаче» смещения по сдвигу складчатым и разрывным деформациям у его концов.

Много сложнее парагенез вертикальных сдвигов. Он образуется там, где слои находятся под действием перемежающихся на площади сил, направленных вверх и вниз. В этой обстановке образуются орогенные поднятия и депрессии, антиклинории и синклинории, глыбовые структуры разного размера, а также разнообразные складки поперечного изгиба: различные по форме и размеру купола, валы и другие структурные формы, объединяемые в морфологической классификации в идиоморфную (прерывистую) складчатость, а в кинематической классификации — в глыбовую складчатость.

Хорошей моделью структур, образуемых в геодинамической обстановке вертикальных сдвигов, является глыбовая складчатость, распространенная на платформах, а также в передовых и межгорных прогибах.

Крылья антиклинальных складок поперечного изгиба находятся под действием пары сил, направленных вверх с внутренней стороны крыла и вниз с его внешней стороны. При достаточном контрасте движений крыло становится крутой флексурой. Именно этот случай представляет наибольший интерес. Под действием напряжений на крыле образуются разрывы отрыва и скалывания. Возникая сначала в виде разрозненных мелких нарушений сплошности пород, они в дальнейшем объединяются в крупные разрывы, имеющие характер волнистых взрезов и надвигов. Распределение напряжений таково, что вверх разрывы веерообразно расходятся и даже могут приобрести обратный уклон (рис. 53).

В качестве явления второго порядка происходит растяжение слоев на своде глыбовой складки. При этом пластичные слои могут деформироваться путем горизонтального растяжения и уменьшения мощности без нарушения сплошности. Относительно более твердые слои подвергаются разлинзованию и будинажу, а в еще более твердых слоях образуются трещины отрыва и скалывания. Трещины переходят в разрывы со смещением, среди которых преобладают нормальные сбросы, объединенные в грабены и горсты. Другими словами, здесь как бы

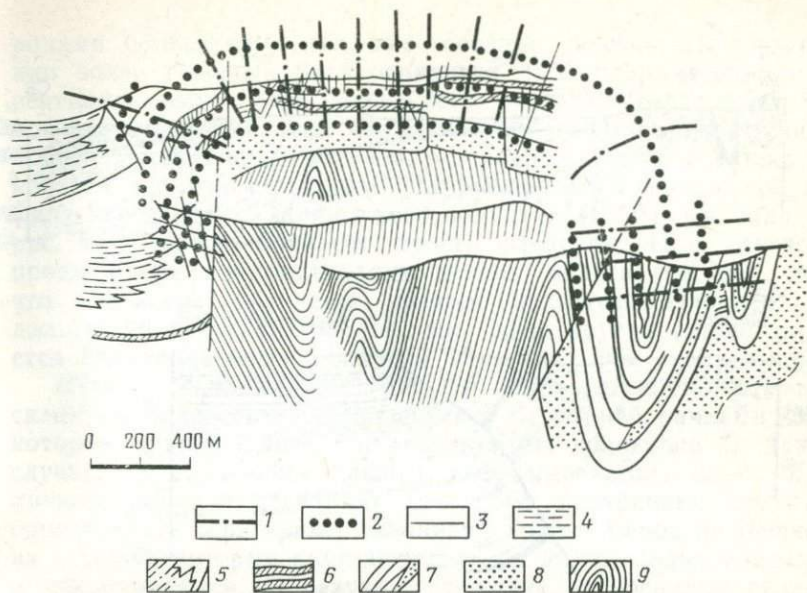


Рис. 53. Тектоническое поле напряжений, связанное с глыбовой складкой хр. Каратау (по М. В. Гзовскому, 1975):

1 — сжимающие напряжения; 2 — растягивающие напряжения; 3 — тектонические разрывы; 4 — верхнетурнейские отложения; 5 — нижнетурнейские отложения; 6—8 — фаменские отложения разного состава (6 — преимущественно известняки, 7 — сланцы с пролоями песчаников, 8 — песчаники); 9 — франские, средне- и нижнедевонские, силурийские отложения, смятые и эродированные до образования глыбовой складки

во «втором эшелоне» наблюдается образование геодинамической обстановки растяжения земной коры. Это хороший пример конвергенции первичных и вторичных структур в земной коре.

**Тектонические деформации, вызываемые силой тяжести.** Хотя все процессы в земной коре происходят в поле гравитации, которая всегда в той или иной мере оказывает на них влияние, существуют структуры, целиком (или в основном) образованные силой тяжести.

Деформации, вызываемые силой тяжести, образуются в следующих обстановках: а) при стекании пород под уклон, созданный вертикальными движениями земной коры; б) при растекании пластичных пород в горизонтальном направлении по поверхности коры или в глубине ее; в) при всплывании одних пород внутри других вертикально или наклонно.

Стекающая толща пород в области, откуда начинается стекание, а также вдоль пути течения (пока течение развивается свободно, без торможения) испытывает растяжение. Толща

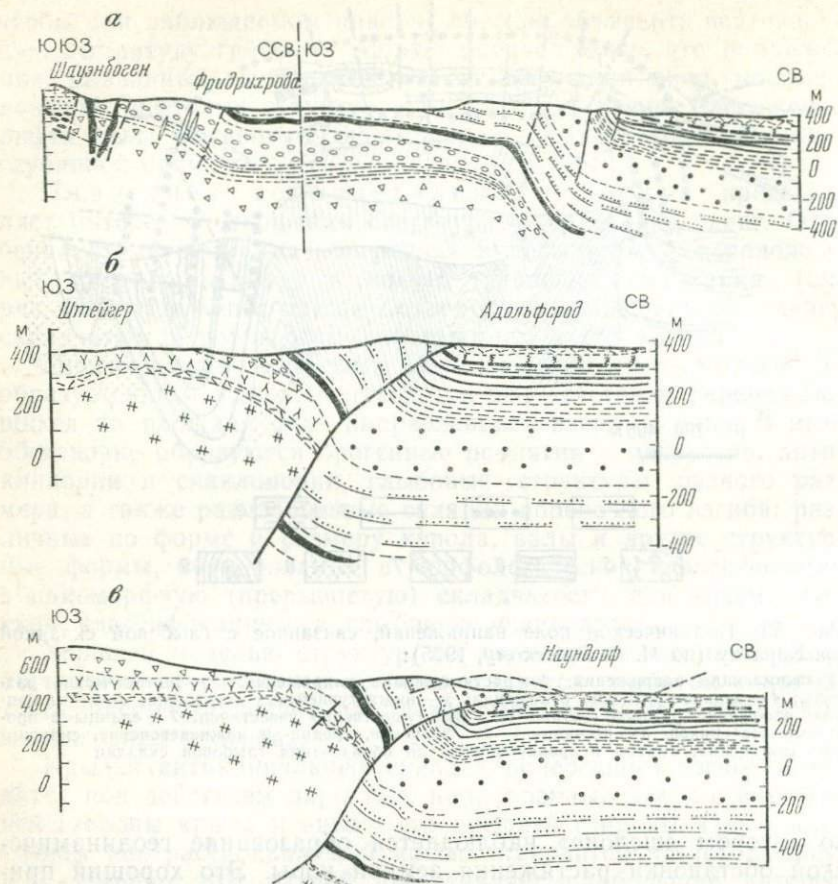


Рис. 54. Стадии образования гельветских покровов между Тюрингским поднятием и Тюрингской депрессией (по Э. Грумбту):  
*а* — флексура, *б* — крутой надвиг, *в* — покров-«навес»

может утончаться, пластично растягиваться, но может и разрываться на отдельные блоки. Блок пород, оторвавшись от своего корня, может скользить вниз по склону. Там же, где течение тормозится или вовсе останавливается, возникают напряжения сжатия и, если стекающая толща слоиста, она сминается в складки продольного изгиба.

Гравитационными структурами стекания являются, например, тектонические покровы так называемого гельветского типа. Начальная стадия их образования — одно- или двустороннее растекание в стороны верхней части блока пород, приподнятого над соседними блоками или просто сложенного по-

родами более тяжелыми, чем соседние участки. Приподнятый или более тяжелый блок ограничен либо разрывами (обычно вертикальными), либо флексурой. Вертикальный разрез близ поверхности становится наклонным и даже горизонтальным. Флексура постепенно переходит в разрыв, который также становится все более пологим. На рис. 54 изображены три профиля через крыло Тюрингского поднятия (ГДР). Сначала (см. рис. 54а) крыло образует просто флексуру. При некотором продвижении по простиранию можно видеть (см. рис. 54б), что флексура сменяется крутым надвигом. Наконец, еще дальше по простиранию (см. рис. 54в) крутой надвиг сменяется близ поверхности пологим покровом. Это «покров-навес».

«Покров скольжения» (рис. 55) образуется сползшими по склону и полностью оторвавшимися от корней пачками слоев, которые, перемещаясь по «скользящей» подстилке (в данном случае, по эоценовому флишу), деформировались слабо. В типичном «покрове стекания» (рис. 56) внутренняя структура определяется «фигурами течения». Толща пород разделяется на «струи», которые набегают друг на друга, подворачиваются и закручиваются. Образуются лежащие, сплюснутые складки, нагроможденные одна на другую.

Структуры «всплывания» относят к более крупной группе структур («складок») нагнетания. Такие структуры образуются либо в обстановке инверсии плотностей в земной коре, либо в условиях неравномерной нагрузки на пластичную серию пород.

Инверсия плотности, т. е. состояние, когда менее плотные и при этом достаточно текучие породы лежат под породами большей плотности, бывает первичной и вторичной. Первичная инверсия плотности возникает в процессе образования пород, вторичная образуется после того, как породы уже образовались.

Пример первичной инверсии плотности — залегание соли под толщей других осадочных пород: на глубине нескольких километров соль обладает меньшей плотностью по сравнению с плотностью сжатых под нагрузкой вышележащих пород песчаников, глин, известняков.

Инверсия плотности может быть связана также со свитами гипсов, глин, мергелей, тонкослоистой перемежаемости этих пород.

Вторичная инверсия плотности может иметь причиной нагревание пород, приводящее к расширению жидких и газообразных включений в них или к плавлению пород. Причиной вторичной инверсии плотности может быть и образование тектонического покрова. Если покров сложен породами более тяжелыми, чем автохтон, то породы последнего могут быть выжаты вверх сквозь аллохтон (см. рис. 56).

Инверсия плотности может возникнуть на разной глубине в земной коре. Во всех случаях она представляет собой механически неустойчивое состояние, вызывающее стремление более плотных пород опускаться и «выжимать» менее плотные

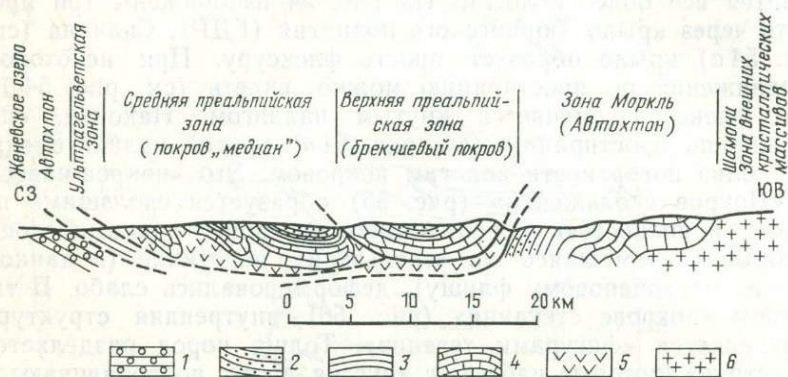


Рис. 55. Схематические профили через Верхнесавойские Преальпы (покровы скольжения):

1 — молассовые отложения ( $P_2$ ); 2 — флишевые отложения ( $P_1$ ); 3 — меловые отложения; 4 — юрские отложения; 5 — гипсоносные отложения (T); 6 — кристаллические породы (PЭ)

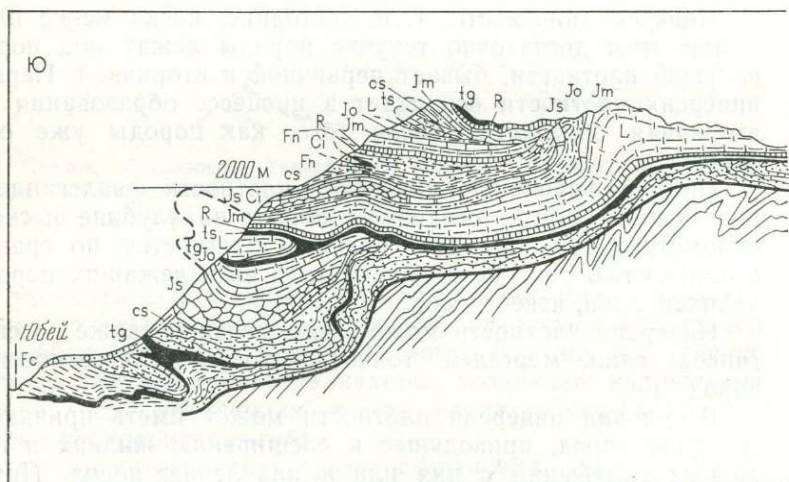


Рис. 56. Покров стекания Юбэй-Амбрюне во Французских Альпах (по Шнеггансу):

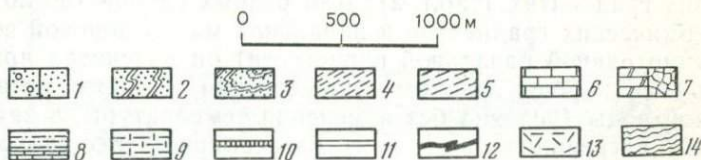
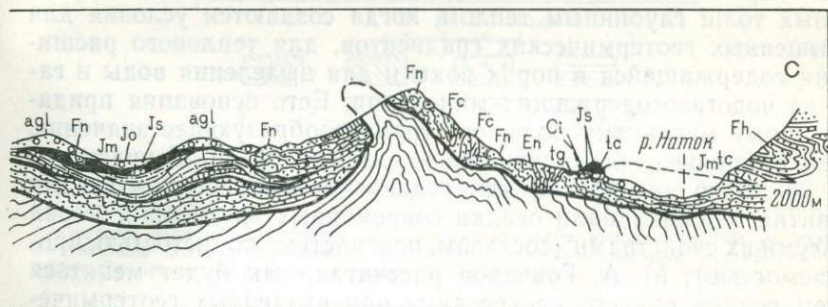
1 — четвертичные отложения; 2—3 — эоцен (2 — Fh, 3 — Fn); 4 — палеоцен; 5 — верхний

породы. Последние, всплывая, и образуют структуры нагнетания.

В зависимости от того, на какой глубине все это происходит, можно условно разделять поверхностные и глубинные структуры нагнетания (диапиры). Сейчас утвердился термин «глубинный диапиризм» применительно к структурам нагнетания, связанным с избыточным нагревом пород в относительно глубоких (10—12 км) слоях земной коры.

Нагнетаемая серия пород сложно деформируется, что особенно хорошо видно, если породы слоистые. Например, слоистая соль в диапировом ядре сминается в сильно сжатые изоклинальные складки.

Диапиризм — проявление гравитационной конвекции. Она сходна с тепловой конвекцией, но отличается отсутствием многократного обращения потоков. При гравитационной конвекции менее плотный материал поднимается и остается наверху, а более плотный материал опускается и остается внизу. Это как бы ограниченная, однопольная конвекция. В дальнейшем мы называем ее адвекцией. Этот термин уже употребляется в том же смысле в метеорологии. При адвекции диапиры, подобно восходящим и нисходящим потокам при тепловой конвекции, образуют «ячей», распределенные на площади. Горизонтальный размер ячеек прямо зависит от толщины участвующих в адвекции слоев. В ряде случаев природные диапировые купола груп-



мел (известняки); 6 — неоком (известняки); 7 — верхняя юра (известняки); 8 — средняя юра (известняки); 9 — нижняя юра (известняки); 10 — рэт; 11 — верхний триас (аргиллиты); 12 — средний триас (гипсы); 13 — нижний триас (известняки); 14 — бат — оксфорд (глины)

пируются в кольца неправильной формы и многоугольники (рис. 57). Это и есть проявление адвективных ячеек.

На формирование структур нагнетания существенно влияет также строение верхнего комплекса пород, и прежде всего наличие в нем разрывов, в связи с которыми структуры нагнетания приобретают удлиненную форму. А при наличии серии параллельных разломов образуется гребневидная складчатость с резко выраженными антиклиналями и пологими широкими синклиналями. Такая складчатость характерна для периферических частей складчатых зон и относится по нашей классификации к промежуточному типу складчатости (рис. 58).

Существенный признак структур нагнетания — растянутость нагнетаемых тел в направлении их движения. Эта растянутость может сопровождаться полным их пережиманием близ основания. Верхняя часть нагнетаемого тела при этом может отделиться от более глубоких частей и двигаться вверх самостоятельно.

Хотя нижний комплекс пород, подстилающий пластическую серию, может не оказывать влияния на деформацию, однако если разрывы привели к ступенчатости строения фундамента, то ядра нагнетания располагаются преимущественно над уступами фундамента. Очевидно, над уступами фундамента в покрывающих породах возникают ослабленные зоны, к которым и приурочено нагнетание.

До недавнего времени не привлекал к себе внимания механизм образования инверсии плотности при прогревании осадочных толщ глубинным теплом, когда создаются условия для повышенных геотермических градиентов, для теплового расширения содержащейся в порах воды и для выделения воды и газов из водогазосодержащих минералов. Есть основания придавать этому механизму большое структурообразующее значение.

Этот процесс был специально изучен М. А. Гончаровым [27, 28]. Взяв за образец для осадков доинверсионной стадии развития геосинклинали осадки современных внутренних морей со всеми их свойствами (составом, плотностью, пористостью, проницаемостью), М. А. Гончаров рассчитал, как будет меняться объем осадка при его прогревании при различных геотермических градиентах (табл. 2). Для разных глубин (до 20 км), геотермических градиентов и начальной массы поровой воды (численно равной начальной пористости) он подсчитал приращения объема породы за счет: 1) выделения в поры метаморфической воды (условно без изменения температуры, а затем с учетом нагревания воды); 2) нагревания ранее находившейся в порах воды; 3) нагревания твердого скелета породы. Увеличение объема начинается при геотермическом градиенте 20 °С/км, особенно возрастает на глубине 20 км при градиенте 30 °С/км и становится весьма существенным (почти 25 % пер-



Рис. 57. Группирование диапировых куполов в неправильные кольца и многоугольники (а — почти сплошные кольцевые массивы, б — прерывистые кольцевые массивы).

1 — выходы соли на поверхность; 2 — соляные гряды и купола, скрытые на глубине; 3 — глубокие соляные перешейки; 4 — грабены; 5 — межкупольные прогибы; 6 — разрывы; 7 — купола вторичной генерации; 8 — надсводовые мульды оседания

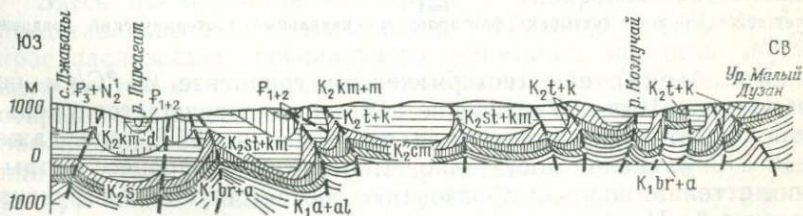


Рис. 58. Гребневидная складчатость нагнетания. Юго-Восточный Кавказ (по А. В. Вихерту и др.)

Таблица 2

Увеличение объема 1 см<sup>3</sup> породы при различных геотермических градиентах на разных глубинах под действием различных факторов (по М. А. Гончарову)

$\alpha$ , °C/км	Z, км	T, °C	$m_0$	$\Delta m$	$\Delta V_1$	$\Delta V_2$	$\Delta V_3$	$\Delta V_4$	$\Delta V$
			г			см <sup>3</sup>			
15	3	45	0,240	0	0	0	0	0	0
	5	75	0,230	0	0	0	0	0	0
	10	150	0,210	0	0	0	0	0	0
	15	225	0,180	0	0	0	0	0	0
	20	300	0,160	0	0	0	0	0	0
20	3	60	0,240	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
	5	100	0,230	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002
	10	200	0,210	0,010	0,004	0,002	0,000	0,002	0,008
	15	300	0,180	0,017	0,009	0,005	0,000	0,003	0,017
	20	400	0,160	0,027	0,009	0,011	0,002	0,004	0,026
30	3	90	0,240	0,007	0,002	0,002	0,000	0,002	0,006
	5	150	0,230	0,012	0,006	0,007	0,000	0,003	0,016
	10	300	0,210	0,029	0,011	0,025	0,003	0,006	0,045
	15	450	0,180	0,050	0,020	0,034	0,009	0,009	0,072
	20	600	0,160	0,080	0,032	0,043	0,022	0,013	0,110
60	3	180	0,240	0,021	0,009	0,010	0,002	0,005	0,036
	5	300	0,230	0,037	0,018	0,046	0,007	0,009	0,080
	10	600	0,210	0,086	0,036	0,130	0,053	0,018	0,237

Примечания:  $\alpha$  — вертикальный температурный градиент, °C/км; Z — глубина; T — температура;  $m_0$  — начальная масса поровой воды в 1 см<sup>3</sup> породы, численно равная начальной пористости;  $\Delta m$  — дополнительная масса воды в 1 см<sup>3</sup> породы, выделившаяся в поры при метаморфической дегидратации;  $\Delta V_1$  — приращение объема 1 см<sup>3</sup> породы за счет выделения в поры метаморфогенной воды без изменения T (условно, на самом деле дегидратация минералов не идет без повышения T);  $\Delta V_2$  — приращение объема 1 см<sup>3</sup> породы за счет нагревания поровой начальной воды, при отсутствии метаморфической дегидратации;  $\Delta V_3$  — приращение объема 1 см<sup>3</sup> породы за счет нагревания выделившейся в поры метаморфогенной воды;  $\Delta V_4$  — приращение объема 1 см<sup>3</sup> породы за счет нагревания твердого скелета;  $\Delta V = \sum_{i=1}^4 \Delta V_i$  общее приращение объема 1 см<sup>3</sup> породы за счет действия всех (четырех) факторов;  $\alpha$  — начальный геотермический градиент 15 °C/км.

вичного объема) при геотермическом градиенте 60 °C/км на глубине уже 10 км. Увеличение объема сопровождается уменьшением плотности. Уменьшение плотности на 25 % или даже на 10—15 % вполне достаточно, чтобы вызвать процесс всплывания в толще пород и образование соответствующих структур нагнетания. Необходимым условием является, однако, малая проницаемость пород для воды и газов. В противном случае расширяющиеся флюиды быстро уйдут в атмосферу и увеличе-

ние объема не состоится. Известно, что в начальные стадии развития геосинклинали преобладают монтмориллонитовые глины, отличающиеся, особенно в условиях сдвливания под нагрузкой, чрезвычайно малой проницаемостью, что делает механизм образования инверсии плотностей вполне реальным. Малая проницаемость сохраняется до того, как осадки в процессе всплытия подвергнутся сильным деформациям с разрывами.

Этот механизм «глубинного диапиризма», по нашим представлениям, играет исключительно важную роль в развитии геосинклинали вообще и ее складчатости в частности. К ряду глубинных диапиров мы относим также тектонические покровы «пеннинского типа» (рис. 59).

Второй механизм образования складок нагнетания связан с неравномерностью давления нагрузки на пластичную серию пород без участия инверсии плотности.

Неравномерность нагрузки может быть вызвана неровностями рельефа. Если неглубоко под поверхностью горизонтально залегает мощная пластичная серия пород, а рельеф поверхности изрезан долинами, то пластичные породы могут быть выжаты из-под водоразделов (где нагрузка на них больше) в долины (где нагрузка меньше). При нагнетании в сторону долин пластичные слои могут смяться в складки. Так образовались, например, складки в слоях татарского яруса (верхняя пермь) в некоторых долинах Поволжья.

Неравномерность нагрузки может быть связана с плотностной неоднородностью лежащих над пластичной толщей пород, которые выжимаются из-под тяжелых песчаников и сминаются в складки, опоясывающие песчаниковые линзы. Неравномерность давления может возникнуть и в связи с образованием разлома — глубинного или внутрикорового. Разрыхленные вдоль разлома породы — менее плотные, чем такие же породы рядом, находящиеся в ненарушенном состоянии. Этого может быть достаточно, чтобы материал, по крайней мере некоторых слоев или их пачек, начал течь в сторону разлома и в той или иной степени нагнетаться в него.

Здесь мы подходим к вопросу о «поровах растекания», представление о которых введено Г. Рамбергом [93]. Этот вопрос заслуживает специального внимания, но речь должна идти не только о растекании пластичных «лепешек», лежащих открыто на поверхности земли, а о горизонтальном перемещении внутри земной коры лоскутов горных пород при выжимании их из более нагруженных участков и нагнетании в менее нагруженные. Такое горизонтальное перетекание внутри земной коры может распространяться на очень большой площади.

Это явление, вероятно, имеет отношение к тем глубинным надвигам, которые вскрыты в некоторых местах сейсмическим

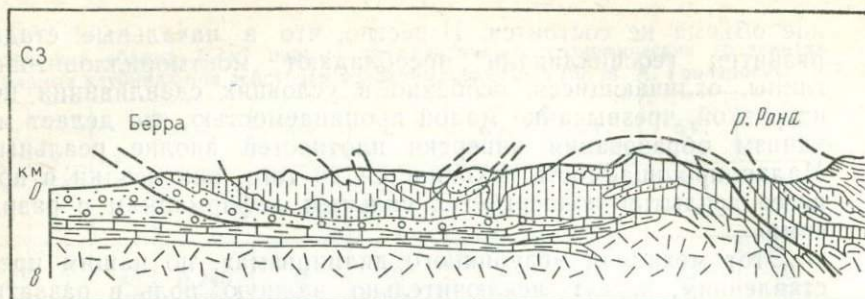


Рис. 59. Профиль через Западные Альпы (по Р. Трюмпи и др.; с изменениями):

1 — кристаллический фундамент платформы; 2 — фундамент и мезозойский чехол Южных Альп; 3 — зоны Канавезе и Ивреа — Вербано; 4 — южногельветский мезозойский автохтон; 5 — мезозой и палеоген южногельветских покровов; 6 — мезозой и палеоген ультрагельветского флишевого покрова; 7 — мезозой покрова Вале; 8 — породы Суббриансонской и Бриансонской зон; 9 — мезозой Пеннинской зоны; 10 — гельминтондный флиш; 11 — субальпийская моласса; 12 — пеннинские покровы

методом отраженных волн. Предполагается, что породы в vicinity крыле таких разломов под влиянием силы тяжести, будучи «освобождены» разломом, несколько растянулись. Растяжение суммируется вдоль разлома, при этом относительное смещение крыльев максимально на верхнем конце разлома и постепенно уменьшается до нуля с глубиной.

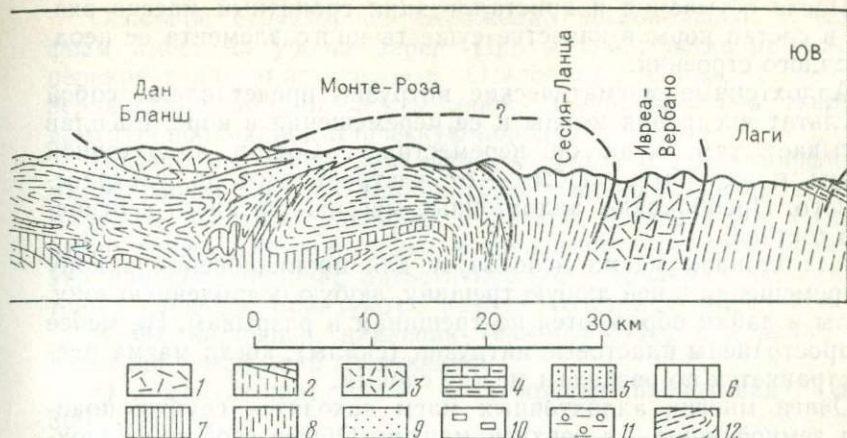
Аналогичный механизм можно предположить и для часто описываемых в последнее время внутрикоровых «листрических» надвигов, которые круты при выходе на поверхность, но становятся все более пологими с глубиной и затухают на глубине 10—15 км в виде горизонтальных срывов, часто совпадающих с коровым волноводом.

Следовательно, для подобных структур нет необходимости искать причину в каких-то внешних силах сжатия; все явление можно объяснить местными напряжениями, вызванными силой тяжести.

Всестороннее исследование механизма деформаций, связанного с меняющейся во времени и пространстве нагрузкой в земной коре, представляет сейчас насущную задачу структурной геологии.

## МАГМАТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Вулканогенные породы, образуясь на поверхности и залегая, подобно осадочным породам в виде плоских горизонтальных тел (слоев, покровов, потоков), не требуют специального рассмотрения, поскольку образующиеся в них тектонические



структуры аналогичны структурам осадочных пород. Речь пойдет об интрузивных магматических породах. По структурным соотношениям с вмещающими породами интрузивные породы могут быть разделены на автохтонные и аллохтонные.

Автохтонные магматические породы образуются путем метасоматоза или плавления осадочных, метаморфических или других магматических пород и дальнейшего их застывания на месте. Так, гранитоидные батолиты формируются при метасоматической «гранитизации» (анатексисе), глубина их образования колеблется от 5 до 20 км. Для образования гранитов при этом необходим приток тепла, воды и некоторых элементов (в особенности, щелочей и кремнезема). Предполагается, что приток тепла осуществляется с флюидами, образующимися в основном в верхней мантии (частично в нижней коре).

Автохтонные гранитоиды оказывают на окружающие породы ограниченное механическое воздействие, обусловленное только увеличением объема пород при гранитизации. Переход автохтонных пород во вмещающие происходит постепенно, через оторочку мигматитов. Замещающая окружающие породы на месте, они нередко наследуют в своем внутреннем строении некоторые особенности их структуры (например, слоистость).

Форма батолитов, образовавшихся путем гранитизации, известна по прямым наблюдениям лишь с их кровли. Последняя имеет обычно куполовидную форму и часто состоит из серии прилегающих друг к другу куполов. По геофизическим данным батолиты в целом — большие и сложные уплощенные линзы толщиной в 10—15 км, имеющие десятки и сотни километров в поперечнике и до нескольких тысяч километров в длину.

После остывания и кристаллизации гранитный массив входит в состав коры в качестве существенного элемента ее неоднородного строения.

Аллохтонные магматические интрузии представляют собой результат внедрения магмы и ее перемещения в коре. Расплав застывает там, куда он переместился. Состав аллохтонной магмы может быть любым — от ультракислого до ультраосновного. Преобладают аллохтонные массивы среднего и основного состава.

Аллохтонная магма использует для проникновения в кору и перемещения в ней любую трещину, любую ослабленную зону. Жилы и дайки образуются по трещинам и разрывам. Не менее распространены пластовые интрузии (силлы), когда магма распространяется по разделам между слоями.

Очаги многих аллохтонных магм находятся глубже подошвы земной коры — в верхней мантии. Общее свойство аллохтонных интрузий — «насильственное» внедрение во вмещающие породы, сопровождаемое механическим воздействием. При этом вмещающие породы куполообразно приподнимаются, изгибаются, раскалываются, прорываются. Характерна также малая глубина застывания.

Поскольку внедрение аллохтонных интрузий связано с движением магмы, создаются условия для образования в массиве ориентированных текстур. Это приводит к особенно выразительным следствиям, когда кристаллизация начинается уже в процессе движения магмы.

Путь магматических интрузий определяет действие разных механизмов: инверсии плотности, проплавления, гидро- и газоразрыва, физико-химической ассимиляции. На перемещение магмы в жидком или полужидком состоянии существенно влияют и коровые напряжения. Жидкая магма в общей системе неоднородностей в земной коре играет роль элемента, наиболее податливого для деформаций. Магматические тела расплющиваются и, «опережая» вмещающие породы, механически в них внедряются. Неравномерное давление массы вышележащих пород заставляет магму оттекать из одних мест и нагнетаться в другие. Так могут возникать (путем пережимания силлов) бескорневые лакколитоподобные тела. Описанные процессы деформации происходят в чрезвычайно подвижной среде.

## МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Метаморфизм регионального типа охватывает в определенных зонах континентов и в определенное время значительные объемы земной коры. Он свидетельствует о высоких температурах в коре, сочетаемых обычно с более или менее высоким всесторонним давлением.

Основное структурное выражение региональный метаморфизм имеет на уровне зерен. При метаморфизме происходит перекристаллизация породы. Осадочная порода, в которой зерна слабо связаны между собой, превращается в твердую, плотную полнокристаллическую породу.

Обычно выделяют два типа регионального метаморфизма: метаморфизм высокой температуры и низкого давления; метаморфизм высокого давления и низкой температуры. Существенно также давление воды: в зависимости от того, равно ли это давление общему литостатическому давлению или значительно меньше, образуются разные сочетания минералов.

А. Фации низких давлений (0,2—0,4 ГПа) в порядке возрастания температур следующие:

а) ломонит-пертитовая и пумпелиит-пренитовая (200—300 °С);

б) зеленосланцевая с цоизитом, хлоритом, альбитом, мусковитом, биотитом, эпидотом (300—400 °С);

в) эпидот-амфиболитовая с мусковитом, хлоритом, эпидотом, альбитом, амфиболом (400—500 °С);

г) амфиболитовая со ставролитом, кианитом, силлиманитом, мусковитом, биотитом, амфиболом (500—700 °С).

Б. Фации высоких давлений (0,4—1,2 ГПа) в порядке возрастания температур и уменьшения давления воды следующие:

а) глаукофановая с глаукофаном, лавсонитом, жадеитом (200—500 °С);

б) гранулитовая с гранатом, пироксеном и полевыми шпатами (600—700 °С при низком давлении воды);

в) эклогитовая с гранатом и пироксеном; фация образуется из пород основного состава (базальтов) при давлении более 1 ГПа и температуре около 700 °С (при полном отсутствии воды).

Приведенные сведения о термодинамических условиях образования разных фаций регионального метаморфизма приближенные. Однако несмотря на ту или иную степень неопределенности термодинамических условий метаморфизма, метаморфические минералы служат единственными индикаторами тех температур, общего давления и давления воды, которые существовали в земной коре, когда шел процесс метаморфизма. В одной и той же области фазы метаморфизма часто повторялись, накладываясь друг на друга, поэтому данным методом возможно восстановить историю локальных термодинамических условий для определенного отрезка геологического времени. Часто на признаки более сильного метаморфизма накладываются следы метаморфизма менее интенсивного (диафторез или ретроградный метаморфизм). Опираясь дополнительно на данные об абсолютном возрасте минералов, можно в таких случаях соста-

вить представление об эволюции процессов разогревания и остывания земной коры.

Подвижность минерального материала, возникающая при метаморфическом процессе из-за высоких температур, создает обстановку особо высокой текучести пород. А это сказывается на характере возникающих в них структурных форм.

Действительно, деформации метаморфических пород, происходящие одновременно с метаморфизмом, носят характер, отличающий их от деформаций, наблюдаемых в нормальных осадочных породах. Это — чрезвычайно сложные и неправильные деформации. Наблюдается взаимное наложение складок многих порядков — от крупных складок до мельчайшей плоччатости. Наблюдается также многократное наложение складчатых деформаций разной ориентировки, в связи с чем возникают формы залегания, расшифровать которые нелегко, тем более что с каждым наложением новой деформации меняется не только ориентировка, но и форма складок. Развита складки с крутыми и вертикальными шарнирами.

Все эти структуры характерны для метаморфических пород любого возраста — как докембрийских, так и фанерозойских. Мы называем этот тип деформаций глубинной складчатостью.

Формы залегания метаморфических пород имеют такие особенности, которые заставляют думать, что деформации в этих породах вызывались главным образом силой тяжести. Действительно, широко наблюдаются пережимание складок в основании и обособление замков складок или вполне самостоятельное перемещение отдельных «лоскутов» пород, зажатых между другими породами и подвергшихся неравномерному давлению. Деформации в силу своей сложности носят характер, который может быть назван «квазитурбулентным» (слои перекручиваются, завихряются); подобные деформации в нормальных осадочных породах обычно отсутствуют.

Все это приводит к выводу, что в деформациях метаморфических пород особенно ярко проявился механизм адвекции. Ранее мы предположили, что прогревание вызывает лишь самые начальные фации метаморфизма. В данном случае имеются в виду значительно более продвинутые его фации — зеленосланцевая, амфиболитовая. Выделение воды и газов при этом происходило в большем объеме, что при высокой температуре поровых флюидов и твердом скелете приводит соответственно к большим увеличениям объема и разуплотнению пород, пока последние сохраняют малую проницаемость. Следовательно, повсеместно существующий кристаллический фундамент континентальной коры, сложенный метаморфическими породами разных фаций, является областью, где в очень широком масштабе в разных местах в разное время в процессе движения адвек-

тивных потоков образовались сложные структуры глубинного диапиризма.

Предполагаемое временное разуплотнение пород в процессе метаморфизма косвенно подтверждается данными, полученными при бурении Кольской сверхглубокой скважины. До глубины 4—5 км нижнепротерозойские породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев; вода связана в решетке минералов. Зона регионального разуплотнения пород обнаружена глубже — между 4,5 и 9 км. В этой зоне породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В них обнаружены крупные скопления свободной воды в виде горизонтально залегающих водных линз. По изотопному составу кислорода и водорода установлен морской генезис воды. Следовательно, вода сохранялась внутри высокометаморфизованных толщ в течение более 1 млрд. лет. Водные линзы изолированы, общая проницаемость толщи остается очень низкой.

Та же скважина помогла правильному пониманию некоторых особенностей строения земной коры, выявляемых методом глубинного зондирования. Известно, что последнее для глубоких частей верхней и всей нижней коры указывает на наличие грубой горизонтальной слоистости. Сейсмическое зондирование, проведенное в районе Кольской сверхглубокой скважины до ее заложения, также указало, что наклонное (около  $60^\circ$ ) залегание нижнепротерозойских пород наблюдается только близ поверхности до глубины около 4 км, а глубже залегание пород быстро становится горизонтальным. По данным же бурения указанный угол падения пород с небольшими колебаниями продолжает вплоть до глубины 9 км, сохраняясь во всей нижнепротерозойской толще. Отсюда следует, что ГСЗ на больших глубинах фиксирует не нормальную слоистость, а скорее всего горизонтальные водные линзы и горизонтальные же границы, разделяющие зоны разной степени метаморфизма. Следовательно, эти границы не первичные, подобно слоистости, а вторичные, наложенные в процессе метаморфизма.

И, наконец, замечание о влиянии законченного регионального метаморфизма на свойства земной коры. Когда региональный метаморфизм охватывает часть земной коры, в последней после остывания пород создается кристаллическое тело, которое можно назвать «кристаллическим панцирем». Этот «панцирь» — монолитный, твердый и малопроницаемый — важный элемент строения коры. Он образует существенную неоднородность, влияющую на все последующие тектонические деформации, магматические и метаморфические процессы.

Тектонические, магматические и метаморфические процессы, развиваясь неравномерно во времени и пространстве, накладываясь друг на друга, привели к современному строению

континентальной коры. Наша задача — постараться найти закономерности в этом сложном процессе и, по возможности, определить их вероятные причины.

## Глава V

### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРИЗНАКИ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Эндогенный режим — определенное и закономерное сочетание в пространстве и во времени тектонических, магматических и метаморфических процессов. К этому определению [9] прибавим, что эндогенный режим включает и тип строения, и характер состояния тектоносферы. Последние признаки могут быть использованы в полной мере лишь для современных эндогенных режимов, когда строение и состояние тектоносферы определены соответствующими методами. Применительно к прежним геологическим периодам подобные признаки могут быть использованы только в той мере, в какой бывшее строение и состояние тектоносферы оставили свои следы в современной тектоносфере. Такие следы в наиболее полном размере остаются в строении верхних слоев коры, где они могут быть изучены геологическими методами. В нижней коре и верхней мантии следы этого типа, как правило, не сохраняются.

Можно предположить, что если древний режим аналогичен современному, то строение и состояние тектоносферы как в верхних, так и в глубоких ее слоях в общих чертах должны быть одинаковыми. Этой гипотезой в дальнейшем мы будем широко пользоваться. Но если древний режим, выявляемый историко-геологическими методами, в современной действительности не обнаруживается, то наши возможности установить, каковы были в то время и в том месте строение и состояние глубоких этажей тектоносферы, существенно ограничены.

Например, в современном состоянии тектоносферы не могут быть выделены геосинклинальные режимы. Дело в том, что геосинклиналь — понятие всецело историческое. Оно отражает определенный «набор» эндогенных процессов, развивающихся во времени в определенной последовательности и приводящих к определенному структурному результату. Эта последовательность процессов развивается в течение длительного геологического времени (многих десятков и даже сотен миллионов лет). Только зная, что такая последовательность в том или ином месте в течение того или иного времени проявлялась, мы можем утверждать, что тут существовала геосинклиналь. По современным признакам выделить геосинклиналь невозможно. Поэтому, хотя существуют методы восстановления состава и со-

стояния глубокой тектоносферы для древних геосинклиналей, эти методы условны и ограничены.

Благодаря неравномерности развития тектоносферы, о чем уже говорилось выше, самые различные режимы в настоящее время соседствуют друг с другом. Это позволяет изучить не только каждый режим в отдельности, но и их пространственные и временные сочетания.

О строении и составе земной коры — континентальной и океанической — выше уже говорилось. Следует подчеркнуть изменчивость строения и состава коры от места к месту, причем, как выяснится дальше, эта изменчивость связана с эндогенными режимами. При одних режимах кора толще, при других — тоньше, при одних режимах она сложена в среднем менее плотным веществом, при других — более плотным. По-разному проявлен коровый волновод. Раздел Мохо проявляется с разной степенью четкости.

Изменчивы и строение, и состав верхней мантии. Геофизические методы обнаруживают, что от места к месту меняются граничные скорости сейсмических волн в кровле мантии. Нормальные скорости (8,1—8,2 км/с) местами становятся аномально низкими (7,9—7,6 км/с). Верхняя мантия в целом бывает менее или более плотной, что отражается, например, в изостатических аномалиях. Если наблюдения позволяют различать твердую литосферную часть верхней мантии и астеносферу, то различия в строении верхней мантии касаются глубины кровли астеносферы, толщины последней и ее выраженности в степени уменьшения сейсмических скоростей. При более детальных исследованиях может быть установлено разделение астеносферы на отдельные линзы, и тогда представляет интерес размещение таких астенолинз по вертикали и горизонтали.

Изменчив и состав верхней мантии, о котором можно судить по включениям пород и минералов в вулканических лавах, а также по геохимическим данным.

Сами выплавленные из верхней мантии и коры магматические породы могут быть использованы как индикаторы состава той среды, из которой они происходят. Например, состав базальтов, характерных для срединно-океанических хребтов, свидетельствует о том, что исходное вещество, из которого выплавились базальты, является «истощенным» (бедным щелочами, редкими землями, радиоактивными элементами), тогда как щелочные магматические породы континентов и океанических островов указывают на связь их с «насыщенной» мантией, богатой «некогерентными» элементами.

Под состоянием тектоносферы имеется в виду преимущественно ее тепловое состояние, выраженное в величине теплового потока из недр к поверхности Земли и в распределении тем-

ператур в верхней мантии и коре. При соответствующих температурах происходят явления, которые могут считаться индикаторами степени «теплового возбуждения» тектоносферы. При достижении верхней мантией температуры должного уровня (около 1400 °С на глубине 100 км), из перидотита мантии выплавляется базальт. Выплавление последнего мы можем считать индикатором возбужденного состояния верхней мантии. Повышение температуры в коре на несколько сот градусов приводит к процессам метаморфизма и гранитизации. Эти процессы свидетельствуют о тепловом возбуждении коры. Разные фации метаморфизма требуют температуры от 300 до 700 °С. Гранитизация в присутствии воды происходит при температуре около 650 °С. Существуют более тонкие минеральные палеогеотермометры и палеогеобарометры. Их использование позволяет в некоторой мере судить о прошлых термодинамических состояниях тектоносферы, если возраст соответствующих индикаторов известен. Отдельные эндогенные режимы (или отдельные стадии их развития) характеризуются и различаются «возбужденным» состоянием либо верхней мантии, либо коры, либо той и другой вместе.

В понятие состояния тектоносферы следует также включить характерную направленность развивающихся в ней процессов. Они могут быть направлены в сторону дальнейшего распространения режима в пространстве или, наоборот, сокращения охватываемой им площади; без изменения последней режим может развиваться в сторону повышения или понижения степени своей «возбужденности» и т. д.

Важное свойство тектоносферы — проницаемость. Это свойство относится в основном к коре, но распространяется также и на подкоровую литосферу. Проницаемость коры и литосферы для магмы и флюидов в целом может проявляться в самой различной степени — от значительной до ничтожной. В характере проницаемости можно выделить два состояния — рассеянное и сосредоточенное. При рассеянной проницаемости литосфера пронизана густым сплетением каналов (секущих и полойных, широких и тончайших), которые, заполняясь магматическим материалом, превращают литосферу в своеобразное смешение внедрившихся и вмещающих пород. При рассеянной проницаемости литосфера пропитывается флюидами, несущими тепло и различные химические элементы. При сосредоточенной проницаемости литосфера разбита на блоки относительно редкими разломами. Блоки слабо проницаемы, основное движение магмы и флюидов происходит по разломам, вблизи которых и сосредоточивается воздействие глубинного вещества на окружающую среду.

Степень и характер проницаемости определяют тип магматизма — интрузивный или эффузивный. Характер проницаемо-

сти определяет и форму интрузивных тел. Те же факторы влияют на эволюцию магмы и вмещающих пород. При большой рассеянной проницаемости длительное взаимодействие магмы с вмещающими породами ведет к тому, что эволюция магмы идет преимущественно путем проплавления и ассимиляции вмещающих пород, тогда как при малой и сосредоточенной проницаемости главная роль принадлежит процессу дифференциации.

Для разных режимов характерна разная направленность изменения состава магм. Для одних режимов типична гомодромная последовательность (от основных пород к кислым), для других — антидромная (от кислых к основным).

Процессы регионального метаморфизма и гранитизации, характерные для некоторых режимов, важны прежде всего тем, что формируют кристаллическую кору. Эти же процессы влияют и на проницаемость коры, создавая при перекристаллизации ее вещества непроницаемый панцирь метаморфических пород и гранитов там, где раньше кора состояла из проницаемых пород. Чтобы взломать такой панцирь, необходимы тектонические движения. При этом, если до метаморфизма существовала рассеянная проницаемость, после раскалывания панциря она сменяется проницаемостью сосредоточенной.

Как видно из предыдущего, медленные вертикальные движения земной коры играют в наших представлениях о глубинных процессах важную роль. Этот вид тектонических движений имеет наиболее общий характер и проявляется всюду и всегда. Именно в связи с их всеобщим распространением вертикальные (колебательные) движения входят в характеристику эндогенных режимов. Последние различаются по степени контрастности движений (по степени расчлененности территории на зоны опускания и поднятия), а также по соотношению между опусканиями и поднятиями. Одни режимы характеризуются преобладанием опусканий над поднятиями, другие — преобладанием поднятий над опусканиями; различны и стадии развития тех или иных режимов.

Различным режимам соответствуют разные типы складчатых и разрывных дислокаций и их разная интенсивность. Характер дислокаций подчинен степени прогресса земной коры и интенсивности глыбово-волновых колебательных движений.

## **КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ**

Концепция эндогенных режимов развивает давно существующее в геологии представление о тектонических или тектономагматических зонах и состояниях или о геодинамических обстановках [9 и др.]. Прежде всего выделяют эндогенные режимы континентов и переходных зон и океанов.

Для континентов и переходных зон мы выделяем следующие классы режимов\*:

- А. Класс геосинклинальных режимов
  - Б. Класс платформенных режимов
  - В. Класс орогенных режимов
  - Г. Класс рифтовых режимов
  - Д. Класс режимов тектоно-магматической активизации
  - Е. Класс тафрогенных режимов
- В океанах мы выделяем два класса режимов:
- А<sub>1</sub>. Режим срединных хребтов
  - Б<sub>1</sub>. Режим океанических котловин.

Режимы геосинклинального класса (ГС) подразделяют на эвгеосинклинальный (ЭвГС), миогеосинклинальный (МиоГС), парагеосинклинальный (ПГС), интрагеоантиклинальный (ИГА) и срединных массивов (СМ). Иногда выделяют еще режим мезогеосинклинальный. От эвгеосинклинального к парагеосинклинальному режиму степень возбуждения эндогенных процессов уменьшается. Эв- и миогеосинклинальный режимы (а также мезогеосинклинальный, если он выделяется) объединяют в ортогеосинклинальный режим, тогда как парагеосинклинальный режим рассматривают как промежуточный между геосинклинальными и платформенными режимами.

Класс платформенных режимов включает режимы протоплатформенный, древних и молодых платформ.

Среди орогенных режимов выделяют эпигеосинклинальный (наступающий после геосинклинального режима) и эпиплатформенный (результат орогенной активизации платформы).

Класс рифтовых режимов не детализируется.

Класс режимов тектоно-магматической активизации проявляется весьма разнообразно. Эти разнообразные его формы так тесно переплетаются между собой, что их разделение в значительной степени условно. Можно различать режимы: тектоно-магматической дифференциации, платобазальтовый, метаморфической активизации, режим центральных интрузий и трубок взрыва.

Класс тафрогенных режимов не детализируется.

Без дальнейшего разделения остаются пока и океанические режимы — срединных хребтов и котловин.

В предыдущих наших работах мы, следуя традиции, выделяли в качестве самостоятельных режимов два или три типа переходных зон: атлантический (пассивный), тихоокеанский (активный) и колумбийский. Более детальное изучение показало, что процессы, происходящие в переходных зонах атлан-

---

\* Данная классификация в полной мере применима к истории тектоносферы в неогее и лишь частично может быть распространена на более раннюю историю.

тического типа,— проявление тафrogenного режима, известного и внутри континентов. Различие состоит лишь в степени выраженности. Переходные зоны тихоокеанского и колумбийского типов — не отдельные режимы, а комбинация режимов: в одном случае тафrogenного и орогенного (окаинные моря и островные дуги), а в другом — тафrogenного, орогенного и рифтового. Такой подход к трактовке переходных зон нам предстоит в дальнейшем обосновать.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

Геосинклинальные эндогенные режимы, будучи исторической категорией, известны только в прошлом и принципиально не могут быть обнаружены в современном состоянии земной коры. Это означает, что мы можем рассматривать геосинклинальный режим лишь в свете геологических данных о событиях, происходивших в верхней земной коре, и лишены возможности сопоставить эти данные с геофизическими сведениями о глубинном строении тектоносферы. Это обстоятельство ставит геосинклинальные режимы в особое положение относительно других режимов, которые могут быть обнаружены в современном состоянии тектоносферы.

Геосинклинальные режимы, развиваясь, подчиняются процессу, который может быть назван эндогенным ритмом или эндогенной цикличностью Земли.

В истории земной коры наблюдается некоторая повторяемость событий, хотя места, где эти события происходят, и степень выраженности повторяющихся аналогичных событий меняются. О циклах уже говорилось применительно к колебательным движениям земной коры. Но циклы имеют более общее значение и распространяются на весь комплекс эндогенных процессов, происходящих на континентах.

Развитие процессов, составляющих геосинклинальный режим со всеми его стадиями, обычно укладывается в рамки того или иного крупного эндогенного цикла. В Европе одни геосинклинали проходят все стадии развития в течение каледонского цикла (т. е. в кембрии, ордовике, силуре и начале девона); другие — в течение герцинского цикла (девон — начало триаса) или в течение альпийского цикла (триас — антропоген). Иногда, впрочем, развитие геосинклинали распространяется на два или даже три эндогенных цикла.

Существенно то, что геосинклинали разных циклов и разного местоположения развиваются по сходной схеме, проходя одни и те же стадии. Это установлено путем сопоставления многих индивидуальных геосинклиналей. В связи с неполнотой геологической летописи, каждая конкретная геосинклиналь дает представление лишь о некоторой части своей истории. Но

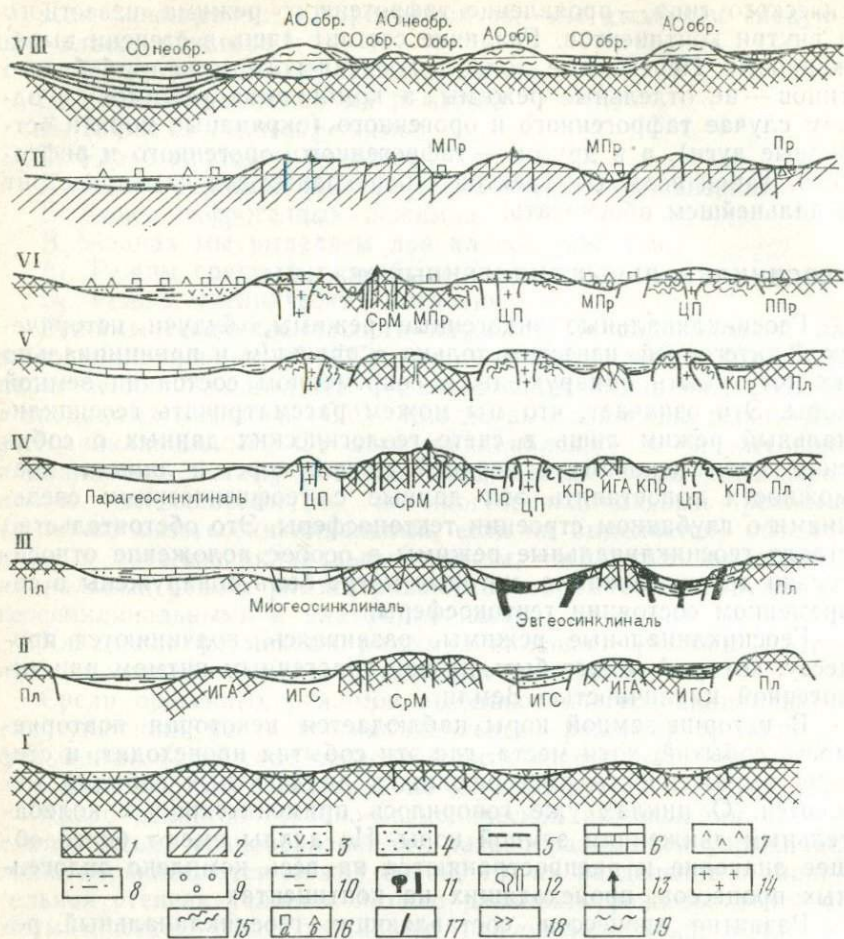


Рис. 60. Схема развития геосинклинали (составил В. В. Белоусов):

1 — формации предыдущих циклов (фундамент геосинклинали); 2 — доорогенные формации; 3 — континентальные и лагунные отложения; 4 — песчаники; 5 — глины, сланцы; 6 — известняки; 7 — кремнистые осадки; 8 — флиш; 9 — нижняя моласса; 10 — верхняя моласса; 11 — преимущественно основные и ультраосновные интрузии и эффузии (спилит-диабазовая и офиолитовая формации); 12 — кислые, средние и щелочные интрузии; 13 — эффузии различного состава; 14 — области регионального метаморфизма и гранитизации; 15 — полная складчатость; 16 — складчатость глыбовая (а) и нагнетания (б); 17 — разрывы; 18 — гравитационный шарьяж; 19 — комплекс доинверсионных формаций.

I—VI — стадии развития геосинклинали (I — предгеосинклиальная; II, III — доинверсионная; IV, V — частичной инверсии; VI — послениверсионная, общая инверсия); VII — орогеническая зона на месте закончившей развитие геосинклинали; VIII — схема расположения осадочных формаций к концу развития геосинклинали.

Пл — платформа; ИГС — интрагеосинклиналь; ИГА — интрагеоантиклиналь; ЦП — центральное поднятие; СрМ — срединный массив; КПр — краевой прогиб; МПр — межгорный прогиб; ППр — передовой прогиб; АОнеобр — антиклинорий необращенный; АОобр — синклинорий обращенный; СОнеобр — синклинорий необращенный; СОобр — синклинорий обращенный

результаты наблюдений по многим геосинклиналям постепенно складываются в полную картину развития. При сопоставлении выявляются многие различия во второстепенных особенностях развития геосинклиналей. Однако после отфильтровывания всего частного сходство основных событий в истории геосинклинали очевидно; представление об этом сходстве — наиболее значительное эмпирическое обобщение в геологии. Это представление лежит в основе многих практических прогнозов распространения полезных ископаемых и дает возможность создать общую схему развития геосинклинали (рис. 60).

Геосинклинали — зоны наиболее энергичного проявления эндогенных процессов и, следовательно, зоны наиболее сложных преобразований строения и состава земной коры. Для них характерно внутреннее контрастное расчленение на частные прогибы и поднятия с градиентами от  $10^{-9}$  год<sup>-1</sup> до  $10^{-8}$  год<sup>-1</sup>, что больше градиентов вертикальных движений на платформах на 2—3 порядка. Контрастность вертикальных движений земной коры подчеркивается и тем, что поднятия и прогибы обычно сочленяются по глубинным разломам (взрезам).

Основой цикла развития геосинклинали является одно большое колебание земной коры — сперва вниз, потом вверх. Это колебание мы можем отнести к разряду общих колебательных движений. Оно осложняется колебаниями второго, третьего и следующих порядков. На общее колебание накладывается процесс образования и развития внутренних поднятий и прогибов, которые относятся уже к разряду глыбово-волновых колебательных движений. Суммируясь с основным общим колебанием, внутренние поднятия и прогибы меняют в течение цикла свою относительную роль. В начале цикла превалируют прогибы: постепенно они углубляются и расширяются. Во второй половине цикла первенство переходит к поднятиям, которые поднимаются и расширяются за счет прогибов. Переход от первого состояния ко второму называют инверсией геотектонического режима. Поэтому можно говорить о доинверсионной и послеинверсионной стадиях развития геосинклинали, разделенных инверсионной стадией, во время которой значение внутренних прогибов и поднятий приблизительно одинаково.

Изучая историю развития колебательных движений земной коры в геосинклинали Большого Кавказа для альпийского цикла, В. Н. Шолпо [133] построил диаграмму распределения площади прогибов по интервалам скорости прогибания (рис. 61). По горизонтали для каждого отрезка времени отложена доля площади в процентах, по вертикальной оси располагается шкала скорости. Диаграмма показывает, как менялась степень дифференциации вертикальных движений и, следовательно, их контрастность с начала юры до четвертичного периода. Из диаграммы следует, что максимальная дифферен-

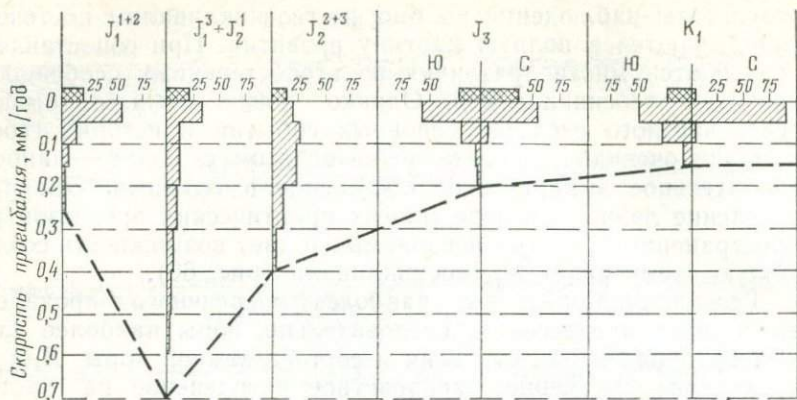


Рис. 61. Диаграмма распределения площади прогибов в геосинклинали Большого Кавказа по интервалам скорости прогибания для альпийского цикла (по В. Н. Шолпо, 1978).

Объяснение в тексте

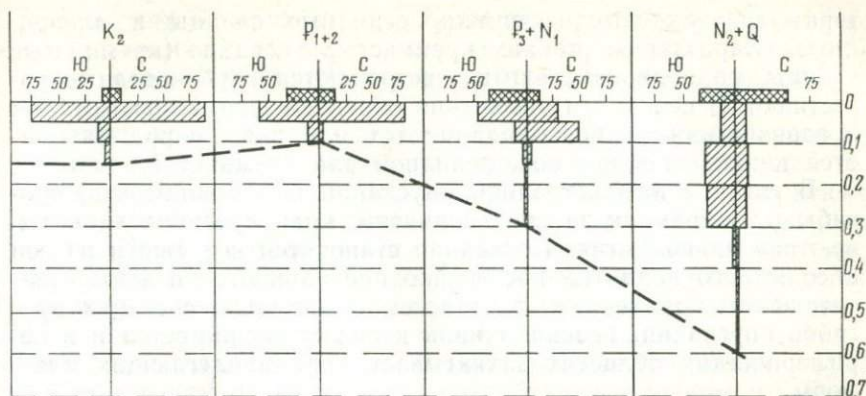
циация происходит в начале и конце эндогенного цикла (т. е. в ранней и средней юре и в неогене — антропогене), тогда как средняя часть цикла (поздняя юра, мел, палеоцен и эоцен) характеризуется значительно меньшим расчленением на участки с разной скоростью движений, т. е. меньшей контрастностью последних. Есть основания считать, что подобная закономерность проявляется и в других геосинклиналях.

В ряде случаев возможно выделить и стадию предгеосинклинальную, предвещающую доинверсионную, когда на месте будущей геосинклинали только начинается процесс пока еще слабо расчленения на прогибы и поднятия.

В конце цикла геосинклиналь, как правило, полностью осуществляется и на ее месте образуются горы. Традиционно этот этап горообразования считается завершающим развитие геосинклинали. Далее мы обсудим аргументы в пользу того, что горообразование следует считать самостоятельным орогенным режимом, который хотя обычно и следует за геосинклинальным, но может проявиться и вне зависимости от него.

Каждая из выделенных стадий характеризуется собственными осадочными и магматическими формациями, своим типом деформаций. Метаморфизм и гранитизация также занимают определенное историческое место. Меняется и тепловое состояние тектоносферы.

Рассмотрим стадии развития геосинклиналей подробнее (см. рис. 60), имея в виду развитие наиболее полного набора эндогенных и экзогенных процессов в эвгеосинклиналях (ЭВГС),



т. е. в геосинклиналях с наиболее сложным развитием [82, 125, 127].

**Предгеосинклинальная стадия.** Эта стадия может быть выделена далеко не всегда. Она соответствует переходу от предшествовавшего платформенного состояния к геосинклинальному.

Для стадии характерно слабое расчленение на впадины и поднятия и заполнение впадин осадками платформенного типа: континентальными, морскими мелководными песчано-глинистыми, лагунными (эвапоритовыми). Отлагаются также мелководные известняки и доломиты. Складчатые деформации и метаморфизм не характерны. Разрывные дислокации обычно выражены слабо. Однако в некоторых случаях происходит расчленение земной коры разрывами на грабены и горсты, что может сопровождаться эффузивным магматизмом. В этих случаях предгеосинклинальная стадия приобретает рифтоподобный характер. Предгеосинклинальная стадия не выделяется, когда один геосинклинальный режим непосредственно следует за другим без заметного перерыва.

**Доинверсионная стадия.** Эта стадия в гораздо большей степени насыщена событиями. Контрасты между внутренними поднятиями и прогибами быстро усиливаются. На границах между первыми и вторыми, подчеркивая их взаимное противопоставление, проявляются глубинные взрывы. В прогибах прочно устанавливаются морские условия. Опускание земной коры в них происходит настолько быстро, что сплошь и рядом не успевает компенсироваться накоплением осадков и временно образуются некомпенсированные прогибы, в которых глубина моря может достигать 3 км. Отложения представлены преимущественно терригенными разностями, среди которых харак-

терны граувакковые песчаники, аспидные сланцы и алевролиты. Характерны также кремнистые осадки (кремнистые сланцы, радиоляриты, яшмы), встречаются глубоководные известняки. В целом эти отложения образуют формацию, которая в зависимости от преобладания тех или иных пород называется нижней терригенной, аспидной или кремнистой.

В связи с преобладанием опусканий над поднятиями, прогибы расширяются за счет поднятий, края прогибов «накатываются» на поднятия. Последние становятся все уже и из зон абсолютного поднятия постепенно превращаются в зоны относительного поднятия, т. е. малого относительно соседних прогибов опускания. Геосинклиналь в целом расширяется и в периферических областях захватывает края прилегающих платформ.

Для этой стадии характерна сильная и специфическая магматическая деятельность. Она выражена в разных формах.

Во-первых, происходят подводные излияния и неглубокие пластовые интрузии. Для тех и других исходная магма основная, базальтовая. Результат ее дифференциации — средние и кислые магмы (кератофиры, альбитофиры), которые, однако, играют подчиненную роль. Основная магма в пластовых интрузиях застывает в виде диабазов. Магма претерпевает метасоматические изменения, обогащается натрием и превращается в спилиты.

Во-вторых, образуется сложная сеть даек — подводных каналов для излияний и пластовых интрузий. Дайки образованы преимущественно диабазами. Перечисленные породы образуют в совокупности то, что называется спилит-диабазовой, или спилит-кератофировой, или спилит-диабаз-кератофировой формацией. Их широкое развитие указывает на то, что в течение этой стадии земная кора эвгеосинклинали характеризуется большой рассеянной проницаемостью. Благодаря последней, земная кора как бы пропитывается основной магмой.

В-третьих, формируются секущие штокообразные интрузии габбро, диоритов, пироксенитов, дунитов, плагиогранитов (габбро-диорит-диабазовая, габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-плагиогранитовая формации).

Весьма своеобразное проявление эндогенной деятельности, характерное для доинверсионной стадии развития эвгеосинклинали, представляют офиолиты. Под офиолитами (офиолитовой формацией) понимается комплекс серпентинизированных перидотитов, габбро, диабазов, спилитовых базальтов с подушечной отдельностью и кремнистых осадков [44]. В полном наборе офиолитовая формация снизу вверх состоит из серпентинизированных перидотитов, метаморфизованных в зеленосланцевой или цеолитовой фации, на которых с несогласием залегают кумулятивные перидотиты, переходящие вверх в габбро. Выше

располагается комплекс примыкающих друг к другу даек, заканчивающийся вверху слоем спилитов, покрытых кремнистыми осадками. Мощность такого офиолитового комплекса — сотни метров.

Очень редко удается видеть разрез офиолитовой формации полностью. Чаще эта формация оказывается раздробленной на куски, которые встречаются изолированно в виде включений в сильно деформированные кремнистые и иные осадочные толщи. Вместе с последними обломки офиолитов образуют так называемые меланжи. Из-за тектонически сложных условий трудно установить форму залегания формации во всей ее первичной целостности. Есть основания полагать, что это — большие линзы или лакколиты. Всюду отмечается тесная связь офиолитов или их фрагментов с глубинными разломами. Вместе с последними они протягиваются цепочками вдоль границ прогибов и поднятий.

Спилит-диабазовая, офиолитовая и другие перечисленные выше формации совместно образуют то, что обычно именуется начальным магматизмом эвгеосинклинали (по Г. Штилле).

Складчатость для этой стадии не характерна. Однако в зонах глубинных разломов породы подвергаются некоторым деформациям.

Не характерен также и метаморфизм высоких температур. В доинверсионную стадию образуются метаморфические породы высокого давления и низкой температуры — «голубые» сланцы с лавсонитом, глаукофаном, жадеитом, т. е. с минералами, богатыми натрием. Проявления этого метаморфизма тяготеют к зонам глубинных разломов.

**Инверсионная стадия.** В эту стадию градиенты и различия скоростей вертикальных движений земной коры по сравнению с предыдущей стадией несколько сглаживаются (см. рис. 61). Но роль глубинных взрезов все еще велика. На смену преобладания опусканий приходит выравнивание роли внутренних прогибов и поднятий. Это подчеркивается характером наиболее типичной для данной стадии осадочной формации — флишевой, сложенной преимущественно терригенным, песчано-глинистым материалом. Чрезвычайно характерно, что при обычно очень большой мощности, измеряемой многими километрами, флиш отличается однообразием своих пород и монотонностью их чередования. Типично ритмическое напластование. Каждый ритм состоит из одного и того же набора пород. Он начинается с грубых обломочных пород (песчаников, обломочных известняков), а заканчивается наиболее тонкими глинами или мергелями. На границах между ритмами видны следы размыва. Мощность ритма — от десятков сантиметров до нескольких метров. Такая монотонная толща большой мощности могла образоваться только в условиях компенсации прогибания на-

коплением и равновесия объемных скоростей между поднятием в областях размыва и прогибанием в областях накопления. А ритмическое чередование одного и того же набора пород указывает на небольшие периодические отклонения от равновесного состояния.

Назовем прогибы и поднятия внутри геосинклинали, о которых до сих пор шла речь, прогибами и поднятиями первой генерации. Значительным событием в инверсионную стадию является усложнение прогибов первой генерации, выраженное в форме образования внутри них поднятий второй генерации, в результате этого прогибы первой генерации разделяются на прогибы и поднятия второй генерации.

Возникновение новообразованных поднятий внутри прогиба первой генерации представляет собой явление, называемое частной инверсией.

В идеальной схеме прогиб первой генерации осложняется вдоль своей оси одним поднятием второй генерации. В этом случае единый прогиб первой генерации разделяется на одно поднятие (посредине) и два прогиба второй генерации (по краям). В дальнейшем развивается волнообразный процесс: весь прогиб первой генерации продолжает расширяться, а внутри него растет и расширяется вложенное в него поднятие второй генерации. Однако идеальная схема наблюдается далеко не всегда.

Новообразованные поднятия играют в дальнейшей истории геосинклинали существенную роль. Они являются зонами, в которых начинаются и откуда распространяются такие события, как голоморфная складчатость (складчатость общего смятия), региональный метаморфизм, гранитизация. Все эти события в основном приурочены к инверсионной стадии, хотя они продолжают и позже, в послеинверсионную стадию.

Складчатость появляется прежде всего вдоль осей поднятий второй генерации. Часто это — пучки тесно сжатых складок. По мере расширения поднятий, складчатость распространяется на все новые зоны геосинклинали, что ведет к постепенному превращению геосинклинали в складчатую зону. Складкообразование развивается не непрерывно, а толчками или фазами, которые отражают прерывистость расширения поднятия. В это же время образуются тектонические покровы пеннинского типа.

В эту же стадию в земной коре развиваются региональный метаморфизм высокой температуры и низкого давления, а также гранитизация. Последняя приводит к образованию гранитов, преимущественно богатых натрием (плагиигранитов). В явлении гранитизации существенную роль играют частичное переплавление и метасоматоз вмещающих пород. Хотя несомненен приток материала из мантии (главным

образом в виде газовых флюидов, несущих кремний, щелочи и другие литофильные элементы), новообразованные граниты представляют собой в основном внутрикоровое образование.

Региональный метаморфизм и гранитизация меняют свойства земной коры. Происходит перекристаллизация материала коры, в связи с чем закупориваются поры, трещины и иные каналы, в земной коре образуется слабопроницаемый кристаллический «панцирь». Большая рассеянная проницаемость, характерная для доинверсионной стадии, сменяется проницаемостью чрезвычайно малой. Этому соответствует и то, что в инверсионную стадию, как правило, прекращается эффузивная деятельность.

**Послеинверсионная стадия.** В эту стадию прогибы первой генерации продолжают расширяться за счет поднятий первой генерации. Два соседних прогиба, накатываясь с двух сторон на расположенное между ними поднятие, могут полностью перекрыть его и слиться в единый прогиб. Продолжает расширяться и вся геосинклиналь в целом, захватывая края соседних платформ. Но одновременно с еще большей скоростью, опережая рост прогибов первой генерации, растут новообразованные поднятия первой генерации. Их скорость роста становится больше скорости прогибов второй генерации. Это означает, что происходит общая инверсия. Преобладание опусканий, свойственное доинверсионной стадии, и равновесие между опусканиями и поднятиями, характерное для инверсионной стадии, сменяется преобладанием поднятий над опусканиями. Это сказывается на облике осадков, накапливающихся в прогибах. Для данной стадии характерна осадочная формация нижней молассы. Она сложена преимущественно морскими, но грубыми и мелководными песчано-глинистыми осадками, грубость которых растет вверх по разрезу, свидетельствуя о все большем изменении баланса между опусканиями и поднятиями в пользу последних.

Вместе с расширением поднятий второй генерации все шире распространяется складчатость, которая постепенно захватывает и прогибы. Но при этом меняется ее тип. Вместо голоморфной складчатости, свойственной поднятиям, на крыльях последних и в прогибах образуется складчатость нагнетания и глыбовая. Морфологически это — гребневидная и идиоморфная складчатость, а также диапировые купола. Это время образования на склонах поднятий также тектонических покровов гельветского типа.

Процесс складкообразования постепенно заканчивается и сменяется на поднятиях раскалыванием. Складчатая зона разбивается на глыбы. Образуются грабены и горсты. Это время трещинных и малых гипабиссальных интрузий чрезвычайно

разнообразного состава — от ультраосновных до ультракислых с преобладанием пород щелочного ряда.

Стадия заканчивается успокоением вертикальных движений и выравниванием рельефа. Этим заканчивается и развитие геосинклинального режима в целом.

Остановимся на некоторых терминологических вопросах.

В терминологии, относящейся к геосинклиналям, нет строгого порядка. Пространство, занятое геосинклинальным режимом, называют в одних случаях геосинклинальной областью, в других — геосинклинальной системой, геосинклинальной зоной или просто геосинклиналью. Но вместе с тем и внутренние прогибы называют геосинклиналями, противопоставляя их поднятиям — геоантиклиналям. Различное употребление имеют также термины синклиорий и антиклиорий. Необходимо усложниться о некоторых принципах терминологии.

Мы полагаем, что следует иметь два ряда терминов: структурный и исторический. Известно, что в результате сложного развития геосинклинали, в течение которого образовывались, развивались и меняли свои места внутригеосинклинальные прогибы и поднятия, в конечном счете образуется некий структурный комплекс, который называется складчатой зоной. Последняя представляет собой структурный итог геосинклинального развития. Следовательно, «складчатая зона» — структурный термин. Такими же структурными терминами являются «антиклиорий и синклиорий», обозначающие крупные структурные выпуклости и прогибы, осложненные складками.

В качестве исходного исторического термина, обозначающего область или зону проявления геосинклинального режима, мы считаем целесообразным употреблять простой термин «геосинклиналь». Термины «геосинклинальная зона», «геосинклинальная область» или «геосинклинальная система» можно рассматривать при этом в качестве терминов свободного пользования. Что касается внутренних прогибов и поднятий первой генерации, то для них мы используем термины, предложенные М. М. Тетяевым: «интрагеосинклиналь» (ИГС) — для прогибов и «интрагеоантиклиналь» (ИГА) — для поднятий. Эти термины не обозначают какую-либо форму залегания пород. Они обозначают зоны, испытывающие соответственно прогибание или поднятие (абсолютное или относительное). Форма, размеры, местоположение их в течение цикла развития геосинклинали меняются. Коренное преобразование они претерпевают в инверсионную стадию, когда образуются поднятия и прогибы второй генерации. Есть основания предполагать, что зоны второй генерации имеют иную природу, отличную от природы зоны первой генерации. Поэтому целесообразно для поднятий и прогибов второй генерации употреблять другие термины. Под-



Рис. 62. Схема развития геосинклинали:  
 1 — платформы (Пл); 2 — поднятия (ИГс и ЦП); 3 — прогибы (ИГс, КПр, МПр и ППр)

нения, возникающие внутри интрагеосинклинали, мы называем «центральными поднятиями» (ЦП). Если возникло одно такое поднятие вдоль оси интрагеосинклинали, то сохранившиеся от последней за пределами ЦП прогибы второй генерации являются «краевыми прогибами» (КПр)\*. В них накапливается флиш. Поэтому их иногда называют флишевыми прогибами. Когда, накатываясь с двух сторон на поднятие первой генерации (на интрагеоантиклиналь), два краевых прогиба сливаются, то образуется «межгорный прогиб» (МПр). В нем накапливается молассовая формация. Краевой прогиб, образовавшийся в ИГс, находящейся на периферии всей геосинклинали, и «накатившийся» на край платформы, именуется «передовым прогибом» (ППр). В нем также накапливается молассовая формация.

На схеме развития геосинклинали (см. рис. 60) использована предложенная терминология. В диаграммной форме развитие геосинклинали показано на рис. 62.

В процессе расширения ИГс, сокращения ИГА (иногда вплоть до полного подавления некоторых из последних) и осложнения ИГс центральными поднятиями места накопления осадков от стадии к стадии, да и в пределах одной стадии смещаются. Флишевая формация накапливается не там, где накапливались доинверсионные формации, молассовая — не там, где флишевая. Формации образуют линзы, смещенные одна

\* В настоящее время часто не делают различий между краевым прогибом и передовым прогибом (оба именуется краевыми). Автор считает это неправильным, так как краевые прогибы преимущественно флишевые, а передовые преимущественно молассовые. И образуются они в разные стадии развития геосинклинали.

относительно другой (см. рис. 60, 62). В идеальном случае смещения направлены от оси ИГС наружу. Поскольку краевые прогибы накатываются на ИГА, где доинверсионные формации не отлагались или где они неполны и имеют малую мощность, молассовые формации сплошь и рядом отлагаются с большим перерывом прямо на фундаменте геосинклинали, образованном в предыдущих эндогенных циклах, или на фундаменте края соседней платформы.

Миогеосинклинали (МиоГС) отличаются от ЭвГС главным образом отсутствием начального магматизма. В типичной МиоГС нет ни спилит-диабазовой, ни офиолитовой формаций. Отличается МиоГС и характером доинверсионных формаций. В них нет кремнистых осадков. Разрез начинается нижнетерригенной формацией, которая выше сменяется формацией известняковой. Последняя соответствует времени максимального развития прогибов и минимального — поднятий. Широкое развитие мелководных известняков весьма характерно для МиоГС.

В остальном МиоГС вполне сходны с ЭвГС: в них происходит частная инверсия, образуется складчатость общего смятия, возникают региональный метаморфизм и гранитизация и т. д.

Целесообразность выделения мезогеосинклиналей связана с тем, что начальный магматизм бывает выражен в чрезвычайно разном масштабе. Иногда он очень силен (например, на восточном склоне Урала), в других случаях слаб. Поэтому границу между типичной ЭвГС и типичной МиоГС провести нелегко. Должны ли мы отнести данную зону к ЭвГС, если начальный магматизм в ней выражен всего лишь несколькими диабазовыми дайками? Решению этого вопроса помогает то обстоятельство, что существуют геосинклинали, где начальный магматизм представлен только спилит-диабазовой формацией, а офиолитовая формация отсутствует. Вот такие геосинклинали и могут быть выделены в категории мезогеосинклиналей, тогда как к ЭвГС следует отнести зоны с полным набором проявлений начального магматизма. Пример МезоГС — Большой Кавказ в альпийском эндогенном цикле, где хорошо выражена спилит-диабазовая формация, но нет офиолитов.

Парагеосинклинали (ПГС) — зоны с развитием, промежуточным между геосинклинальным и платформенным. Это — прогибы, компенсированные накоплением морских мелководных или континентальных отложений. Существуют ПГС преимущественно известняковые (например, ПГС Воконт во Франции в отрогах Западных Альп или Абхазская и Дагестанская ПГС на Кавказе) и преимущественно терригенные. Нередко значительную часть их разреза составляет угленосная формация (например, в Донецком бассейне). В ПГС нет ни частной инверсии, ни метаморфизма, ни гранитизации. Деформации

слов выражены в складчатости глыбовой или нагнетания. Значительную роль играют тектонические разрывы. Более интенсивными деформациями ПГС и отличаются в основном от платформенных синеклиз.

**Режим интрагеоантиклинальный** характеризуется следующими особенностями. Активное геосинклинальное развитие сосредоточено в интрагеосинклиналях, где возникают центральные поднятия, региональный метаморфизм, откуда распространяется складчатость. Интрагеоантиклинали — значительно более пассивные структуры. Это зоны длительного поднятия, на которых фундамент либо обнажен, либо покрыт маломощным со многими перерывами чехлом мелководных осадков, соответствующих по возрасту времени развития геосинклинали.

Для интрагеоантиклиналей характерна глыбовая структура. И фундамент, и осадочный чехол в них пронизаны разрывами, по которым глыбы относительно смещены в вертикальном направлении. Голоморфная складчатость, как правило, отсутствует. Особый характер имеет магматическая деятельность. Образуются трещинные и гипабиссальные интрузии разного состава: основные, средние, кислые, в том числе и щелочные. Столь же разнообразны и излияния.

Таково развитие интрагеоантиклиналей в доинверсионную стадию. В последующие стадии они могут быть полностью или частично перекрыты краевыми и межгорными прогибами с накоплением флиша и моласс.

**Режим срединных массивов (СМ)** — это как бы маленькие платформы, находящиеся внутри геосинклиналей, но платформы весьма подвижные. По характеру вертикальных движений земной коры срединные массивы представляют собой широкие интрагеоантиклинали, которые хотя бы частично сохраняются в качестве зон абсолютного или относительного поднятия в течение всего эндогенного цикла, несмотря на то что с краев они постепенно обламываются, вовлекаясь в опускание при расширении соседних прогибов. На срединных массивах или обнажается, или залегает на малой глубине фундамент геосинклинали, образовавшийся в предыдущие эндогенные циклы. Внутренняя структура фундамента обрывается на краях массива и несогласно срезается сильно деформированными геосинклинальными толщами. Они как бы обтекают срединный массив.

К данному циклу на срединном массиве относится сравнительно маломощный чехол осадков, лежащий на фундаменте несогласно. Чехол вместе с фундаментом пронизан разломами, структура срединного массива носит обычно глыбовый характер. Разломы служат путями подъема магмы. Эффузивная и интрузивная деятельность на срединных массивах бывает очень оживленной. Преобладают кислые и щелочные магмы.

Интрузии преимущественно представлены гипабиссальными и субвулканическими формами. Метаморфизм слабый (не выше зеленосланцевого), тяготеющий к зонам разломов.

В дальнейшем применительно к некоторой стадии развития континентов будут упоминаться протогеосинклинали. Они противопоставлены протоплатформам (см. след. главу), и в этом противопоставлении, в сущности, оправдание термина. Протогеосинклинали — ортогеосинклинали раннепротерозойского возраста, вполне сходные по развитию с геосинклиналями более поздними и отличающиеся от последних лишь тем, что по отношению к протоплатформам занимают гораздо большую площадь, чем площадь геосинклиналей относительно платформ.

## ПРИМЕРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

**Альпийская эвгеосинклиналь Западных Альп.** Геосинклиналь расположена в пограничной области между Францией и Италией. Составление палеотектонических профилей для Альп (рис. 63) — сложная и неоднозначная задача, поскольку в силу большого развития в этой складчатой зоне тектонических покровов восстановление исходного расположения формационных зон требует углубленного анализа всех структурных и фациальных взаимоотношений. Мы основываемся на результатах многолетних исследований альпийских геологов. Новейшая и, несомненно, наиболее обоснованная схема развития Западных Альп разработана Р. Трюмпи [167].

Начало альпийского цикла развития геосинклинали Западных Альп датируется началом триаса. Уже с этого времени возникли различия между двумя ветвями геосинклинали (западной и восточной), разделенными глубинным взрезом. К западу от разлома триас представлен типично платформенными фациями: пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, эвапоритами, доломитами, неритовыми известняками. Мощность их не превышает нескольких сотен метров. К востоку от разлома триас представлен мощной (4—5 км) толщей известняков и доломитов. Значительной дифференцированности вертикальных движений как на западе, так и на востоке в триасе не наблюдается, и данный этап можно отнести к предгеосинклинальной стадии.

В лейасе западная часть Альп разделилась на две интрагеосинклинали — Гельветскую и Пеннинскую. Между ними образовалась интрагеоантиклиналь — Бриансонская. В Гельветской ИГС лейас представлен мелководными мергелистыми известняками мощностью около 300 м. На Бриансонской ИГА лейас часто отсутствует. В Пеннинской ИГС он сложен пелагическими известняками. Хотя мощность последних невелика (десятки метров), глубоководный характер их позволяет пред-

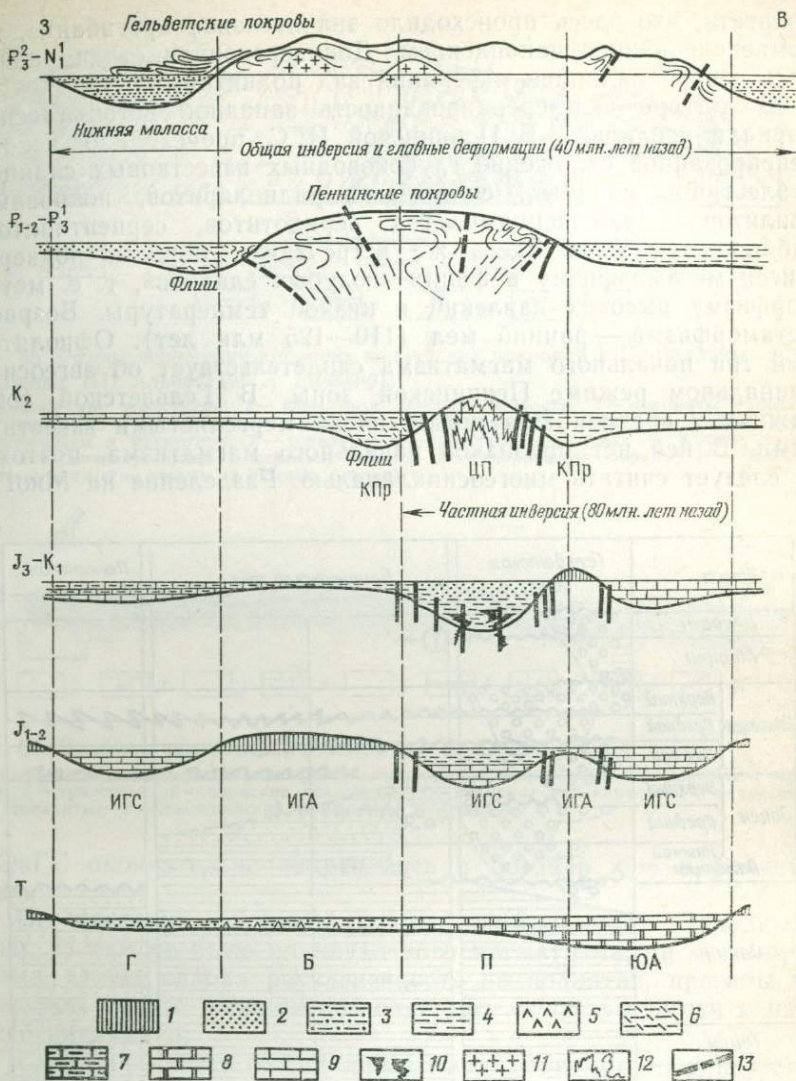


Рис. 63. Палеотектонические профили через Западные Альпы:

1 — суша; 2 — песчаники; 3 — песчаники и глины; 4 — глинистые сланцы; 5 — эвапориты; 6 — флиш; 7 — мергели; 8 — доломиты; 9 — известняки; 10 — офиолиты; 11 — граниты; 12 — области регионального метаморфизма, складчатости и развития покровов; 13 — разломы.

Зоны: Г — Гельветская; Б — Бриансонская; П — Пеннинская; ЮА — Южно-Альпийская. ИГС — интрагеосинклиналь; ИГА — интрагеоантиклиналь; ЦП — центральное поднятие; КПр — краевой прогиб

полагать, что здесь происходило значительное прогибание, не компенсированное накоплением. Доинверсионная стадия началась с преобладанием опусканий над поднятиями.

В догере дифференцированность западной ветви геосинклинали усилилась. В Пеннинской ИГС происходило некомпенсированное отложение глубоководных известковых сланцев («блестящие сланцы») с линзами радиоляритов, покровами спилитов и включениями тел перидотитов, серпентинитов, габбро и диабазов. Здесь же встречаются породы, подвергшиеся метаморфизму в фации «голубых сланцев», т. е. метаморфизму высоких давлений и низкой температуры. Возраст метаморфизма — ранний мел (110—125 млн лет). Офиолитовый тип начального магматизма свидетельствует об эвгеосинклинальном режиме Пеннинской зоны. В Гельветской зоне нижняя и средняя юра представлена мергелистыми известняками. В ней нет признаков начального магматизма, поэтому ее следует считать миогеосинклиалью. Разделение на МиоГС

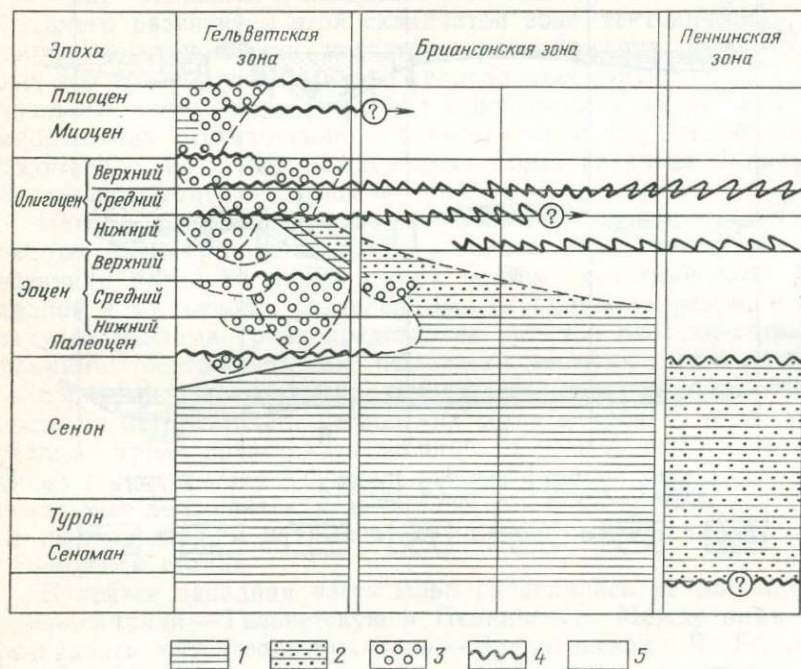


Рис. 64. Схема миграции флиша и моласс в Западных Альпах (по Р. Трюмпи):

1 — преимущественно известняки; 2 — флиш (в Бриансонской зоне — черный, в Пеннинской — гельминтоидный); 3 — молассы; 4 — складкообразование; 5 — отсутствие накопления (подняtie)

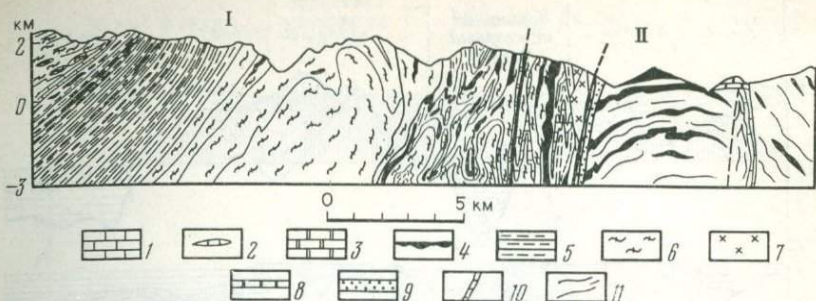


Рис. 65. Разрез через зону «корней» пеннинских покровов в Центральных (I) и Южных (II) Альпах (по А. Гансеру):

1 — мезозойские известняки; 2 — известняки неясного возраста; 3 — доломиты триаса; 4 — основные и ультраосновные породы; 5 — метаморфические сланцы и гнейсы; 6 — гранитогнейсы и мигматиты; 7 — тоналиты; 8 — триасовые отложения (в Южных Альпах); 9 — каменноугольные и пермские породы; 10 — дотриасовые породы; 11 — гнейсы и метаморфические сланцы (в Южных Альпах)

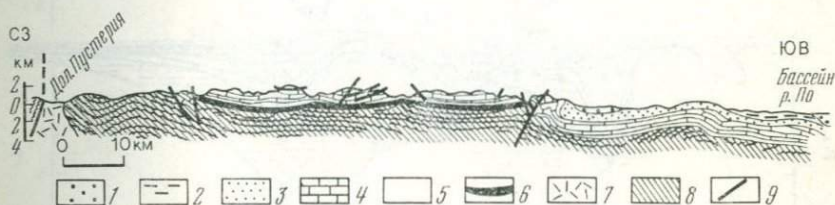


Рис. 66. Профиль через Южные Альпы (по Э. Р. Оксбургу):

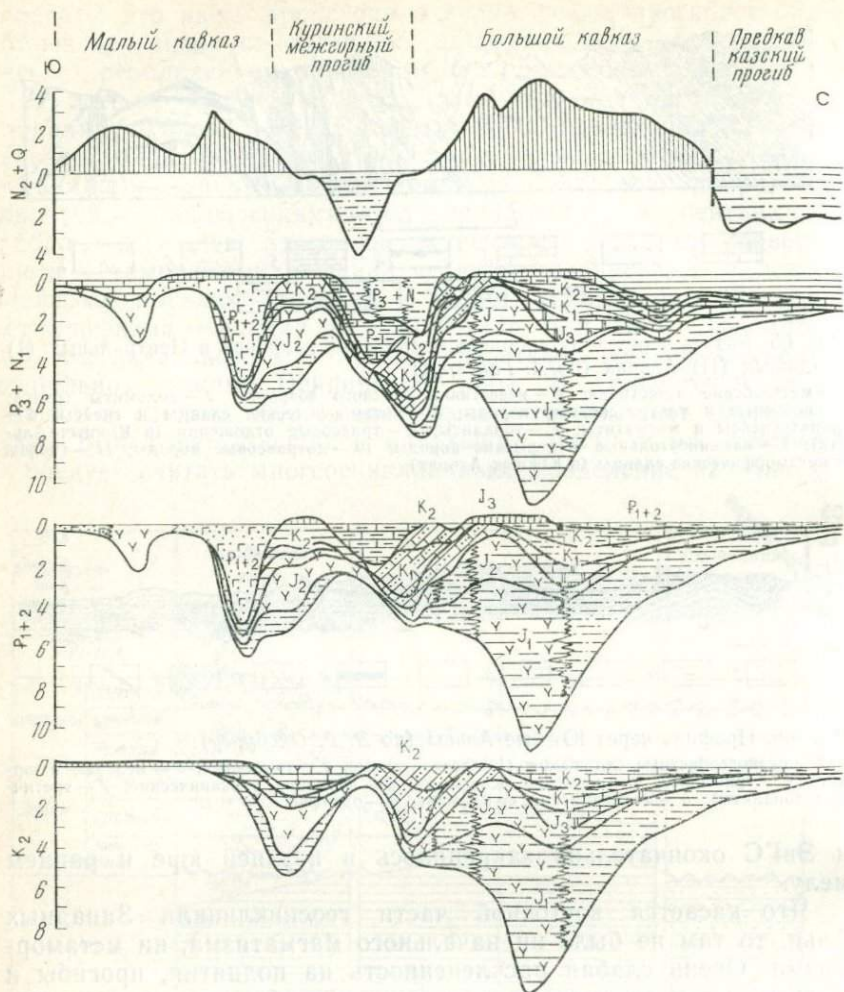
1—7 — разновозрастные отложения (1 — четвертичные, 2 — третичные, 3 — меловые и юрские, 4 — триасовые, 5 — пермские осадочные, 6 — пермские вулканические, 7 — третичные тоналиты); 8 — доальпийский фундамент; 9 — разрывы

и ЭВГС окончательно закрепилось в поздней юре и раннем мелу.

Что касается восточной части геосинклинали Западных Альп, то там не было ни начального магматизма, ни метаморфизма. Очень слабая расчлененность на поднятия, прогибы и флексуры вместо складок позволяет эту область отнести к парагеосинклинали.

В западной части геосинклинали весь период от начала юры до конца раннего мела следует считать доинверсионной стадией. Инверсионная стадия началась в позднем мелу. В Пеннинской зоне в предконьякское время возникло поднятие (по нашей терминологии центральное). К западу образовался прогиб, частично захвативший Бриансонскую ИГА. В прогибе накапливался так называемый гельминтоидный флиш. Это — краевой прогиб (КПр).

В дальнейшем центральное поднятие расширилось к западу и постепенно распространилось на всю Бриансонскую зону, а накопление флиша в эоцене и начале олигоцена сместилось



в Гельветскую зону, которая стала при этом прогибаться более энергично. Нижняя моласса отлагалась здесь же в конце олигоцена и миоцена (рис. 64).

В Пеннинской зоне складчатые деформации происходили одновременно с частной инверсией — в сеноне. Тогда же проявился зеленосланцевый метаморфизм высоких температур. Его возраст — около 80 млн лет. Одновременно начался процесс гранитизации кристаллического фундамента. Все эти процессы проявились сильнее и охватили почти всю западную ветвь геосинклинали позже — между поздним эоценом и средним олигоценом (30—40 млн лет назад). Это была главная фаза деформаций, во время которой образовались покровы

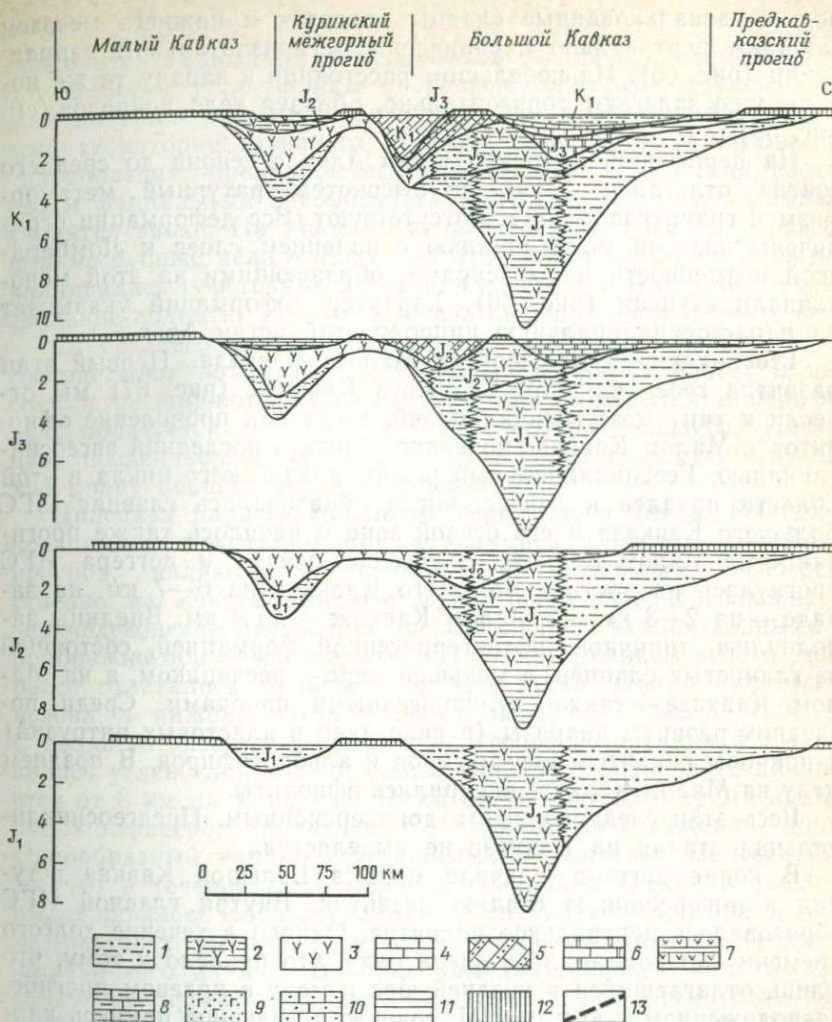


Рис. 67. Развитие колебательных движений на Большом и Малом Кавказе в течение альпийского цикла (по В. Н. Шолпо, 1978):

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — глинистые толщи, содержащие дайки диабазов; 3 — вулканические толщи; 4 — известняки; 5 — карбонатно-терригенный флиш; 6 — доломитизированные известняки; 7 — карбонатные толщи, переслаивающиеся с вулканогенным материалом; 8 — мергели и глинистые известняки, 9 — туфы и туфогенные породы; 10 — песчаные известняки; 11 — глины; 12 — области размыва; 13 — разрывы

пеннинского типа. При этом был мобилизован палеозойский кристаллический фундамент, который составляет ядро покровов. Последние двигались резко асимметрично на запад. Вдоль внутреннего края Пеннинской зоны можно наблюдать корни пеннинских покровов, где линзы и чешуи кристаллических по-

род и развальцованные сланцы палеозоя и нижнего мезозоя залегают вертикально и сплющены в горизонтальном направлении (рис. 65). На небольшом расстоянии к западу те же породы уже залегают горизонтально, образуя тела покровов (см. рис. 59).

На периферии восточной ветви Альп с сенона до среднего эоцена отлагался флиш, но высокотемпературный метаморфизм и гранитизация здесь отсутствуют. Все деформации ограничены пологой моноклиалью с падением слоев к Ломбардской низменности и флексурами, образующими на этой моноклинали ступени (рис. 66). Характер деформаций указывает на парагеосинклинальную природу этой ветви Альп.

**Геосинклиналь Большого и Малого Кавказа.** Первый этап развития геосинклинали Большого Кавказа (рис. 67) мы отнесли к типу мезогеосинклиналей, тогда как проявление офиолитов в Малом Кавказе позволяет считать последний эвгеосинклиналью. Геосинклинальный режим альпийского цикла в этой области начался в лейасе, когда образовалась главная ИГС Большого Кавказа в его осевой зоне и началось также прогибание на Малом Кавказе. В течение лейаса и доггера ИГС прогнулась на востоке Большого Кавказа на 6—7 км, на западе — на 2—3 км, на Малом Кавказе — до 4 км. Впадины заполнились типичной нижнетерригенной формацией, состоящей из глинистых сланцев, в меньшей мере — песчаником, а на Малом Кавказе — также вулканогенными породами. Среди последних развиты диабазы (в виде даек и пластовых интрузий) и покровы спилитов, кератофилов и альбиотофилов. В позднем мелу на Малом Кавказе внедрились офиолиты.

Весь этап следует считать доинверсионным. Предгеосинклинальная стадия на Кавказе не выделяется.

В конце доггера — начале мальма Большой Кавказ вступил в инверсионную стадию развития. Внутри главной ИГС образовалось центральное поднятие. Однако в течение долгого времени оно поднималось очень вяло, что привело к тому, что флиш, отлагавшийся в поздней юре и мелу в краевом прогибе, расположенном к югу от ЦП, содержал большую примесь карбонатного материала. Верхняя юра, верхний мел, палеоцен, эоцен и нижний олигоцен почти всюду на Большом Кавказе сложены известняками и мергелями и только в нижнем мелу преобладают обломочные осадки. Таким образом, хотя частная инверсия и произошла, преобладание опусканий над поднятиями в целом сохранилось и ЦП скорее было относительным подводным поднятием, чем поднятием надводным и абсолютным.

Частная инверсия на Большом Кавказе сопровождалась гранитоидными интрузиями и складкообразованием. Максимальное расширение интрагеосинклиналей Большого Кавказа

приходится на поздний мел. А равновесие между поднятиями и опусканиями установилось в среднем олигоцене и удерживалось до раннего миоцена включительно. В это время почти на всей территории Большого Кавказа отлагалась чрезвычайно однообразная, преимущественно глинистая майкопская свита, своим фаціальным однообразием подчеркивающая переломный характер эпохи. На Малом Кавказе частная инверсия произошла на рубеже мела и палеогена. В краевых прогибах здесь накапливались туфогенные песчаники и мергели. В олигоцене центральное поднятие Малого Кавказа сильно расширилось к югу.

Со среднего миоцена в Большом и Малом Кавказе уже господствуют поднятия. Центральные поднятия растут в высоту и расширяются, краевые прогибы смещаются к периферии, образуется песчано-глинистая нижняя моласса. Наступает послейинверсионная стадия. Все более широкую зону захватывает процесс складкообразования.

**Донецкая парагеосинклиналь герцинского цикла.** Наиболее древними отложениями, обнажающимися в бортах Донецкого прогиба, являются среднедевонские, залегающие непосредственно на кристаллическом фундаменте. Среднедевонские и верхнедевонские отложения представлены континентальными и прибрежно-морскими осадками. В турне и раннем визе в Донбассе отлагались мелководные известняки. Общая мощность девона и нижней части карбона невелика — около 1200 м. С позднего визе до конца каменноугольного времени формировалась угленосная толща, общая мощность которой увеличивается от 8 км на западе до 18 км на востоке. Это время наиболее контрастного проявления вертикальных движений коры. Однообразный характер угленосных отложений указывает на то, что в течение всего периода осадконакопления в среднем выдерживалось равновесие между опусканием прогиба и поднятием двух соседних массивов — Воронежского на севере и Украинского на юге. В конце каменноугольного и в начале пермского времени скорость поднятий стала превышать скорость опусканий. Внутренняя часть Донецкого бассейна поднялась, накопление осадков, имеющих облик нижней молассы, происходило по периферии складчатого Донбасса и на его периклинальном погружении.

Несмотря на заключительное поднятие в конце палеозоя, кровля фундамента Донецкого прогиба сохранила вогнутую форму. В связи с продольными взрезами структура Донбасса имеет ступенчатый характер. Сколько-нибудь существенных проявлений магматизма нет. Угли метаморфизованы, но при очень слабом прогревании пород, не выходящем за пределы нормального геотермического градиента. Складчатость имеет признаки гребневидности. Она тесно связана с разломами и образовалась либо в результате «качания» крыльев глубинных

врезов, либо вследствие выжимания разрыхленного материала по крупным разломам.

**Парагеосинклинальная область Известнякового Дагестана.** Парагеосинклиналь располагается на северном крыле мегантиклинория Большого Кавказа, в его восточной половине. На поверхности здесь обнажены главным образом известняки верхней юры и мела, хотя в некоторых местах выходят и терригенные серии средней юры. Мощность известняков не превышает 2000 м. Эти осадки отложились на северной периферии геосинклинали Большого Кавказа.

Одновременно с прогибанием в области Известнякового Дагестана происходило разделение территории на пологие валообразные поднятия и прогибы. Рост поднятий и углубление прогибов с течением времени усиливались. В олигоцене вся область была втянута в общее поднятие Большого Кавказа. Тогда же оформились складчатые структуры — большие антиклинали сундучной формы и плоские синклинали между ними. Сундучные антиклинали измеряются в длину несколькими десятками километров при ширине 10—15 км. Общий облик деформаций указывает на их глыбовое происхождение.

Если дополнить эти данные другими примерами [9 и др.], то можно составить полный перечень особенностей, по которым конкретные геосинклинали могут отличаться одна от другой (не считая разделения на эв-, мио-, мезо- и парагеосинклинали). Прежде всего, это — разная выраженность различных стадий. Особенно различно проявляет себя предгеосинклинальная стадия. В одних случаях она хорошо выражена, в других — неразличима. Когда в инверсионную и послеинверсионную стадии краевые прогибы «накатываются» на ИГА, срединные массивы в одних случаях как бы обламываются и вовлекаются в прогибание (причем именно здесь особенно интенсивно проявляются офиолиты), а в других — дело ограничивается образованием на поверхности ИГА или срединных массивов лишь изолированных впадин.

Время частной инверсии в отдельных ИГС может быть разным. Например, инверсия на Большом Кавказе произошла между средней и поздней юрой, а частная инверсия на Малом Кавказе (в Сомхето-Карабахской ИГС) приходится на рубеж между мелом и палеогеном. При этом интенсивность или выраженность процесса частной инверсии в разных случаях очень различна. В одних случаях в конце концов центральное поднятие полностью занимает ту зону, где первоначально размещалась ИГС, а краевые прогибы замещают интрагеоантиклинали, в других — наблюдается лишь усложнение ИГС рядом внутренних поднятий, а полного обращения прогибов и поднятий не происходит. Примером последнего типа развития является Уральская геосинклиналь в герцинском цикле.

Центральное поднятие не обязательно возникает в центре ИГС. Оно может образоваться вблизи соседней ИГА, и тогда может создаться впечатление, что частная инверсия заключается в простом расширении поднятий первой генерации. Такой случай можно наблюдать в развитии герцинской геосинклинали Западной Европы, где инверсионная стадия с флишем состоит в том, что ИГА, к которой принадлежат кристаллические массивы Чешский и Центрально-Французский, в начале каменноугольного времени расширяются в северном направлении. Одновременно к северу распространяется и складкообразование. При дальнейшем расширении ИГА к северу флиш в намяре сменяется нижней молассой, что свидетельствует о смене инверсионной стадии послеинверсионной.

Намечается связь размещения ЦП и его формы с контрастностью доинверсионных вертикальных движений. Поднятие второй генерации растет там, где контрастность наибольшая. Например, главная ИГС Большого Кавказа была в мезозое резко асимметричной. Ее наиболее прогнутая часть была сдвинута к южной периферии, где прогиб резко контрастировал с поднятием Куринско-Рионской ИГА. Северный склон главной ИГС Большого Кавказа был очень пологим. Эта асимметрия отразилась на размещении и форме центрального поднятия. Оно образовалось вдоль южной окраины ИГС, ее южный склон был крутым, а северный пологим. Такая асимметричность сохранилась и в современном рельефе Главного Кавказского хребта.

Отметим также, что асимметрична и складчатость: она интенсивна на южном склоне хребта, где к тому же много тектонических разрывов, и много слабее на северном склоне. Здесь голоморфная складчатость сменяется гребневидной, сундучной и просто широкой моноклиналию.

В некоторых ИГС не происходит частной инверсии, и они, в конце концов, захватываются поднятием, распространяющимся из других более активных ИГС. Примером служат Западные Альпы, где частная инверсия произошла лишь в Пеннинской ИГС, откуда образовавшееся центральное поднятие постепенно распространилось и на Гельветскую ИГС. Интересно проследить, как в этом случае краевой прогиб перекатывается через Бриансонскую ИГА, разделяющую Пеннинскую и Гельветскую ИГС и, достигнув внешнего края последней, превращается в передовой прогиб (см. рис. 63).

В то же время сквозь эти различия всегда «просвечивают» общие черты развития, составляющие «природу» геосинклинали:

А. Повышенная интенсивность эндогенных процессов, выраженная в разных формах: контрастном проявлении вертикальных движений земной коры: складкообразовании и разрывах;

эффузивном и интрузивном магматизме, региональном метаморфизме.

Б. Преобладание опусканий в первой половине цикла и преобладание поднятий во второй половине; большая контрастность вертикальных движений в начале и конце цикла и меньшая в его середине.

В. Преобладание основного (базальтового) и ультраосновного (офиолитового) магматизма в доинверсионную стадию и кислого (гранитоидного) в инверсионную, т. е. гомодромная последовательность магматических проявлений.

Г. Развитие регионального метаморфизма и голоморфного складкообразования в инверсионную и послеинверсионную стадии.

### **НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ, СВЯЗАННЫЕ С ГЕОСИНКЛИНАЛЯМИ**

Рассматривая историю вертикальных движений земной коры, составляющих фон развития геосинклинали, мы обнаруживаем в этих движениях признаки процессов разных порядков.

Во-первых, общее нарастание опусканий в начале цикла и общее нарастание поднятий в конце цикла.

Во-вторых, расчленение геосинклинали на ИГС и ИГА первой генерации. Это — второй порядок явлений.

Еще один порядок составляет расчленение ИГС на поднятия и прогибы второй генерации с образованием ЦП и КПр.

Такое разделение вертикальных движений на разные порядки интересно сопоставить с данными о магматизме и метаморфизме и о тепловой истории тектоносферы.

Магматические проявления доинверсионной стадии (начальный магматизм) имеют почти исключительно мантийное происхождение. Основная магна, составляющая спилит-диабазовую формацию, является продуктом частичного плавления мантийных перидотитов. Выделение основных магм, следовательно, является индикатором теплового «возбуждения» верхней мантии.

Что касается офиолитов, то, как известно, сейчас широко распространен взгляд на них не как на магматическое явление, а как на тектонические отторженцы древней океанической коры, подстилавшей геосинклинали в доинверсионную стадию развития. Основаниями для этого служат сходство разреза офиолитовой формации с разрезом океанической тектоносферы (коры и верхнего слоя мантии) и отсутствие во многих случаях признаков таких горячих контактов между офиолитами и вмещающими породами, которые свидетельствовали бы о внедре-

нии ультраосновного материала в эти породы в расплавленном состоянии. Обычно температурные индикаторы указывают на температуру не выше 500 °С, тогда как ультраосновной расплав должен иметь температуру около 1400 °С.

Нетрудно видеть, что эти взгляды ведут к представлению о совершенно обособленном положении офиолитов. Последние по происхождению и возрасту оказываются чуждыми таким проявлениям начального магматизма, как, например, спилит-диабазовая формация, магматическая природа которых и синхронность образования с окружающими осадочными породами доинверсионной стадии не вызывают сомнений. Но офиолитовая формация всегда тесно ассоциирует с формациями начального магматизма и без них никогда не встречается. Офиолиты, как и другие члены начального магматизма, локализовались во вмещающих осадочных породах до того, как последние подвергались деформации. Тесная ассоциация с другими членами начального магматизма убеждает в том, что и офиолиты принадлежат к тому же комплексу магматических проявлений.

Что касается «холодных» или «горячих» контактов, то, во-первых, следует принять во внимание, что контакты офиолитов с вмещающими породами всюду тектонические, что офиолиты приурочены к зонам разломов, внутри которых они образуют тектонические включения и, следовательно, сейчас находятся не там, где первоначально внедрились в кору. Ультраосновные породы офиолитов всегда серпентинизированы, а серпентинизация чрезвычайно повышает текучесть и понижает плотность пород. Поэтому уже после остывания серпентинизированные ультраосновные породы офиолитов выжимаются по глубинным разломам. Однако за последние годы во многих местах обнаружены и горячие контакты офиолитов с вмещающими породами [61 и др.].

Во-вторых, сходство разреза офиолитов с разрезом океанической коры не является убедительным аргументом: мощность офиолитов даже там, где их разрез полон, всегда во много раз меньше мощности океанической коры. Вполне вероятно, что мы сталкиваемся здесь с проявлением распространенных случаев конвергенции. Разрез офиолитов можно рассматривать как результат дифференциации ультраосновной магмы, происшедшей на небольшой глубине под поверхностью. Путем такого же процесса дифференциации должна была образоваться и океаническая кора при подъеме к поверхности ультраосновного материала мантии.

В-третьих, геохимические исследования показали, что между ультраосновными породами континентальных офиолитов и ультраосновными породами океанического дна имеются существенные различия. В океанах развиты преимущественно «примитивные» лерцолиты и в то же время там полностью от-

сутствуют дуниты. На континентах дуниты широко развиты, а из класса перидотитов наиболее распространены гарцбургиты. Последние, судя по их составу, являются реститами от выплавления базальтов из материала верхней мантии [57].

Все эти соображения позволяют утверждать, что офиолиты, наряду со спилит-диабазовой формацией и другими сопутствующими формациями, являются полноправным членом комплекса пород начального магматизма. Вместе со спилит-диабазовой формацией они должны рассматриваться как индикаторы возбуждения верхней мантии, причем возбуждения особенно сильного, поскольку для их выделения требуется не частичное, а полное (или почти полное) плавление некоторого объема верхней мантии.

Следовательно, процессы, происходящие в геосинклинали (в данном случае в эвгеосинклинали) в доинверсионную стадию, связаны с тепловым возбуждением верхней мантии. Оно максимално в эвгеосинклиналях, меньше в мезогеосинклиналях, где нет офиолитов, и еще меньше в типичных миогеосинклиналях, где нет вообще начального магматизма.

Поскольку в предгеосинклиналичную стадию никаких признаков теплового возбуждения мантии не наблюдается, можно утверждать, что переход от предгеосинклиналичной стадии к доинверсионной характеризуется повышением температуры в верхней мантии. О том же свидетельствует и усиление контрастности и амплитуды глыбово-волновых вертикальных движений коры, поскольку повышение температуры в верхней мантии должно повышать подвижность ее материала.

Иные условия характеризуют инверсионную стадию. В эту стадию прекращается выделение мантийных магм, активность перемещается в кору, где развиваются региональный метаморфизм и гранитизация, а также складчатость. Что касается первых двух явлений, то они указывают на подъем температуры в коре на несколько сотен градусов выше нормального уровня. Можно говорить, следовательно, о тепловом возбуждении земной коры. Тепловая волна из мантии распространилась в кору.

То, что прекратилось выделение магмы из верхней мантии, не должно толковаться как признак остывания мантии ниже температуры в коре. Выплавление базальтов из перидотита мантии требует (на глубине 100 км) температуры около 1400 °С, а метаморфизм и гранитизация в коре происходят при температуре не выше 700 °С. Следовательно, если температура в верхней мантии понизится на несколько сот градусов, то этого будет достаточно, чтобы выплавление мантийных магм прекратилось, но температура в мантии все еще останется более высокой, чем в коре. Речь должна идти не об инверсии температуры между мантией и корой, а об изменении

Таблица 3

Тепловые состояния тектоносферы при различных режимах

Свойства литосферы	Режим						орогенный эпиплатформенный	платформенный	орогенный эпигеосинклинальный	платформенный	орогенный эпиплатформенный	
	платформенный	эпигеосинклинальный			последняя версия	орогенный эпигеосинклинальный						платформенный
		предгеосинклинальная	доинверсионная	инверсионная								
Проницаемость	Отсутствует	Малая рассеянная	Большая рассеянная	Отсутствует	Малая средняя	Большая средняя	Отсутствует	Большая средняя	Отсутствует	Большая средняя	Большая средняя	
	Холодное	Холодное	Холодное	Горячее	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	
Теплоинволюция	Холодное	Холодное	Горячее	Холодное	Холодное	Горячее	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	
	Холодное	Холодное	Горячее	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	Холодное	

температурного градиента. В доинверсионную стадию высокая температура в мантии и низкая в коре создавала крутой градиент между мантией и корой; понижение температуры в мантии и повышение в коре приводит к выхолаживанию этого температурного градиента.

Таким образом, мы можем составить таблицу тепловых состояний тектоносферы, соответствующих отдельным стадиям эндогенного цикла (табл. 3). Холодное состояние верхней мантии и коры, свойственное предгеосинклинальной стадии, сменяется в доинверсионную стадию тепловым возбуждением верхней мантии, а позже — в инверсионную стадию — тепловая волна распространяется в кору, тогда как мантия остывает.

В послейинверсионную стадию магматические явления, хотя и происходят, носят остаточный характер и, видимо, связаны с не вполне остывшими промежуточными очагами магмы в коре, возникшими еще в предыдущие стадии. Остывшая, магма в этих очагах дифференцируется, что и приводит к характерному разнообразию состава магматических пород. В это же время подвижность земной коры резко уменьшается. Мы полагаем, что все эти данные указывают на остывание верхней мантии и коры в послейинверсионную стадию.

Особую и весьма древнюю проблему представляет собой процесс складкообразования.

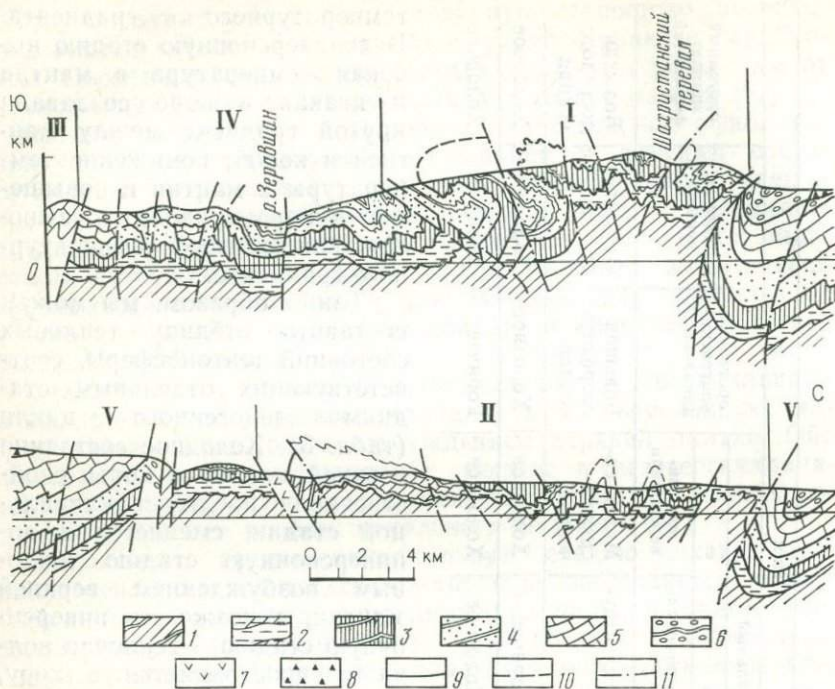


Рис. 68. Структурно-геологический профиль через Туркестанский хребет (по Е. А. Рогожину):

1-6 — формации палеозоя (1 — терригенные и терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя, 2 — глинистые сланцы нижнего силура, 3 — алевролиты нижнего силура, 4 — песчаники нижнего силура, 5 — известняки от верхнего силура до среднего карбона, 6 — флишевые и молассовые образования среднего и верхнего карбона); 7 — дайки габбро-диоритов; 8 — терригенные отложения кайнозоя; 9 — границы толщ; 10 — то же, предположительно; 11 — разломы.

I—III — антиклинории (I — Зеравшано-Туркестанский, II — Мальгузарский, III — Зеравшанский); IV—VI — синклинории (IV — Кштут-Урметанский, V — Туркестанский, VI — Зааминский). Нижний профиль — северное продолжение верхнего

Складчатость общего смятия является неизменной принадлежностью ортогеосинклинального режима. Эв- и миогеосинклинали превращаются в течение цикла своего развития в складчатую зону (рис. 68). Нет сомнений в том, что складкообразование — важный процесс в развитии земной коры. В то же время нельзя не отметить, что значение этого процесса традиционно преувеличивается. Ведь явления, например, регионального метаморфизма или образования огромных гранитных батолитов не менее (если не более) грандиозны.

Как известно, контракционная гипотеза, господствовавшая в геологии в течение многих десятилетий, исходила из представления о складкообразовании как о главном явлении

в земной коре. Последующие гипотезы также неизменно рассматривали складчатость как результат горизонтального раздавливания относительно пластичных геосинклинальных толщ между сближающимися жесткими глыбами платформ. Идея внешнего давления на геосинклиналь как причины смятия слоев в складки оказалась чрезвычайно стойкой. Ее восприняла и современная «тектоника литосферных плит», которая утверждает, что смятие слоев в складки — результат сближения («коллизии») плит.

Прежде всего, отметим, что эта идея ставит складкообразование среди других геосинклинальных процессов в обособленное положение. Кульминация складкообразования приурочена к инверсионной стадии и во времени совпадает с региональным метаморфизмом и гранитизацией в коре, т. е. с эпохой повышения в ней температуры. Контракционная гипотеза связывала складчатость, наоборот, с остыванием земного шара. Новейшие представления оставляют процесс складкообразования индифферентным по отношению к температурным условиям.

Следует также обратить внимание на то, что «тектоника плит» с ее идеей об образовании складчатости при сближении плит толщиной около 100 км явно не учитывает различие в масштабах явлений. Голоморфная линейная складчатость — относительно поверхностное явление. Неоднократно отмечалась этажность складчатости. Облик складчатости с глубиной меняется. И как только мы погружаемся в кристаллическое основание, сложенное глубоко метаморфизованными древними породами, мы обнаруживаем полное изменение облика складчатости: линейность ее пропадает, основное значение среди форм залегания приобретают гранито-гнейсовые купола, окаймленные метаморфическими сланцами, которые образуют чрезвычайно запутанные фигуры течения с крутыми или вертикальными шарнирами изгибов слоев. Складчатость общего смятия (голоморфная) переходит в глубинную складчатость. Такое различие в облике деформаций слоев на разных глубинах не может быть объяснено столь грубым механизмом, как равномерное сближение толстых плит. Весь процесс складкообразования должен гораздо более дробно разделяться на «потоки», разные на разной глубине.

Несомненно также, что непосредственно складчатость общего смятия образуется под влиянием горизонтального сжатия слоев. Однако происхождение этого сжатия надо искать не там, где его искала гипотеза контракции или ищет «тектоника плит».

Уже в строении и истории складчатых зон содержатся аргументы против идеи внешнего давления на геосинклиналь. Основное значение имеют: форма складчатых зон; история

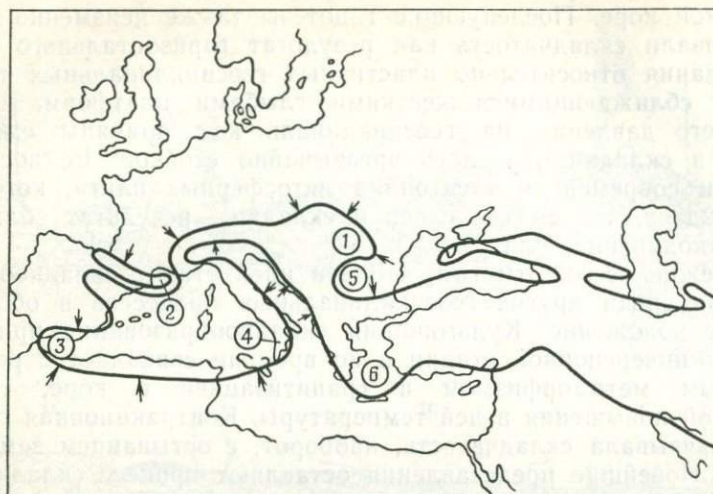


Рис. 69. Дуги альпийской складчатой зоны Европы:

1 — Карпатская; 2 — Альпийская; 3 — Гибралтарская; 4 — Апеннинская; 5 — Балканская; 6 — Эгейская

развития складчатых зон; распределение в складчатой зоне складок разных типов.

Альпийская складчатая зона в Европе имеет сложные очертания. Она образует ряд дуг: Карпатскую, Альпийскую, Гибралтарскую, Апеннинскую, Балканскую, Эгейскую (рис. 69). Дуги группируются в несколько овалов. Такие сложные очертания явно противоречат идее внешнего приложения сил сжатия к геосинклинали. Чтобы образовать каждый такой складчатый овал, необходимо осуществить давление на него с самых различных сторон, в том числе и противоположных, что было бы возможно лишь при очень дробном разделении окружающей платформы на множество самостоятельнодвигающихся глыб, причем последние должны были бы и между собой находиться в сложных структурных взаимоотношениях. Признаков подобного раздробления платформы нет. Указанные складчатые овалы могли быть созданы лишь давлением изнутри, от центров овалов к окружающей платформе, т. е. активность, вызывающая складкообразование, должна иметь источник не вне геосинклинали, а внутри нее.

Развитие складчатости в геосинклинали, как мы видели, начинается во внутренних частях интрагеосинклиналей, откуда складкообразование распространяется к периферии и отдельных ИГС, и всей геосинклинали в целом. Так же наружу смещаются и краевые, и передовые прогибы. Такая направленность процессов плохо вяжется со сжатием, приложенным

извне. Под его влиянием складчатость должна была бы распространяться от периферии геосинклинали к ее центру.

Наблюдения показывают, что голоморфная складчатость отнюдь не охватывает всей площади геосинклинали, занимает лишь некоторые полосы внутри нее. Эти полосы бывают окаймлены складчатостью других типов, не требующей горизонтального сжатия — складчатостью глыбовой и нагнетания. Последние два типа всегда преобладают по периферии геосинклинали. На рис. 70 приведена схема размещения типов складчатости на Большом Кавказе. Такое размещение противоречит идее внешнего сжатия, поскольку силы сжатия не могли миновать периферические области геосинклинали, чтобы достичь полос развития складчатости общего смятия. Непонятно, почему периферийная складчатость (глыбовая или нагнетания) не была переработана этим внешним давлением.

Все это вместе взятое показывает, что голоморфная складчатость образуется не путем приложения сил сдавливания к геосинклинали извне, а в результате процессов, происходящих внутри самой геосинклинали. Эти процессы должны вызывать в определенных зонах продольное сжатие слоев. Например, можно представить себе, что слоистый материал оттекает из одних зон и скапливается в других на более узкой поверхности и поэтому сминается в складки. Такой механизм требует, чтобы сжатие слоев в одной зоне было компенсировано их растяжением в другой. Это может происходить под влиянием силы тяжести, которая вызывает соскальзывание слоев со склонов поднятий, образованных в процессе вертикальных движений коры. Смятие в этом случае будет происходить на склонах поднятия или на дне соседних депрессий, где соскальзывание слоев встречает сопротивление и тормозится. А зона растяжения должна находиться сверху склона.

Но можно представить себе, что смятие в складки происходит в результате того, что в толщу внедряются породы, залегающие ранее на большей глубине, и что они раздвигают вышележащие слои, вызывая в них местное горизонтальное сжатие. Подъем материала с более глубокого уровня требует подтекания материала со стороны к месту его внедрения. Такой процесс аналогичен диапиризму и, подобно последнему, может быть вызван силой тяжести в обстановке инверсии плотности. Выше этот процесс назван адвекцией.

Все соответствующие механизмы складкообразования уже были рассмотрены — и стекание, и соскальзывание слоистых пород со склонов тектонических поднятий, и разваливание верхней части поднятой глыбы, и, наконец, глубинный диапиризм, в процессе которого породы, залежавшие глубже, внедряются в вышележащие.

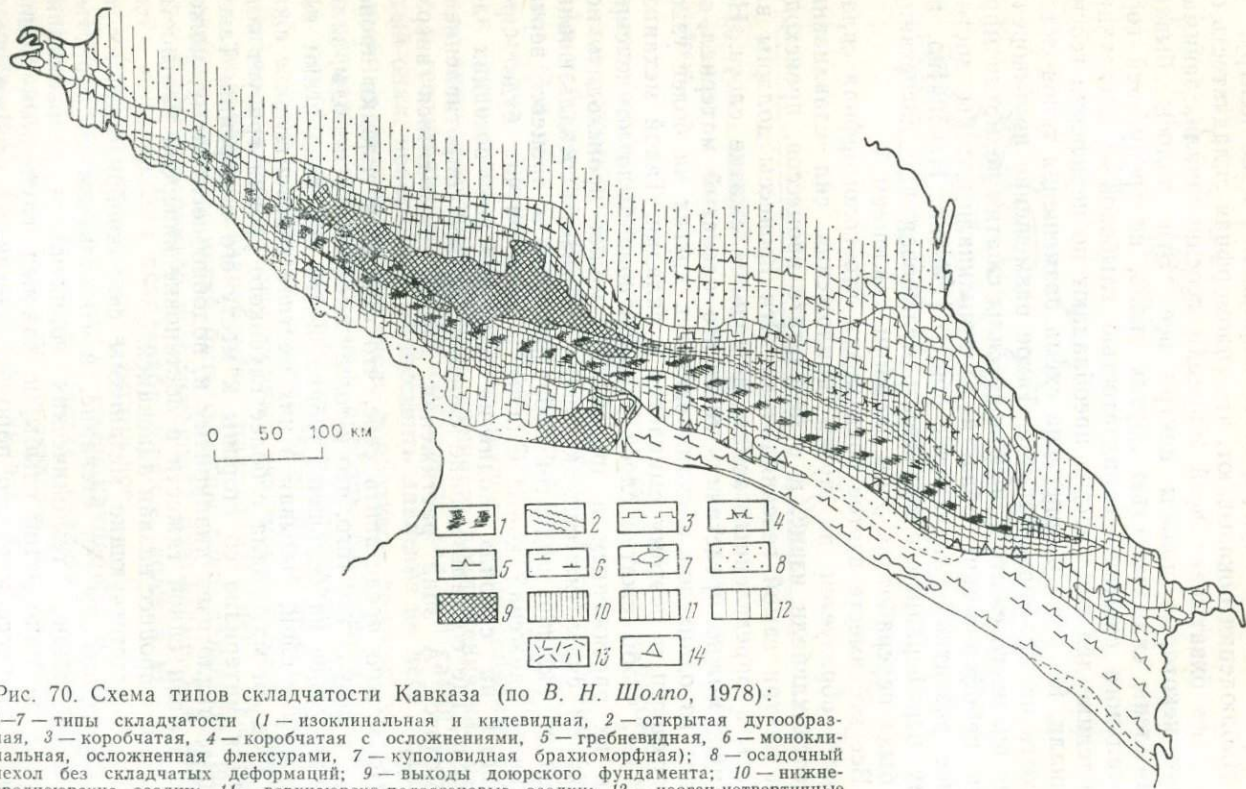


Рис. 70. Схема типов складчатости Кавказа (по В. Н. Шолпо, 1978):

1—7 — типы складчатости (1 — изоклиальная и килевидная, 2 — открытая дугообразная, 3 — коробчатая, 4 — коробчатая с осложнениями, 5 — гребневидная, 6 — моноклиальная, осложненная флексурами, 7 — куполовидная брахиоморфная); 8 — осадочный чехол без складчатых деформаций; 9 — выходы доюрского фундамента; 10 — нижне-среднеюрские осадки; 11 — верхнеюрско-палеогеновые осадки; 12 — неоген-четвертичные осадки; 13 — надвиги и покровы

Остановимся на некоторых дополнительных вопросах и примерах. Склоны центральных поднятий обычно разделены взрезами на уступы. В пластичных слоях уступы выражены флексурами. Образуются целые лестницы флексур. Каждая флексура является участком, где крутое залегание слоев способствует их оплыванию (или соскальзыванию) и смятию в складки. Относительно плоские участки между флексурами являются местами, где это гравитационное движение слоев тормозится. Вследствие этого складчатость покрывает склон центрального поднятия неравномерно: она усиливается под каждой флексурой и ослабевает или вовсе исчезает на участках между флексурами. В природе можно найти все переходы: от лестниц флексур, почти вовсе не осложненных складками, до сложно построенных комплексов складок и разрывов, соответствующих каждой флексуре. В последних случаях флексуры могут быть сильно затушеваны складками и разрывами, но всегда выражены тем, что при переходе от уступа к уступу преимущественный возраст пород на поверхности регулярно и резко меняется (рис. 71, 72).

Разваливание верхних частей поднятых глыб земной коры — распространенное явление. Разваливание компенсируется либо растрескиванием, либо пластическим горизонтальным растеканием пород на вершине блока. Расширившаяся вершина блока давит на окружающие слои, чем вызывает смятие их в складки, а также образование разрывов в некоторой примыкающей полосе.

Этот механизм разваливания действует на каждом уступе, осложняющем склон центрального поднятия. Он усиливает деформацию слоев под каждым уступом, дополняя механизм простого стекания или соскальзывания слоев.

Подобные механизмы гравитационного складкообразования неизбежно требуют, чтобы где-то вверху склона или на гребне центрального поднятия существовала компенсирующая складкообразование зона растяжения. Между тем, как раз в осевых зонах центральных поднятий сплошь и рядом наблюдается сжатая изоклиная складчатость, которая свидетельствует о сильном сжатии, а отнюдь не о растяжении.

Вот тут и появляется необходимость прибегнуть к механизму адвекции (глубинного диапиризма). Уже В. Бухер объяснял складчатость Аппалачей подъемом центрального метаморфического массива, скрытого сейчас под осадками прибрежной равнины Пьемонт, его расползанием поверх примыкающей осадочной серии и выдавливанием (рис. 73).

К глубинным диапирам принадлежат тектонические покровы пеннинского типа в Альпах. Диапировый характер покровов подтверждается их формой — толстые языки и грибы, соединенные на глубине узкими вертикальными корнями (см.

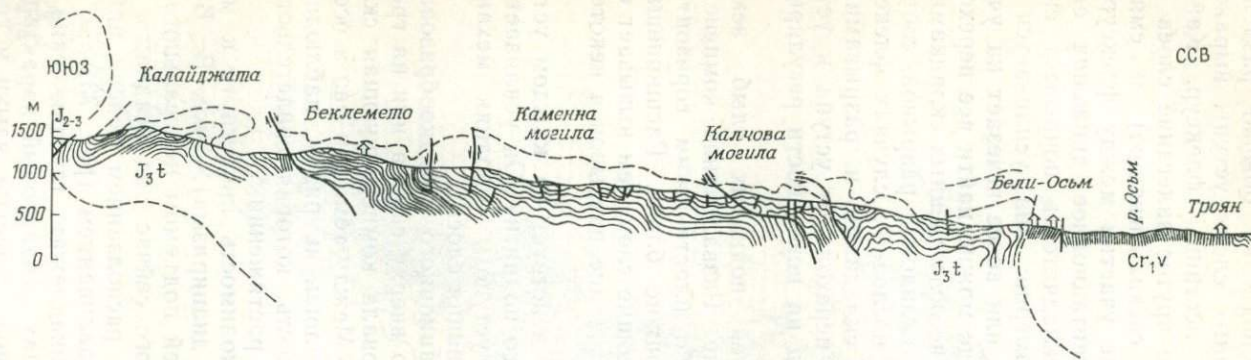


Рис. 71. Профиль через Предбалканы (по Е. Бончеву)

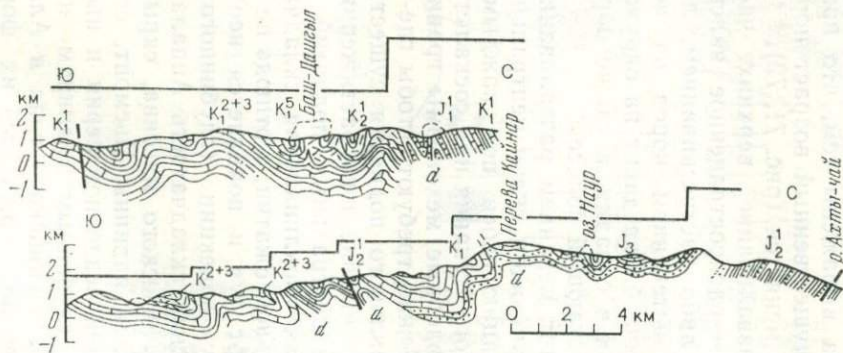


Рис. 72. Геологические профили южного склона юго-восточной части Большого Кавказа (по А. В. Долицкому).

Ломаные линии над профилем показывают расположение блоков земной коры, *d* — ядро протыкания, сложенное глинами нижней юры



Рис. 73. Схематический профиль через Аппалачи (по В. Бухеру):

1 — метаморфические породы; 2 — герцинские граниты; 3 — ниже- и среднепалеозойские осадочные породы; 4 — триасовые и более молодые породы; 5 — разрывы

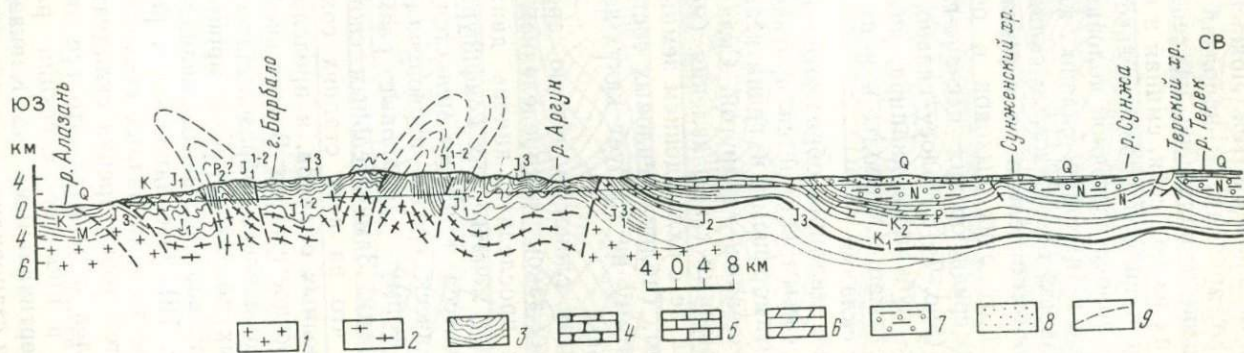


Рис. 74. Разрез через Восточную часть Большого Кавказа (по В. Н. Шолпо):

1 — доальпийский фундамент консолидированный, хрупкий; 2 — то же, пластичный активизированный; 3 — глинистые сланцы; 4 — глинистые сланцы и песчаники; 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — пески и глины; 8 — пески; 9 — тектонические разрывы

рис. 59). Такая форма не может возникнуть в результате внешнего горизонтального сжатия. Ложась один на другой, покровы раздавливают друг друга; наползая на нормальные слоистые толщи мезозоя и палеогена на северных склонах Альп, они выжимают их из под себя, сминая в складки или заставляя соскальзывать в виде покровов гельветского типа.

В осевой полосе восточной половины Главного хребта Большого Кавказа выходят сильно кливажированные, смятые в изоклинальные тесно сжатые складки нижнеюрские сланцы, полоса которых отделена от окружающих пород разрывами. С удалением от этих выходов в обе стороны складчатость в нижне- и среднеюрских песчано-глинистых свитах быстро ослабевает (рис. 74). Полосу сильно сжатых складок мы считаем ядром глубинного диапира, который, внедряясь, расталкивал вышележащие породы и в пределах некоторой полосы сминал их в складки.

Глубинные диапиры образуются при повышенном нагреве пород. Тем самым снимается противоречие между условиями развития метаморфизма и гранитизации, с одной стороны, и складкообразования — с другой. Складчатость, как и два других одновременных с нею явления (метаморфизм и гранитизация), связана не с охлаждением земных недр, а с их тепловым возбуждением. Таблица тепловых состояний тектоносферы (см. табл. 3) поэтому не требует каких-либо поправок в связи со складчатостью.

Предполагая слоистую вязкую среду с инверсионным по определенному закону распределением в ней плотности, можно теоретически проследить, каковы движения слоев при адвекции, как будет меняться их конфигурация (рис. 75). По мере развития процесса адвекции меняется форма и относительное размещение ячеек среды, первоначально имевших в разрезе квадратную форму, одинаковые размеры и расположенных ровными рядами. Замечательным свойством этого механизма является то, что на всех стадиях сохраняется некоторая полоса определенных объемов, в пределах которой ячейки испытывают поперечное сжатие. В этих ячейках в слоистых породах должны, следовательно, образовываться складки. Но положение их осевых поверхностей в процессе развития адвекции меняется: от вертикального вначале до горизонтального в конце (рис. 76). Очевидно, что в разных случаях адвекция может остановиться на разных стадиях. В. Н. Шолпо [134] сопоставил с этой точки зрения складчатую структуру Кавказа, Апеннин и Альп и показал, что все эти три складчатые зоны образовались в процессе адвекции разных стадий: складки оставались вертикальными на Кавказе, приобрели наклон в Апеннингах и становились лежащими в Альпах.

Адвективный механизм складкообразования неоднократно

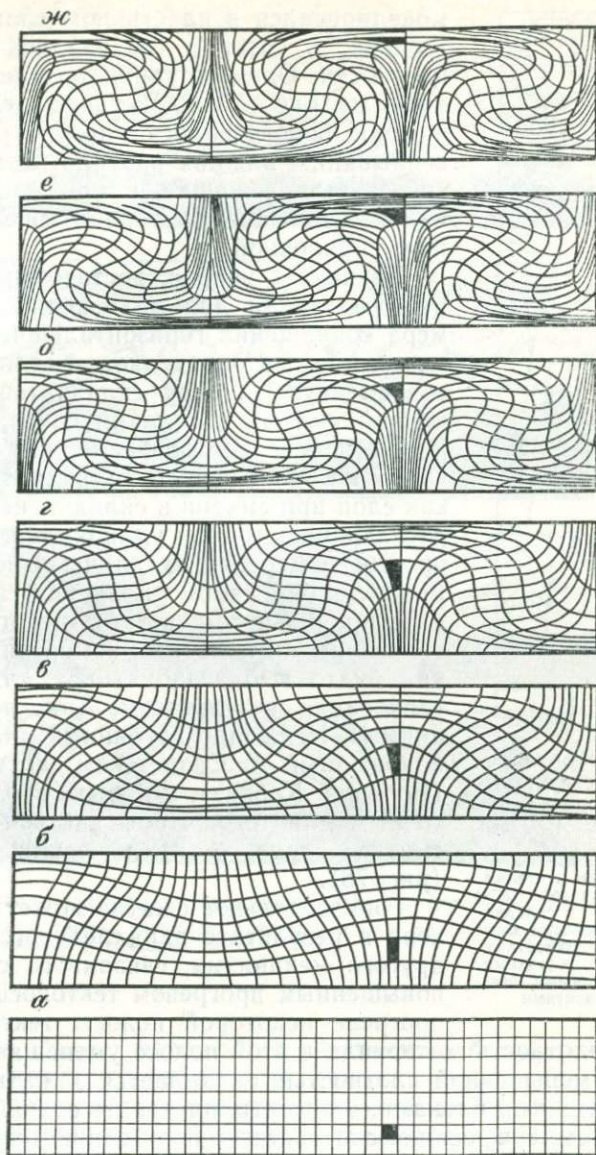


Рис. 75. Стадии адвекции (а—ж), вызванной инверсией плотности (по М. А. Гончарову, 1979).

Линии изображают слои и направления течения. Одна ячейка выделена, чтобы показать, как меняется ее форма в ходе адвекции

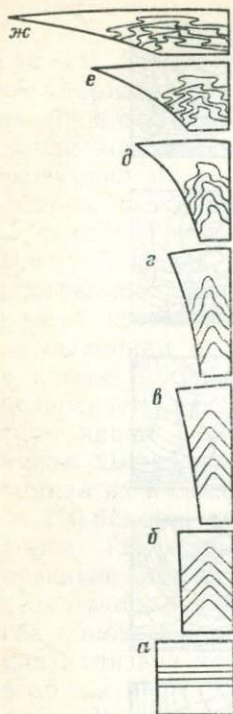


Рис. 76. Деформация слоистой структуры ячейки в ходе адвекции (по М. А. Гончарову, см. рис. 75).

От стадии «а» к стадии «жс» первоначально образованные складки с вертикальными осевыми поверхностями сменяются складками с горизонтальными осевыми поверхностями

моделировался в пластичном слоистом материале, в котором создавалась инверсия плотности. Одна из таких моделей изображена на рис. 77. Слоистая модель из канифоли подогревалась снизу, что вело к всплыванию нижних разуплотненных слоев сквозь вышележащие, и при этом образовалась сложная складчатость, вполне сходная с природной.

Возникает вопрос, достаточен ли механизм адвекции для объяснения того размера сокращения горизонтальной проекции слоев, которая определяется, если сравнить современную ширину складчатой зоны с длиной смятых в складки слоев, измеренных в поперечном профиле той же зоны? Ответ на этот вопрос затруднителен, так как слои при смятии в складки, несомненно, расплющиваются и удлиняются. Поэтому простое измерение их длины в поперечном профиле без учета удлинения не может дать правильного ответа. В некоторых случаях попытки подобных измерений привели как будто к благоприятным для нашего толкования результатам. Так, по измерениям В. Н. Шолпо глубинный диапир, расположенный в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ), мог быть вполне достаточным для того, чтобы явиться причиной смятия слоев в прилегающих участках (рис. 78).

Горизонтальное сжатие может быть усилено в результате параллельного действия другого механизма, связанного с тем же повышенным прогревом тектоносферы. При прогреве некоторой полосы тектоносферы, средняя плотность материала в этой полосе уменьшается. Блок пород с уменьшенной плотностью оказывается зажатым между двумя соседними блоками, в которых плотность сохранилась более высокая. Нагревание способствует повышению подвижности материала. Равновесие нарушается, и более плотные блоки раздавливают менее плотный, подтекают под него и выжимают его наверх (рис. 79). Это предположение возвращает нас к старой идее раздавливания пластичной геосинклинали между массивами. Однако раздавливание происходит не в силу сближения жестких блоков, а в результате разогревания и разуплотнения материала между ними, что нарушает гравитационное

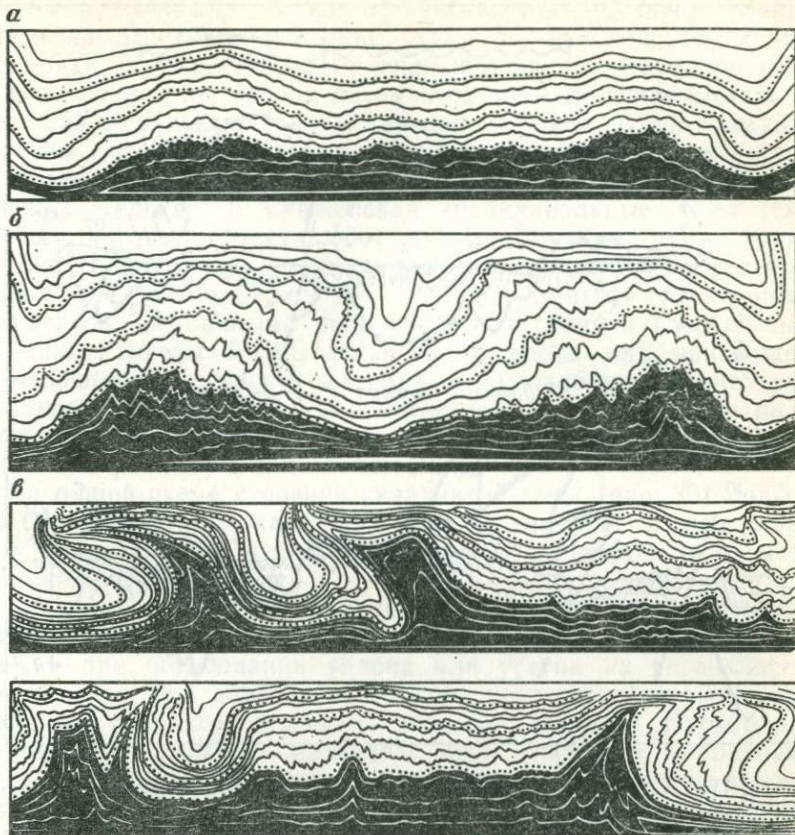


Рис. 77. Пластичная модель складкообразования (по М. А. Гончарову). Слои образованы смесью канифоли с маслом; а—г — стадии процесса складкообразования, вызванные подогреванием снизу

равновесие. Менее нагретые окаймляющие блоки растекаются в сторону разуплотненной зоны и давят на нее.

За пределами центральных поднятий (в передовых и межгорных прогибах и в областях затухания центральных поднятий) по простиранию голоморфная складчатость уступает место складчатости других типов — глыбовой и нагнетания, а также гребневидной.

Хорошим объектом для выяснения условий перехода голоморфной складчатости в складчатость других типов является Большой Кавказ. В этой складчатой области имеется редкая возможность проследить за изменением облика складчатости не только вкрест складчатой зоны, но и вдоль нее. Антиклино-

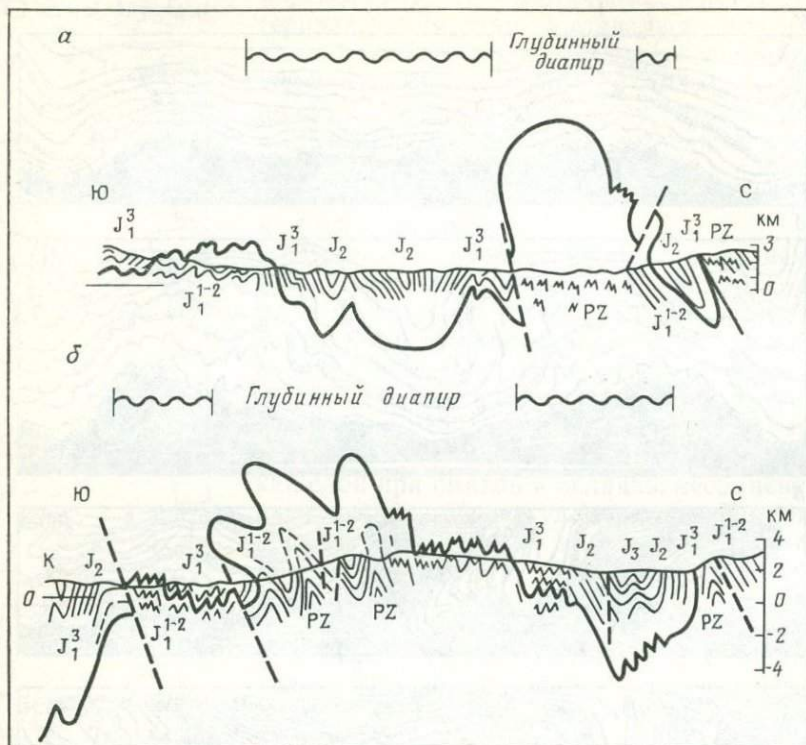


Рис. 78. Профили через Сванетский антиклинорий и прилегающие синклинории Большого Кавказа (по В. Н. Шолло).

Профили: а — на периклинали; б — в середине антиклинория. Жирные линии — реконструированная подошва верхнего лейаса; волнистые линии над профилями — зоны, в которых складки образованы расширяющим действием глубинного диапира

рий Большого Кавказа, простираясь с юго-востока на северо-запад, в обоих направлениях погружается и переходит в периклинальные прогибы — Таманский и Апшеронский. В сущности, это — краевые прогибы, но расположенные не по сторонам центрального поднятия, а на его простирании и окаймляющие дугой периклинали. Тектоническая природа прогибов позволяет отнести их к разряду парагеосинклиналей.

Особенно хорошо прослеживается переход от центрального поднятия к периклинальному прогибу на Юго-Восточном Кавказе (рис. 80). Здесь можно наблюдать, как сплошная полоса голоморфных складок расщепляется на несколько узких полос, которые явно следуют вдоль разломов. Складчатость, покрывшая почти весь антиклинорий, превращается, в сущности, в складчатость приразломную. Сперва она еще тянется узкими

длинными пучками, дальше на юго-восток начинает разбиваться на отдельные короткие пучки и, наконец, переходит в цепочки изолированных брахиантиклиналей и куполов [96].

На северной периферии складчатой зоны Большого Кавказа внимание привлекают очень длинные и узкие пучки складок, в целом объединяющиеся в сложные антиклинальные структуры, разделенные широкими плоскими депрессиями. Наиболее типичны Терская и Сунженская антиклинальные зоны (см. гл. IV), которые представляют собой не только группу складок, но и следствия нагнетания материала и нагромождения надвиговых чешуй (рис. 81) — приразломных структурных комплексов. Первичными надо считать Терский и Сунженский глубинные взрезы. Разрыхление пород вдоль них, приведшее к уменьшению плотности материала, вызвало нарушение гравитационного равновесия и привело к течению наиболее пластичных слоев, залегающих на некоторой глубине, от соседних областей к разлому и к их нагнетанию.

На общей схеме строения складчатой зоны (рис. 82) видно, что складчатость разных типов приурочена как к центральному поднятию, так и к обрамляющим его передовому и межгорному прогибам.

Складчатость общего смятия, как и складчатость нагнетания и глубинная, — результат нарушения гравитационного равновесия при образовании уклона или уступа на поверхности земной коры, при образовании в коре разрыхленной зоны разломов или при возникновении инверсии плотности. Нарушение равновесия вызывает в материале коры движение, направленное так, чтобы восстановить равновесие. Это движение и приводит к складчатым деформациям и к образованию тектонических покровов. Большую роль при этом играет адвекция. К ней следует отнести и перемещения магматических расплавов в коре.

Деформация вещества в условиях гравитационной неустойчивости всегда распадается на два кинематических элемента: выжимание и нагнетание. Породы расплющиваются в некоторых местах, выжимаются оттуда и нагнетаются в другие места, где скучиваются. При стекании под уклон толщи пород расплющиваются сверху и скучиваются внизу уклона, а если склон разделен на уступы, то растяжение и скучивание происходит на каждом уступе. При диапиризме, как поверхностном, так и глубинном, нагнетаемые породы расплющиваются на относительно глубоком уровне. Оттуда они выжимаются, а скучиваются уже в диапировом ядре нагнетания. Последний случай особенно интересен, поскольку компенсация сжатия растяжением происходит не на одном уровне, а на разных этажах земной коры: растяжение в верхних слоях компенсируется подъемом материала снизу.

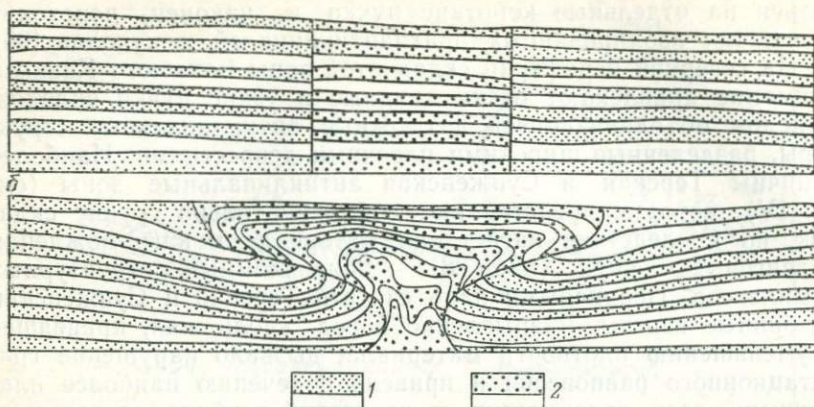


Рис. 79. Модель, воспроизводящая локальное сжатие среднего (относительно легкого) блока при расплывании относительно тяжелых краевых блоков, стремящихся восстановить гравитационное равновесие (по Н. Б. Лебедевой): 1 — слоистая толща из смеси плотностью 1,15 г/см<sup>3</sup>; 2 — слоистая толща из смеси плотностью 1,0 г/см<sup>3</sup>. Вид образца: а — первоначальный, б — через 4 часа после начала эксперимента

Этот обзор мы закончим описанием модели складчатой зоны, которая получена Н. Б. Лебедевой (рис. 83).

Модель составлена из примыкающих разновысотных блоков, состоящих из канифоли и машинного масла и разделенных первоначально бумажными перегородками. Блоки имели слоистое строение, в ряде блоков (середина и правая сторона) существовала инверсия плотностей. Особенно большой контраст плотностей был создан в середине модели. Там же мощность легкого материала была максимальной, блок был мас-

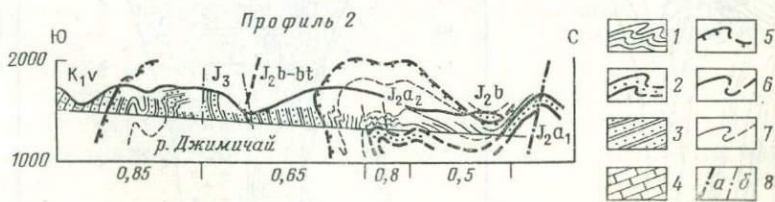
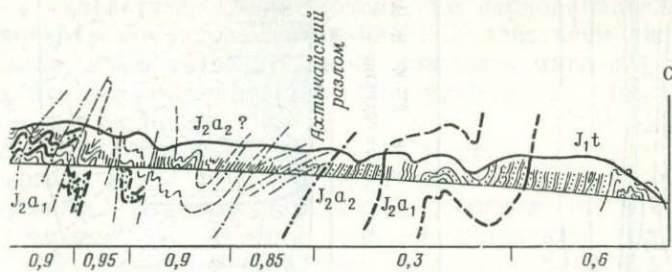
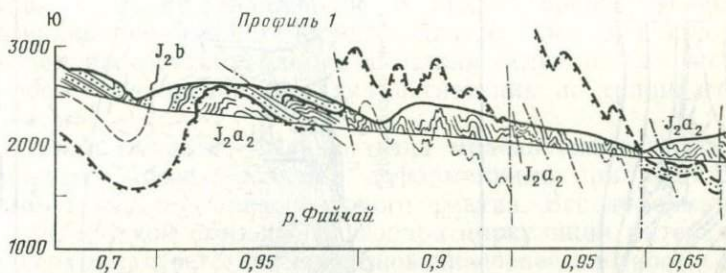
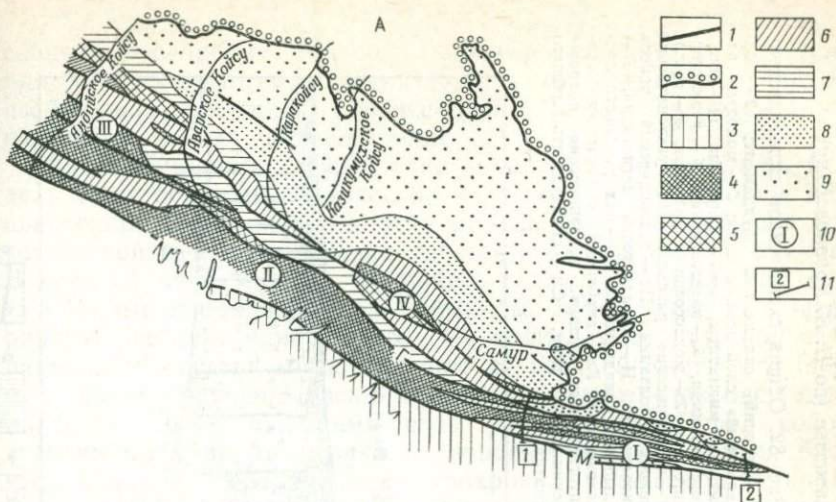
Рис. 80. Складчатость восточной части Большого Кавказа (по Е. А. Рогожину):

А. Схема распределения складчатости с разной степенью морфологической сложности «сланцевого ядра»:

1 — крупнейшие разломы; Г — Главный Кавказский надвиг — Ахтычайский разлом, М — Малкамаудский надвиг; 2 — северная и восточная границы «сланцевого ядра»; 3 — зоны южного склона Большого Кавказа; 4—9 — зоны с разной степенью морфологической сложности складчатости в условных единицах (1,0 — наиболее сложная; 0,1 — наиболее простая); 4 — 1,0—0,9; 5 — 0,85—0,75; 6 — 0,7—0,6; 7 — 0,55—0,45; 8 — 0,4—0,3; 9 — 0,25—0,1; 10 — структурные зоны (цифры в кружках): I — Тфанский антиклинорий; II — антиклинорий Главного хребта; III — антиклинорий Бокового хребта; IV — изолированная зона сложной складчатости на восточной периклинали антиклинория Бокового хребта; 11 — линии и номера структурно-геологических профилей.

Б. Структурно-геологические профили:

1 — сланцево-граувакковая формация; 2 — аташканский маркирующий горизонт; 3 — флишевая терригенная формация; 4 — флишевая терригенно-карбонатная формация; 5—7 — стратиграфические границы (5 — между формациями, 6 — между свитами и толщами, 7 — между пачками); 8 — разломы (а — региональные, б — локальные). Числа внизу профилей — оценки степени морфологической сложности на каждом из выделенных участков



СВ

ЮЗ

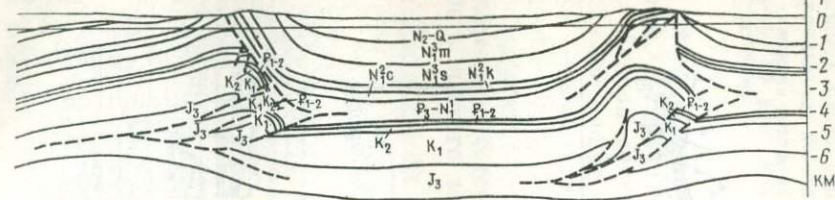


Рис. 81. Структуры нагнетания в Предкавказье (по Н. В. Короновскому)

Рис. 82. Общая схема типов складчатости:

1 — древний складчатый фундамент; 2 — «базальтовый» слой земной коры; 3 — молодые граниты и мигматиты; 4—8 — формации (4 — нижнетерригенная, 5 — известняковая, 6 — верхнетерригенная, 7 — молассовая и лагунная, 8 — соль); 9 — тектонические разрывы. По — тектонический покров оползания, Н — складчатость нагнетания, Г — глыбовая складчатость, Гв — вал глыбового происхождения, Гл — глубинная складчатость, гранитогнейсовые купола, тектонические покровы пеннинского типа, См — складчатость общего смятия



сивным, неслоистым. Материал имитировал породы в состоянии метаморфизации и гранитизации. Разная высота блоков изображала результат происшедших раньше вертикальных глыбово-волновых движений коры.

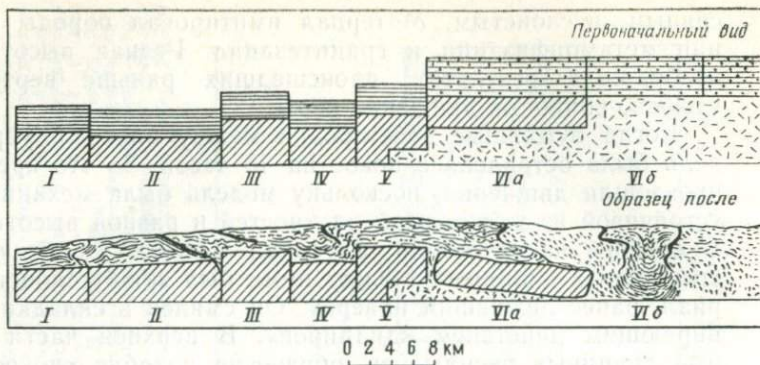
Когда бумажные перегородки между блоками убрали, модель была оставлена в покое на 48 часов. За это время в ней произошли движения, поскольку модель была механически неустойчивой из-за инверсий плотностей и разной высоты блоков. В средней части легкий материал всплыл и образовал два «глубинных диапира». Между ними был зажат слоистый материал, ранее лежавший наверху. Он смялся в складки под распирающим действием «диапиров». В верхней части «глубинные диапиры» расплылись, образовав подобие «покровов пеннинского типа», над ними слои растянулись. Перед собой «глубинные диапиры» толкали слоистые толщи соседних блоков, образуя поверхностные «покровы гельветского типа». В левой части модели образовалась сложная складчатая структура с пологими надвигами. В правой произошло некоторое разваливание верхних частей поднятых блоков, и под их давлением на соседних блоках возникли складки. Там же наблюдалось образование структур нагнетания по границам между блоками.

Таким образом, была создана модель складчатой зоны со сложными разнообразными деформациями при полном отсутствии внешнего горизонтального сжатия. Все деформации возникли, с одной стороны, благодаря циркуляции материала вниз и вверх в соответствии с местной инверсией плотности, а с другой — в результате усадки модели. Ее первоначальная неровная поверхность после растекания под действием силы тяжести стала почти горизонтальной, мощность материала на поднятых блоках уменьшилась, а слои удлинились, что и вызвало смятие их в складки.

Если попытаться рассчитать эту модель с точки зрения физического подобия, то она отвечает вполне правдоподобным соотношениям размеров природных складчатых зон. Общая длина модели соответствует ширине складчатой зоны в природе — 150 км. Высота наиболее поднятых блоков до начала движений соответствовала высоте натуральных гор (приблизительно 5 км). Горизонтальная амплитуда надвигов в том же масштабе достигала 15 км.

Модель показала, что гравитационные процессы в слоистых пластичных толщах могут приводить к чрезвычайно сложным деформациям, включающим и покровы, и складчатость разных типов.

Подводя итоги рассмотрению основных особенностей геосинклинальных эндогенных режимов, можно утверждать, что геосинклинали представляют собой зоны повышенных тепло-



вых потоков, повышенного прогревания тектоносферы. Прогревание обуславливает весь комплекс процессов, развивающихся в геосинклинали: и вертикальных движений, и магматизма, и метаморфизма, и складчатости. Прогревание распространяется снизу вверх, сначала захватывает верхнюю мантию, затем распространяется в кору. К концу цикла развития геосинклинали тепловой импульс затухает. Интенсивность прогревания определяет степень «возбужденности» геосинклинали режима, который может принимать форму эв-, мезо-, мио- и парагеосинклинали. По мере того как уменьшается прогревание, последовательно «снимаются» сперва наиболее энергоемкие, а затем и другие геосинклинали процессы: офиолиты, мантийный магматизм вообще, региональные метаморфизм, частная инверсия, глубинная складчатость, складчатость общего смятия. В то же время в течение всего цикла устойчиво сохраняются общие колебательные движения, составляющие фон для всех остальных процессов; причем в первой половине цикла преобладают опускания, а во второй — поднятия, что соответствующим образом отзывается на характере и последовательности осадочных формаций.

## Глава VI

### ПЛАТФОРМЕННЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ. ВОЗРАСТ ПЛАТФОРМ

Платформенные режимы — наиболее спокойные эндогенные режимы. В типичных случаях эндогенные процессы на платформах ограничиваются вертикальными движениями земной коры и складчатостью глыбовой и поверхностного нагнетания, а магматизм и метаморфизм отсутствуют. Вертикальные движения характеризуются малой контрастностью; градиенты их

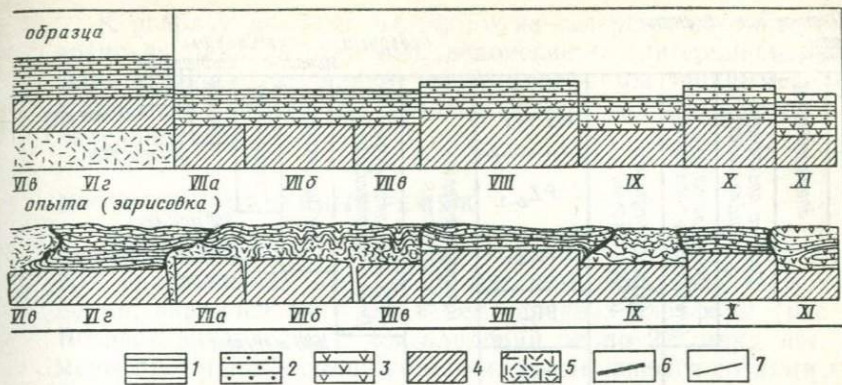


Рис. 83. Модель складчатой зоны (по Н. Б. Лебедевой):

1 — канифоль 70 %, машинное масло СУ 30 %, плотность 0,99 г/см<sup>3</sup>; 2 — канифоль 63 %, машинное масло СУ 30 %, глина 7 %, плотность 1,06 г/см<sup>3</sup>; 3 — канифоль 73 %, скипидар 27 %, плотность 1,00 г/см<sup>3</sup>; 4 — петролатум с песком, плотность 1,8 г/см<sup>3</sup>; 5 — канифоль 73 %, скипидар 27 % (с волосками), плотность 1,00 г/см<sup>3</sup>; 6 — разрывы; 7 — границы между пачками разных блоков; I—XI — разновысотные блоки

обычно не превышают  $10^{-11}$  год<sup>-1</sup>, что на два-три порядка меньше геосинклинальных градиентов. Малы и амплитуды колебательных движений, не более нескольких километров. Проницаемость коры платформ, как правило, минимальна.

Важнейшая черта геологического строения платформ — двухъярусность. Нижний ярус — фундамент платформ, сложенный породами сильно деформированными, метаморфизованными и гранитизированными. На фундаменте с угловым несогласием залегает платформенный чехол, состоящий из спокойно лежащих мелководных морских и континентальных осадочных пород. Именно в строении чехла и отражается история платформенного режима. Повсеместное наличие деформированного и метаморфизованного фундамента указывает на то, что платформенному режиму всегда исторически предшествовал режим, который в целом можно назвать геосинклинальным и который запечатлен в строении фундамента.

Платформы разделяют по возрасту, который определяется временем окончания предшествующего геосинклинального режима. Если диастрофизм, отразившийся в строении фундамента, закончился в архее, говорят об эпиархейских платформах, если он закончился в конце палеозоя (в герцинском цикле) — об эпигерцинских и т. п.

В соответствии со временем образования платформы разделяют [9, 70, 87, 130, 131, 132] на протоплатформы, древние платформы и молодые платформы (рис. 84).

Протоплатформы образовались на рубеже архея и протерозоя (архейские породы еще слагают геосинклинальный фун-

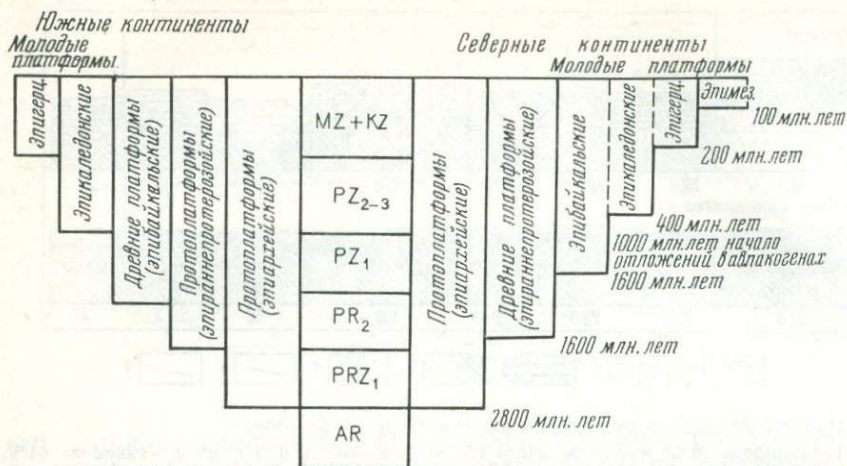


Рис. 84. Схема распределения протоплатформ, древних и молодых платформ по возрасту для северных и южных континентов.

дамент, а осадки раннего протерозоя залегают уже в платформенном чехле).

Время образования древних платформ трактуется несколько различно для северных и южных континентов. Так, для Северной Америки и Евразии (за исключением Индостана) время образования древних платформ — начало позднего протерозоя, т. е. около 1,7 млрд лет тому назад. В Восточной Европе эта дата совпадает с окончанием карельского эндогенного цикла, т. е. древние платформы являются эпикарельскими (или эпираннепротерозойскими). В Южной Америке, Африке, Индостане, Австралии начало образования древних платформ относятся к более позднему времени — началу позднего рифея (1,1—1,3 млрд лет тому назад). Различное положение начала режима древних платформ связано с «асимметрией» в развитии континентов, лежащих по обе стороны от Тетиса. На севере с начала позднего протерозоя возникло устойчивое разделение земной коры континентов на платформы и подвижные пояса. В течение всех следующих эндогенных циклов (байкальского, каледонского, герцинского, альпийского или киммерийского и тихоокеанского) геосинклинальные режимы развивались только в пределах таких поясов (см. гл. XI). Уже деформированные комплексы байкальского цикла явно принадлежат к подвижным поясам и противопоставляются древним платформам. На южных континентах деформированные байкальские комплексы хронологически последние геосинклинальные образования и после завершения байкальского геосинклинального цикла полностью входят в состав древних платформ.

К разряду молодых платформ на северных континентах относят эпибайкальские, эпикаледонские и эпигерцинские платформы. Иногда выделяют также платформы эпикиммерийские. На южных континентах молодые платформы начинаются с эпикаледонских.

### ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫЙ РЕЖИМ

Протоплатформы северных континентов представляют собой сравнительно небольшие массивы эпиархейской консолидации, вкрапленные в фундамент древних платформ (рис. 85). Возраст эпиархейской консолидации около 2,6 млрд лет. Размеры протоплатформенных массивов измеряются сотнями километров. Протоплатформы имеют неправильно овальную форму и обтекаются протерозойскими геосинклинальными (протогео-

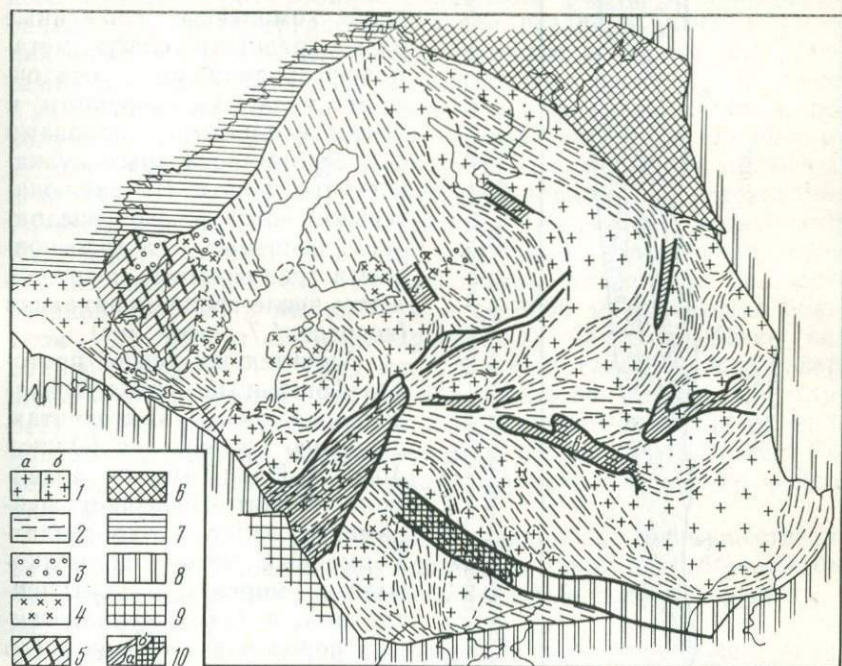


Рис. 85. Схема строения фундамента Восточно-Европейской платформы (по Р. А. Гафарову, с упрощениями и дополнениями):

1 — архейские массивы (а — непереработанные, б — переработанные среднепротерозойским диахлизисом); 2 — ранне- и среднепротерозойские складчатые системы; 3 — готский комплекс (эффузивно-осадочные образования); 4 — готские гранитоиды (граниты типа рапакиви); 5 — дальсландский комплекс; 6—9 — области складчатости (6 — байкальской, 7 — каледонской, 8 — герцинской, 9 — альпийской); 10 — авлакогены (а — закончившие развитие в рифе, б — с длительной историей развития): 1 — Беломорский, 2 — Ладожский, 3 — Оршанский, 4 — Московский, 5 — Среднерусский, 6 — Пачелмский, 7 — Кажимский)

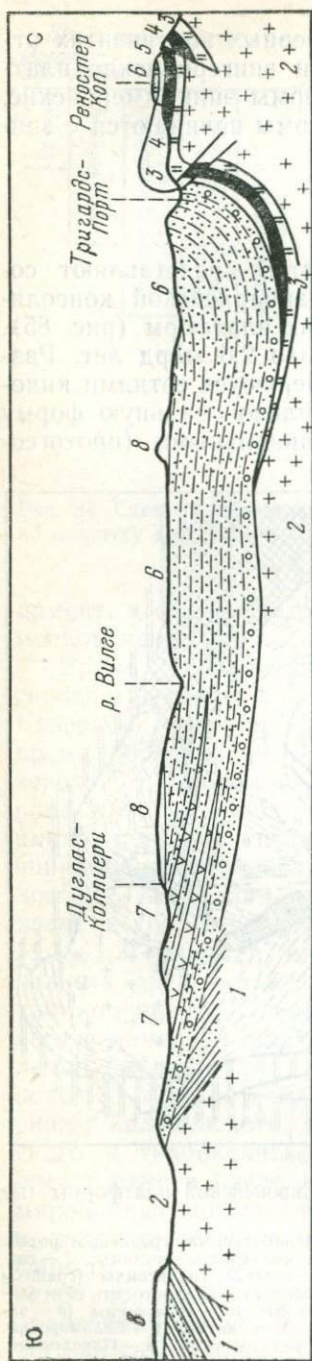


Рис. 86. Разрез через Ваттербургскую синклиналь (по А. Дю-Тойту):

1 — преторийские слои; 2 — красный гранит; 3—8 — свита Ройберг (3 — фельзиты, 4 — сланцы, 5 — вулканический агломерат, 6 — ватербергские слои, 7 — диабазы, 8 — слои Карру)

синклинальными) структурами. Внутренняя структура архейского фундамента протоплатформ несогласно срезается на их краях. Этой особенностью протоплатформенные массивы сходны со средними массивами в геосинклиналях.

Протоплатформенный чехол на северных континентах сохранился плохо. Он известен здесь отдельными пятнами. На Европейской части СССР к нему относятся ятулийский, суйсаарский и вепский комплексы, сложенные разнообразными слабо метаморфизованными осадочными мелководноморскими и континентальными породами с прослоями основных вулканических пород. На заключительном этапе в чехол внедрились основные, ультраосновные и гранитоидные интрузии, в том числе граниты рапакиви (возраст 1,7 млрд лет).

Значительно лучше протоплатформенный чехол сохранился на южных континентах, в первую очередь — в Южной Африке [34]. Там на архейском гранито-гнейсовом фундаменте залегает протоплатформенный чехол из мелководных морских и континентальных, а также вулканических пород очень большой (до 18 км) мощности. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Тектонические деформации специфичны (рис. 86). Это очень крупные флексуры с падением на смыкающихся крыльях до  $60^\circ$ , с амплитудой до нескольких кило-

метров, а также очень крупные купола диаметром в десятки километров. На широких площадях между флексурами и куполами слои лежат почти горизонтально. Чехол разрезается многочисленными глубинными взрезами с амплитудой смещения до нескольких километров. Он прорывается также многочисленными крупными интрузиями. Характерная лополитовая интрузия Бушвельд, состоящая из расслоенного комплекса пород от ультраосновных до гранитов, имеет протяженность 480 км при мощности в несколько километров.

### РЕЖИМ ДРЕВНЕЙ ПЛАТФОРМЫ

Наиболее полно этот режим может быть изучен на примере Восточно-Европейской платформы [9, 70, 87, 130, 131, 132], которая занимает пространство от Швеции, ПНР и Карпат до Урала и от северных морей до Кубанской равнины и Степного Крыма. Формирование осадочного чехла на платформе началось в конце среднего — начале позднего рифея в узких линейных зонах опусканий, ограниченных взрезами или сбросами. Это были длительно развивавшиеся грабены. В связи с их особым положением в подошве платформенного чехла, они получили особое наименование «авлакогенов». Их ширина от 30 до 60 км, длина до 250 км. Осадки в авлакогенах мелководноморского, лагунного и континентального происхождения. Главные авлакогены — Пачелмский, Оршанский, Кажимский, Ладожский, Беломорский, Среднерусский, Московский, Камско-Бельский (рис. 87). В Пачелмском авлакогене мощность осадков 1200 м, в Московском — до 3000 м, в Камско-Бельском — до 5000 м. Возраст древнейших свит определен как раннерифейский (1,5 млрд лет). Следовательно, между завершением образования протоплатформенного чехла (1,7 млрд лет) и началом накопления в той же области чехла древней платформы прошло по крайней мере около 200 млн лет. Вероятно, в это время платформа была приподнята и ее фундамент размывался.

По разломам в авлакогенах изливались преимущественно базальты и образовывались пластовые интрузии габбро-диабазов, значительно меньше проявлены лавы и туфы среднего и кислого состава.

Обратим внимание на то, что авлакогены преимущественно простирались с юго-востока на северо-запад и с юго-запада на северо-восток.

Авлакогены существовали как узкие зоны накопления осадков до начала венда. В венде прогибание коры стало постепенно захватывать все более широкие примыкающие пространства. Так авлакогены постепенно сменились широкими пологими прогибами — синеклизами, которые окончательно оформились к началу кембрия.

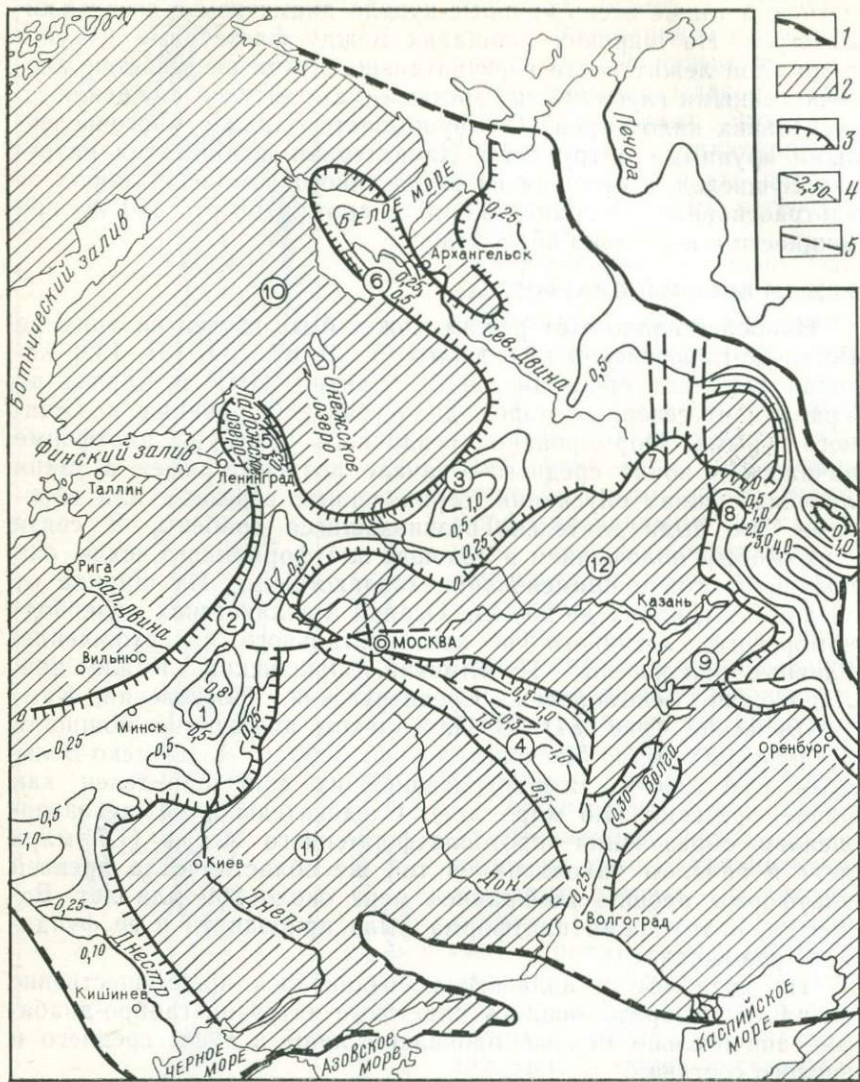


Рис. 87. Авлакогены на Восточно-Европейской платформе (по В. Е. Хаину): 1 — современная граница платформы; 2 — области отсутствия рифейских и вендских отложений; 3 — граница распространения рифейских и нижневендских отложений; 4 — изопахиты; 5 — основные разломы. Авлакогены: 1 — Оршанский, 2 — Крестецкий, 3 — Среднерусский, 4 — Пачелмский, 5 — Приладожский, 6 — Беломорский, 7 — Кажимский, 8 — Калтасинский, 9 — Радаевский, 10 — Балтийский, 11 — Сарматский, 12 — Волго-Камский

Сейчас есть фактические данные, которые указывают на то, что на всех древних платформах формирование чехла начинается со стадии авлакогенов.

Часть древней платформы, покрытая осадочным чехлом, называется плитой. Этот термин распространился в геологической литературе много раньше, чем термин «литосферная плита», появившийся в связи с некоторыми новейшими геотектоническими взглядами.

Участки древних платформ, лишенные чехла, т. е. места, где на поверхности обнажается фундамент, называют щитами. Разделение древних платформ на плиты и щиты было чрезвычайно устойчивым и, как правило, сохранялось на протяжении всей истории древних платформ. Примеры длительно устойчивых структур — щиты Балтийский, Канадский, Алданский, Анабарский, Индостанский и многие другие. Щиты и плиты древних платформ следует рассматривать как положительные и отрицательные структурные формы первого порядка.

Положительные и отрицательные структурные формы следующего порядка — пологие и широкие антеклизы и синеклизы. Синеклизы характеризуются не только синклинальным залеганием выполняющих их осадочных свит, но и увеличением мощности последних от краев внутрь синеклизы, а также соответствующим изменением фаций осадков. На антеклизах мощности осадков уменьшаются, многие свиты полностью выклиниваются.

Наблюдаемые сейчас по рельефу кровли фундамента или по любому другому стратиграфическому уровню синеклизы и антеклизы представляют собой результат суммирования всех вертикальных движений, происходивших со времени выработки данного стратиграфического уровня. Поскольку размещение антеклиз и синеклиз в течение времени могло меняться, отдельные наблюдаемые сейчас структуры этого типа имеют разный возраст. На схеме рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы (рис. 88) почти одинаково вырисовываются Рязанско-Саратовская и Днепровско-Донецкая синеклизы. Но первая образовалась в рифее в качестве авлакогена, существовала как зона прогибания в венде, а затем опускание здесь прекратилось; в залегании последующих толщ синеклиза почти не отражается. В Днепровско-Донецкой синеклизе основными периодами прогибания были каменноугольный на востоке и меловой на западе.

Какой-либо унаследованности в расположении антеклиз и синеклиз от структур фундамента не наблюдается.

Следующий порядок структурных форм — морфологически весьма разнообразная семья «платформенной складчатости». Здесь наблюдается как глыбовая складчатость, выраженная куполами, валами, поднятиями неправильной формы, так и складчатость нагнетания преимущественно в виде диапировых куполов. Та и другая складчатости сопровождаются сопутствующими деформациями, рассмотренными в гл. IV (рис. 89).

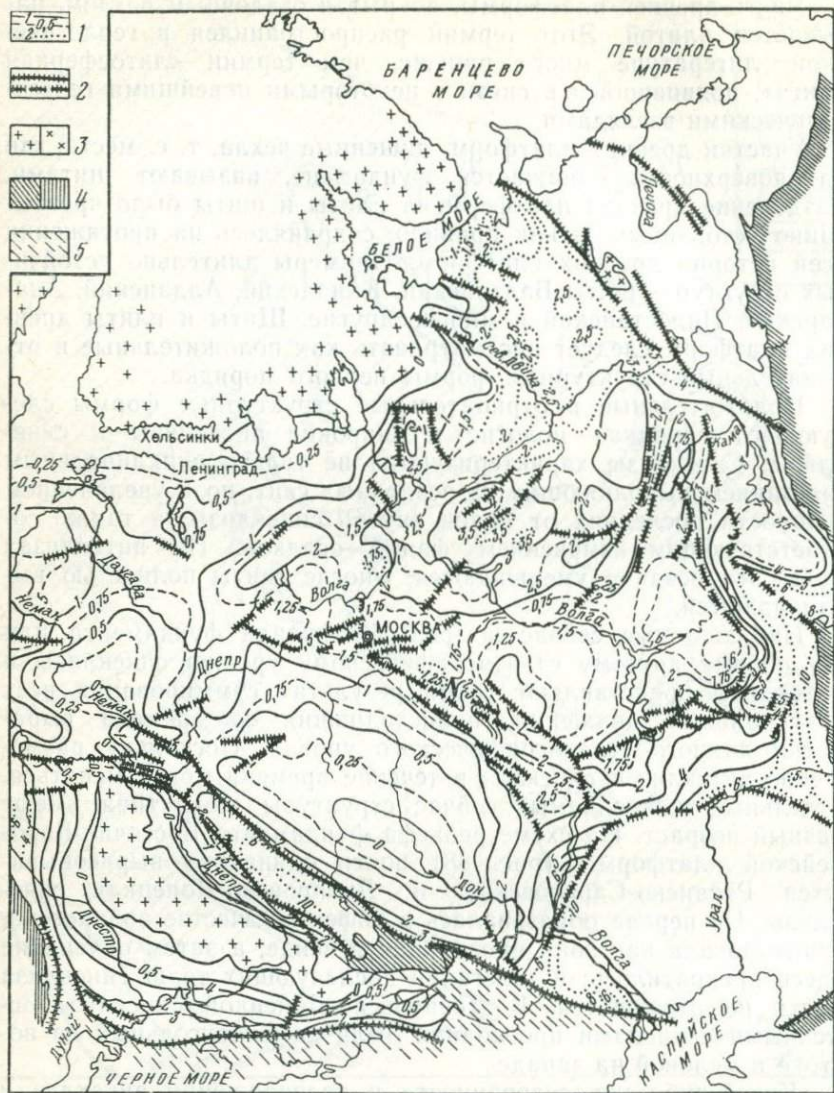


Рис. 88. Схема рельефа поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы (по П. Н. Кропоткину и др.):

1 — изогипсы поверхности дорифейского фундамента (в км от уровня моря); 2 — разломы фундамента; 3 — выходы складчатого фундамента; 4 — складчатое обрамление древней платформы; 5 — палеозойский складчатый фундамент под мезозойским платформенным чехлом



В ряде складок глубже некоторого стратиграфического уровня вместо уменьшения мощностей по направлению к своду глыбовой складки наблюдается, наоборот, их увеличение. В связи с этим с глубиной залегания слоев становятся не круче, а положе, и, наконец, антиклинальное залегание может смениться синклинальным. Впервые такая особенность строения складки этого типа была отмечена Д. Лэмплефом для вала Уилд (рис. 90). Судя по данным бурения, осадочные отложения образуют здесь большую линзу. Юрские — нижнемеловые осадки под осью вала имеют мощность 1500 м, на крыльях выклиниваются. Мощность верхнего мела изменяется мало, а мощность палеоген — неогеновых отложений увеличивается от свода к крыльям. Все отложения мелководны. Отсюда следует, что в течение юры и раннего мела на месте вала земная кора прогибалась. В позднем мелу прогибание закончилось, а позже начало расти поднятие.

Многочисленные «инверсионные» глыбовые складки обнаружены на востоке Восточно-Европейской платформы. Инверсия в них приходится на разное время — додевонское, девонское, каменноугольное.

Есть основания полагать, что в образовании глыбовых складок значительную роль играют разломы типа взрезков. Выраженная в поверхностных слоях валами и куполами, эта складчатость в фундаменте заменяется дву- или односторонними горстами. Многие глыбовые складки представляют собой поверхностное отражение ступенчатых разрывов на склонах между антеклизмами и синеклизмами. Например, складки на Восточно-Европейской платформе располагаются нередко по периметру синеклиз. Особенно характерны такие складки в окаймлении Прикаспийской впадины. На связь с разломами указывает и часто наблюдаемая асимметрия глыбовых складок: одно крыло обычно значительно более крутое.

Наиболее интенсивно глыбовая складчатость развивается в глубоких синеклизах на фоне продолжающегося прогибания синеклизы в целом. Например, на Восточно-Европейской платформе наиболее интенсивно росли складки в среднем и позднем палеозое в Волго-Уральской области, где прогибание земной коры в то время было значительным.

Причины образования глыбовых складок неясны. Возможно, это процессы увеличения объема, происходящие на разной глубине в земной коре, преимущественно в нижней коре. Такими процессами могут быть, например, серпентинизация ультраосновных интрузивных пород или диафторез (амфиболитизация, биотитизация) высокометаморфизованных пород под воздействием воды, которая циркулирует по глубоким разрывам в коре. Этим может объясняться связь глыбовых складок с разрывами.

На платформах развита также складчатость нагнетания, представленная главным образом соляными диапировыми куполами. Последние приурочены к глубоким синеклизам. На Восточно-Европейской платформе диапировые купола сосредоточены, например, преимущественно в Прикаспийской впадине и Днепровско-Донецкой синеклизе. Для образования диапировых куполов необходимы мощные толщи метаморфизованных осадков с толщиной соленосных отложений между ними.

Складки нагнетания растут длительно и постепенно, подобно глыбовым складкам, образуются на фоне регионального опускания земной коры и накопления осадков. Подобно глыбовым складкам, рост их во времени неравномерен.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Развитие древних платформ состоит из сочетания ряда процессов, которые накладываются друг на друга.

А. Ритмическая смена общих поднятий и опусканий (общие колебательные движения).

Б. Направленное развитие так называемых «автономных» поднятий и опусканий, создаваемых глыбово-волновыми колебательными движениями (щиты и плиты, антеклизы и синеклизы).

В. Развитие «наведенных» периферических прогибов (перикратонных опусканий).

Г. Развитие платформенной складчатости — глыбовой и нагнетания.

Формы проявления общих колебаний земной коры, в частности древней Восточно-Европейской платформы, достаточно полно рассмотрены в гл. II (см. рис. 26, 27). Напомним, что на этой платформе самые крупные колебания с периодом около 200 млн лет делят фанерозой на три цикла — каледонский (Є — D<sub>1</sub>), герцинский (D<sub>1</sub> — Т) и альпийский (J — Q). Каждый цикл начинается с обширной трансгрессии и заканчивается не менее обширной регрессией.

Ритмичность общих колебаний видна и в истории развития древней Сибирской платформы. Здесь формирование осадочного чехла началось в рифее, но широко распространилось с вендского времени. Хорошо выделяется каледонский цикл. После широкого распространения вендских и кембрийских отложений, представленных в основании терригенными, а выше — преимущественно карбонатными осадками в ордовике, область осадконакопления уменьшилась. Еще более область осадконакопления сократилась в силуре, когда преобладали красноцветные и галогенные осадки. В конце силура вся платформа поднялась, чем и закончился каледонский цикл.

Новое прогибание началось в девоне при широком развитии континентальных и лагунных отложений. Уже в начале везейского времени началось быстрое уменьшение площади морских осадконакопления, и к среднекаменноугольному времени морские условия повсеместно сменились континентальными (отлагалась угленосная свита). В конце перми герцинский цикл закончился общим поднятием платформы. В мезозое на востоке платформы широко развитые морские осадки лейаса сменились в средней юре преимущественно континентальными отложениями, а к концу мела осадконакопление почти полностью прекратилось. Следовательно, в отличие от Восточно-Европейской платформы на Сибирской платформе в мезозое-кайнозое ритм общих колебаний соответствовал не альпийскому, а киммерийскому циклу.

Устойчиво и направленно развивающиеся поднятия и опускания на платформах названы В. Е. Хаиным «автономными» [126]. Этот «автономный» процесс наблюдается на древних платформах прежде всего в форме медленного поднятия щитов и опускания плит. Опускание Русской плиты и соответственно накопление осадков на ней происходило неравномерно (см. рис. 30). Скорость прогибания была максимальна в среднем и позднем палеозое (герцинский цикл), очень мала в каледонском цикле и умеренна в альпийском. На Сибирской платформе распределение скоростей прогибания иное: скорости максимальны в каледонском цикле и значительно меньше в герцинском и киммерийском циклах.

Автономные структуры следующего порядка — антеклизы и синеклизы. Размещение от периода к периоду, а тем более от цикла к циклу менялось (рис. 91).

Развитие периферических прогибов, или перикратонных прогибов, по терминологии Е. В. Павловского [86], представляет собой важнейшую сторону истории древних платформ. В целом при формировании осадочного чехла окраины платформ прогибаются в наибольшей степени и оказываются областями преимущественно морского режима и наиболее мощного осадконакопления, тогда как центральные районы платформы проявляют тенденцию к абсолютному или относительному поднятию. Это правило дополняется тем, что периферические прогибы возникают всегда на той окраине, которая граничит с наиболее активно проявляющей себя в данном цикле геосинклиналию. В связи с этим периферические прогибы можно рассматривать как следствие распространения прогибания на платформу. Из соседней геосинклинали (с некоторым опозданием по отношению к началу прогибания в геосинклинали) периферический прогиб в течение первой половины эндогенного цикла распространяется все дальше внутрь платформы. Во второй половине цикла, когда в геосинклинали начинают пре-

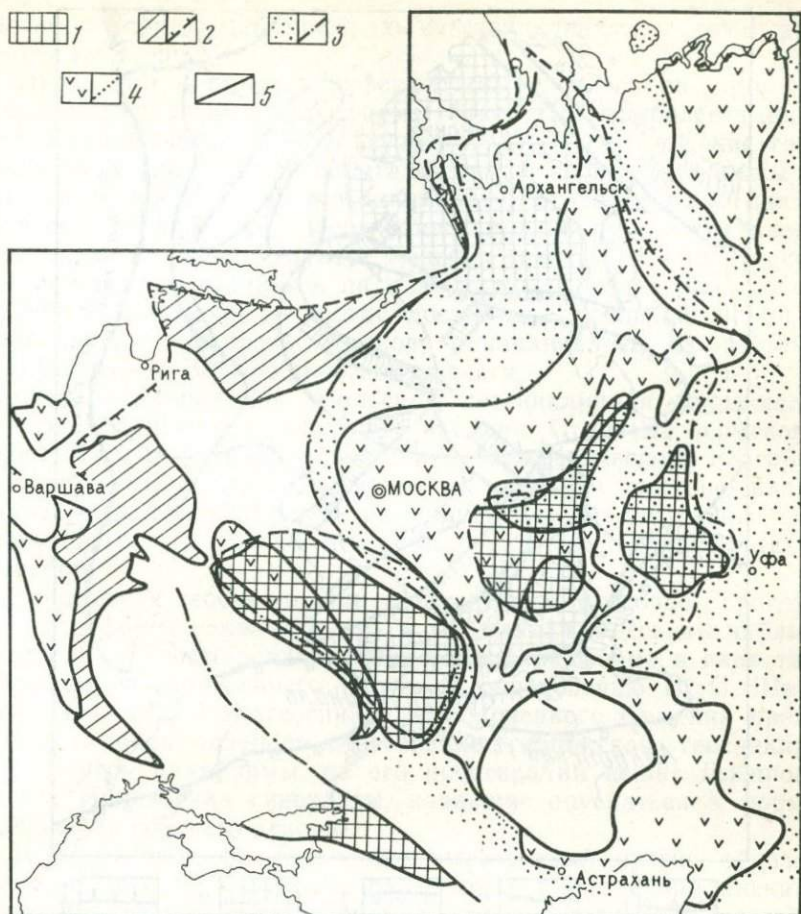


Рис. 91. Изменение очертаний синеклиз и антеклиз на Восточно-Европейской платформе (по М. В. Муратову, 1962):

1 — антеклизы по современной структуре фундамента; 2 — синеклизы валдайского времени и их границы под молодыми отложениями; (бергштрихи в сторону синеклиз); 3 — синеклизы в конце карбона и их границы под молодыми отложениями; 4 — синеклизы в поздней юре и их границы под молодыми отложениями; 5 — разломы

обладать поднятия, периферический прогиб опять же с некоторым опозданием сокращается, сохраняясь наиболее длительно в зоне, примыкающей к геосинклинали. А когда геосинклинальный режим сменяется орогенным, периферический прогиб, еще больше сократившись, сливается с передовым прогибом.

Если с переходом от одного эндогенного цикла к следующему расположение активной геосинклинали по отношению к платформе меняется, то соответственно меняется и положение периферического прогиба. Существует однако некоторая

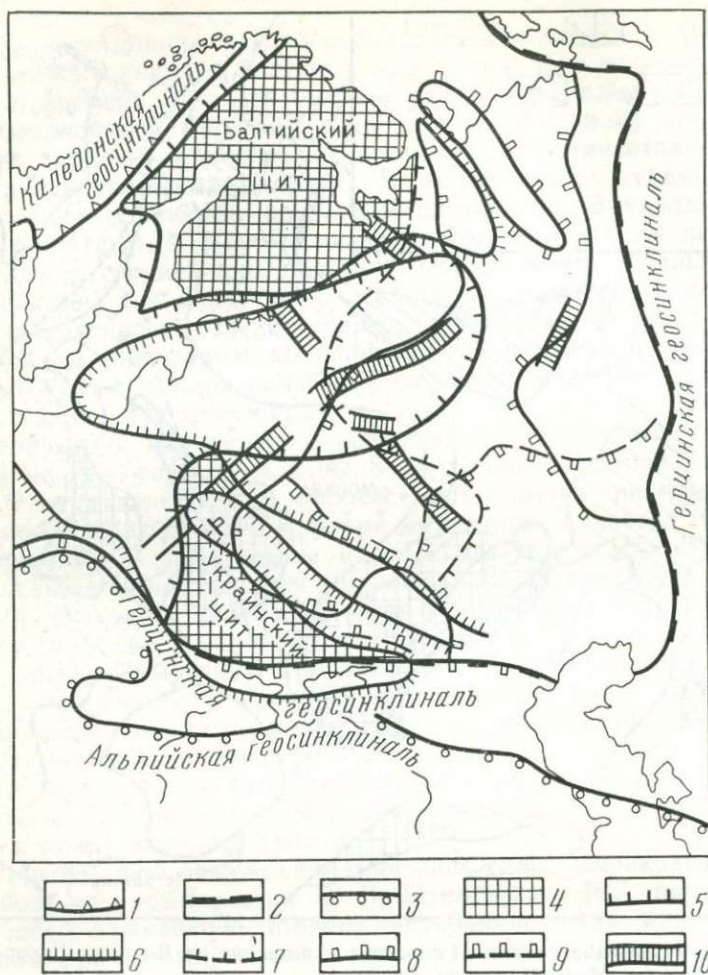


Рис. 92. История периферических прогибов Восточно-Европейской платформы:

1—3 — границы геосинклиналей (1 — каледонской, 2 — герцинской, 3 — альпийской); 4 — щиты; 5—9 — границы периферических прогибов (5 — в каледонском цикле, поздний кембрий; 6 — в герцинском цикле, средний — поздний девон и турнейский век; 7 — в конце герцинского цикла, татарский век; 8 — в альпийском цикле, ранний мел; 9 — в альпийском цикле, поздний мел); 10 — авлаогены

как бы «консервативность» колебательных движений: для перестройки всегда необходимо время, в течение которого сквозь новый план продолжают еще «просвечивать» элементы предыдущего плана.

Если между активной геосинклиналью и плитой расположен щит с устойчивой тенденцией к поднятию, то периферический

прогиб не примыкает вплотную к геосинклинали, а возникает по другую сторону щита.

Проследим историю периферических прогибов на примере Восточно-Европейской платформы (рис. 92). Наиболее типичный периферический прогиб существовал здесь в течение герцинского цикла. Он располагался на востоке платформы и примыкал к Уральской геосинклинали, которая в этом цикле активно развивалась. Прогибание геосинклинали началось в ордовике. В среднем девоне морская трансгрессия из геосинклинали распространилась на платформу, в позднедевонское и каменноугольное время прогиб достиг максимальной ширины. Наибольшие мощности осадков накапливались на востоке платформы — в Волго-Уральской области.

Общая инверсия в Уральской геосинклинали произошла в конце среднекаменноугольного времени. С начала пермского периода стала сокращаться ширина периферического прогиба. Дольше всего прогиб сохранялся на крайнем востоке платформы, а в поздней перми со сменой геосинклинального режима орогенный прогиб слился с передовым Предуральским прогибом.

Герцинская геосинклиналь примыкала к Восточно-Европейской платформе также и с юга, и юго-запада. Здесь мы наблюдаем случай формирования прогиба на платформе в виде так называемого «внутреннего угла», по определению Н. С. Шатского [131, 132]. Парагеосинклиналь Донецкого бассейна представляет собой «слепое» ответвление герцинской геосинклинали внутрь платформы, на его простирации лежит Днепровская и Припятская синеклизы, начавшие опускаться в форме грабенов со среднего девона.

В альпийском цикле хорошо выраженный прогиб образовался на юге и юго-западе платформы, параллельно альпийским Кавказской и Карпатской геосинклинали. В прогибе накапливались верхнемеловые и палеогеновые отложения, а позже прогибание сосредоточилось в Предкавказском и Предкарпатском передовых прогибах. Периферический прогиб на юге вышел за пределы древней платформы и наложился на зону, где была ранее герцинская геосинклиналь и где в конце палеозоя должно было находиться орогенное поднятие. Наложившись на него, периферическое прогибание создало здесь молодую Скифскую плиту.

Свойство «консервативности» колебательных движений проявилось на Восточно-Европейской платформе в том, что при смене расположения активных геосинклиналей с переходом от герцинского к альпийскому циклу очертания периферических прогибов в плане отражали предыдущий (герцинский) план. Когда в начале альпийского цикла новый периферический прогиб образовался на юго-востоке платформы, в очертаниях

этого прогиба вплоть до начала позднего мела сохранялись «воспоминания» о меридиональном Волго-Уральском прогибе («залив периферического прогиба, направленный к северу между Волгой и Уралом).

Возвращаясь к каледонскому циклу, вспомним, что в раннем палеозое активная геосинклиналь располагается на месте Скандинавских гор. Но между геосинклиналью и Русской плитой размещался Балтийский щит. В этих условиях периферический прогиб образовался позади щита — в Прибалтике. Возможно, процесс прогибания, распространявшийся из каледонской геосинклинали на платформу, не мог преодолеть сопротивления поднимающегося щита и как бы «перекатился» через него.

Влияние периферических прогибов на формирование чехла древних платформ всегда большое, но величина его различна в зависимости от размера платформы, расстояния, на которое прогиб распространился внутрь платформы, а также от того, насколько менялось размещение активных геосинклиналей. Например, в отличие от Восточно-Европейской платформы, на севере Африканской платформы картина очень проста. В течение всего фанерозоя геосинклинальный режим существовал к северу от платформы, и поэтому периферический прогиб устойчиво находился на севере платформы, лишь пульсируя в соответствии с ритмом общих колебаний. Южнее (в центре Африки) находится область, которой периферический прогиб не достигал. Там существовали лишь «автономные» структуры, подобные синеклизе Конго.

Градиенты волновых колебательных движений на древних платформах очень низки:  $10^{-11}$ — $10^{-10}$  год<sup>-1</sup>.

### РЕЖИМ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Молодыми обычно называют платформы на каледонском и герцинском складчатом основании. Для северных континентов в эту же категорию следует отнести и платформы на байкальском основании.

Многие молодые платформы в новейшее геологическое время были охвачены горообразованием, и сейчас они уже не платформы, а орогены (Тянь-Шань, Саяны, Алтай, Урал, Аппалачи, Скандинавские горы и др.).

Другие молодые платформы остались платформами, и на них накопился типичный осадочный чехол (Западно-Сибирская, Туранская и Скифская платформы). В Северной Америке молодыми платформами являются низменность Пьемонт между Аппалачами и Атлантическим океаном, а также местность, окаймляющая с севера Мексиканский залив.

Эпибайкальские платформы на северных континентах вкраплены небольшими участками в эпикаледонские и эпигер-

цинские платформы и соответствуют былому положению срединных массивов в каледонских и герцинских геосинклиналях. Рассматривать отдельно эпибайкальские платформы поэтому нет надобности.

В то же время эпикаледонские и эпигерцинские платформы могут рассматриваться совместно, потому что типичный платформенный чехол на тех и других начинает формироваться в одно и то же время: не раньше поздней перми, обычно — в юре. Две возрастные группы платформ отличаются не столько характером развития на платформенной стадии, сколько длительностью переходного этапа — периодом между завершением собственно геосинклиналичного развития и началом типичного платформенного. В эпикаледонских областях переходный этап продолжается с силура до конца палеозоя, в эпигерцинских зонах он приурочен только к позднему палеозою.

Признаки промежуточного этапа хорошо видны на эпикаледонских участках Западно-Сибирской и Туранской платформ [48]. Здесь в конце каледонского и начале герцинского циклов (силур и ранний девон) проявлялся орогенный режим с соответствующими контрастными вертикальными движениями и осадочными формациями молассового типа. Развитие мелководных известняков в поздне- и раннекаменноугольном времени свидетельствует о сглаживании контрастов вертикальных движений коры до платформенного уровня. В средне-, позднекаменноугольном и раннепермском времени (в конце герцинского цикла) снова наступила стадия орогенного режима с резким рельефом и грубыми молассами. В это время к эпикаледонским областям присоединились эпигерцинские, также вступившие в стадию орогенеза. И только позже — в конце перми, триасе и (преимущественно) юре — начался платформенный этап с накоплением типичного осадочного чехла (рис. 93).

Историю молодой платформы мы рассмотрим на примере Западно-Сибирской плиты.

Перед тем как здесь начал формироваться сплошной осадочный чехол, плита пережила стадию авлакогенов, вполне сходную с той, которая в конце протерозоя предшествовала формированию чехла на древней Восточно-Европейской платформе. Авлакогены рассеяны по всей Западной Сибири (рис. 94). Они простираются в меридиональном направлении, имеют ширину от нескольких километров до 15 км и длину от нескольких десятков километров до 250 км. Авлакогены заполнены континентальными красноцветными и угленосными отложениями верхнего триаса и лейаса. Мощность осадков достигает 4 км. Среди осадочных пород встречаются потоки базальтов и дайки долеритов. Образование сплошного чехла началось со средней юры.

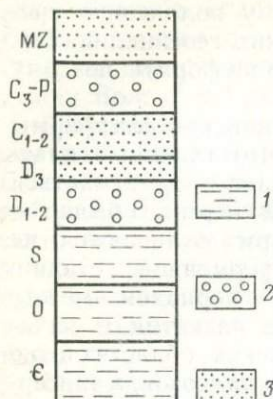
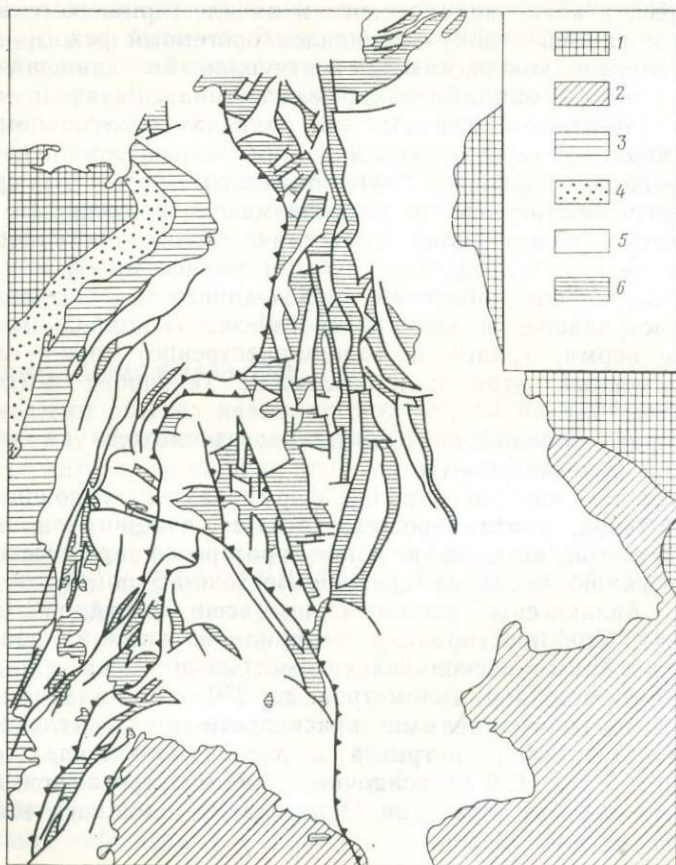


Рис. 93. Смена режимов и соответствующих формаций в разрезе молодой платформы:

1 — геосинклинальные формации; 2 — молассы (орогенный режим); 3 — платформенные формации

Рис. 94. Авлакогены в основании осадочного чехла Западно-Сибирской молодой платформы (по В. С. Суркову):

1 — древние платформы; 2 — байкальские и палеозойские складчатые зоны Сибири и Казахстана; 3 — Уральская складчатая зона; 4 — Предуральский передовой прогиб; 5 — Западно-Сибирская молодая платформа; 6 — авлакогены



Подобно древней платформе, молодая платформа разделяется на антеклизы и синеклизы. В чехле образуются своды и впадины, выступы и прогибы, валы и другие структуры платформенного типа. В ядрах наиболее крупных поднятий обнажается складчатый фундамент. Но такие поднятия на молодых платформах не образуют особого порядка структур, подобных щитам на древних платформах. По размеру они не отличаются от обычных антеклиз.

Размер антеклиз и синеклиз на молодых платформах в среднем меньше, чем на древних. На древних платформах более правильная округлая форма обычно свойственна синеклизам, а антеклизы заполняют пространства между ними. На молодых платформах соотношения обычно обратные, более четкие округлые очертания имеют антеклизы.

На молодых платформах мелкие структурные формы (типа глыбовой складчатости) наблюдаются гораздо чаще, чем на древних платформах. При этом в гораздо большей степени проявляется линейность, явно связанная с разломами. Роль последних в строении молодых платформ также больше, чем в строении древних платформ. Наблюдаются приразломные прогибы (например, Мангышлакский пермско-триасовый прогиб глубиной более 8 км).

В целом фундамент и чехол молодых платформ расчленены более дробно, чем фундамент и чехол древних платформ. Если на древних платформах размах рельефа фундамента, как правило, не превышает 4 км, а наклон его измеряется 5—15 м на 1 км, то на молодых платформах амплитуда рельефа основания местами достигает 12 км при наклоне 50—200 м на 1 км. Градиенты вертикальных движений земной коры на молодых платформах достигают  $n \cdot 10^{-9}$  год<sup>-1</sup>, где  $n$  — несколько единиц.

Изменение мощностей отдельных свит осадочного чехла от прогибов к поднятиям указывает на конседиментационный характер развития структур и позволяет проследить за крайне неравномерным изменением темпов их роста. В Западной Сибири и на Туранской плите скорость роста структур максимальна в юре и неокOME, когда вертикальный размах структур уже достиг не менее 50 % современного. Позже рост структур замедлялся, в альбе останавливался, снова возрос в олигоцене.

Периферических прогибов, подобных прогибам древних платформ, здесь нет, хотя общий уклон фундамента в сторону соседних геосинклиналей наблюдается.

Если поставить вопрос о степени унаследованности структур молодых платформ от структур геосинклинального этапа, то ответ будет неопределенным. Наблюдаются как унаследованные, так и новообразованные структуры.

Толщина коры на древних платформах 40—45 км. В некоторых местах (например, на Украинском массиве) она увеличивается до 50 км, с приближением к примыкающим морским бассейнам она уменьшается до 35 км. Уменьшение толщины коры на Восточно-Европейской и Сибирской платформах наблюдается у берегов северных полярных морей. Осадочный слой и верхний слой консолидированной коры (последний с сейсмическими скоростями 5,8—6,2 км/с) распространяются вглубь приблизительно на 20 км. Средний слой (6,5—6,7 км/с) имеет мощность 10—15 км. Такова же толщина нижнего слоя (6,8—7,2 км/с). Средняя сейсмическая скорость в консолидированной части коры 6,5—6,6 км/с. В целом такая кора может считаться «нормальной» континентальной корой, с которой следует сравнивать более тонкую или более толстую и имеющую другой состав кору областей проявления других континентальных эндогенных режимов.

Сейсмические скорости в кровле мантии под древними платформами 8,1—8,2 км/с. Строение верхней мантии в более глубоких областях изучено далеко не достаточно. Сейсмический профиль (см. рис. 4), пересекающий Западную Европу, Восточно-Европейскую платформу, Урал и Сибирскую платформу, показал, что сплошной слой астеносферы под древними платформами отсутствует [35]. Но на глубине между 200 и 400 км установлены разобленные линзы толщиной в несколько десятков километров, сложенные материалом с пониженными сейсмическими скоростями. Это линзовидные волноводы. При этом от Восточно-Европейской платформы к Сибирской наблюдается подъем общего уровня сейсмических скоростей. Например, сейсмическая скорость 8,3 км/с под Восточно-Европейской платформой отмечена на глубине около 80 км, а под Сибирской платформой она поднимается до глубины около 40 км, т. е. к самой подошве коры. Магнитотеллурические исследования не дают указаний на то, что волноводы под древними платформами образованы частичным плавлением вещества мантии. Вероятно, это зоны пониженной вязкости, но не плавления.

По сейсмологическим данным можно предполагать существование тонкого (толщиной в несколько десятков километров) волновода на глубине около 200 км под плитами древних платформ. Все методы согласно указывают на отсутствие заметных волноводов под древними щитами (см. рис. 6).

Важная характеристика древних платформ — их тепловой режим. Древние платформы характеризуются низким тепловым потоком — от 30 до 40 мВт/м<sup>2</sup>. На Сибирской платформе тепловой поток ниже, чем на Восточно-Европейской. Расчеты по-

казывают, что температура на разделе Мохоровичича при этих условиях может колебаться между 350 и 500 °С. Приблизительно третья часть потока поступает из мантии, две трети образуются в коре, где сосредоточены породы, относительно обогащенные теплогенерирующими радиоактивными элементами [128].

Тектоносфера молодых платформ (Западно-Сибирской, Туранской, Скифской и др.) по строению и тепловому состоянию несколько отличается от тектоносферы древних платформ. Толщина земной коры молодых платформ меньше, чем толщина коры древних платформ (30 и 40 км). Средняя сейсмическая скорость в консолидированной части коры 6,4 км/с, т. е. эта кора в среднем сложена менее плотным материалом, чем кора древних платформ, что связано с иным отношением между мощностями низкоскоростного верхнего слоя консолидированной коры и высокоскоростного нижнего ее слоя (см. рис. 5).

Тепловой поток на молодых платформах выше теплового потока древних платформ и достигает 60 мВт/м<sup>2</sup>. Соответственно температуры на разделе М могут достигать 600 °С и более. В верхней мантии значительно более определенно, чем под древними платформами, обнаруживается волновод, который начинается на глубине около 150 км и распространяется до глубины 300 км. Температуры на этой глубине должны быть близки к солидусу влажной мантии, и поэтому можно предполагать, что в некотором слое происходит частичное плавление материала мантии. Однако если мантия сухая, то плавление заведомо отсутствует [104].

## Глава VII

### **ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ: ОРОГЕННЫЕ, КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОВЫЙ, ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ, ТАФРОГЕННЫЙ**

#### **ОРОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ**

Орогенные режимы, подобно геосинклинальным, характеризуются большими амплитудами и контрастностью глыбово-волновых колебательных движений земной коры, однако со значительным преобладанием не опусканий над поднятиями, а поднятий над опусканиями. Амплитуда вертикальных движений может достигнуть 15 км, а контрастность около  $10^{-8}$  год<sup>-1</sup>. Преобладание поднятий над опусканиями выражено в осадкообра-

зовании регрессивной сменой фаций. Осадки становятся все более грубыми вверх по разрезу, и если разрез начинается с морских отложений, то по восстанию последние сменяются континентальными осадками. Происходит «перекомпенсация» прогибания накоплением, так как зоны размыва поднимаются быстрее, чем опускаются зоны прогибания. Типичная орогенная формация — «верхняя моласса» — представлена континентальными грубыми, часто красно- и пестроцветными осадками и сопровождается лагунной формацией с солями и гипсом или угленосной формацией.

Орогенный режим — режим горообразования. Он формирует расчлененный рельеф, состоящий из чередования горных хребтов и депрессий.

Горообразование на континентах приурочено преимущественно к эпохам, которые совпадают с концом эндогенного цикла, и происходит в определенных зонах. Известны признаки орогенного режима в конце байкальского, каледонского, герцинского и киммерийского циклов. Эти признаки падают на кембрий, поздний силур — ранний девон, поздний карбон — пермь (или ранний триас), позднюю юру — ранний мел. Последняя стадия орогенеза (неоген — четвертичная) приходится на неотектоническую эпоху (см. гл. II).

По результатам изучения структуры современных горных областей, орогенез — это интенсивные сводово-глыбовые движения земной коры. Формирование рельефа орогенных областей начинается с волнообразных изгибов земной поверхности. В дальнейшем сочленения поднятий и прогибов становятся все более контрастными и осложняются вертикальными разломами-взрезами. Строение становится глыбовым.

Господство поднятий выражается в постепенном разрастании их за счет прогибов. Первоначально поднятия бывают узкими и недлинными, затем они растут в высоту, ширину и длину. Полосы, «выхваченные» в ходе процесса со дна соседних депрессий, образуют ступени на склонах и периклиналях поднятий (рис. 95).

Орогенез сопровождается как интрузивным, так и эффузивным магматизмом — «субсеквентным магматизмом», по терминологии Г. Штилле. Преобладают магмы известково-щелочного типа. Среди эффузивных пород главенствуют андезиты и андезит-базальты, которые сопровождаются базальтами, дацитами и риолитами. Все эти породы приурочены к глубинным разломам внутренних областей орогенных зон. На периферии последних распространены породы с повышенной щелочностью — трахибазальты, трахиандезиты, трахириолиты и др. Щелочные эффузивные породы следуют также за известково-щелочными во времени и относятся к более поздним стадиям развития орогенного процесса.

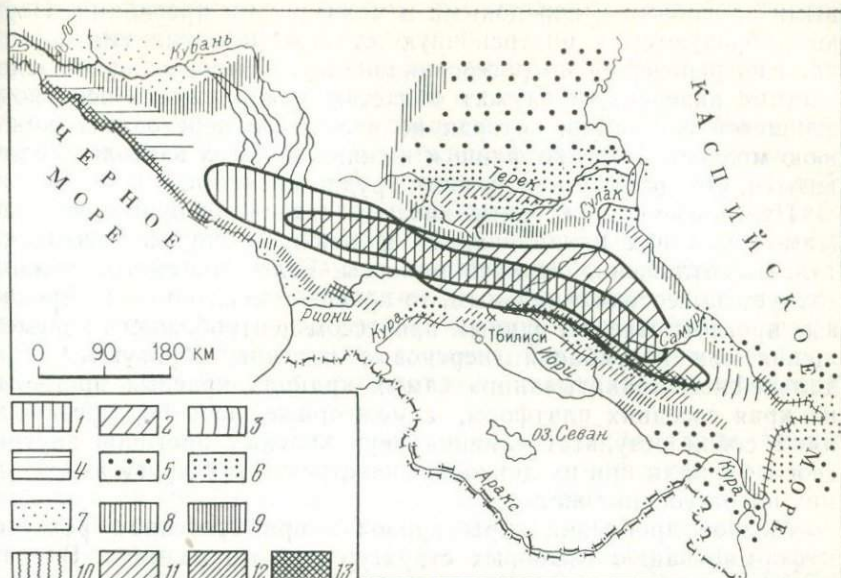


Рис. 95. Схема новейшей тектоники Большого Кавказа (по В. А. Растворовой):

1—4 — сводовое поднятие Большого Кавказа, его интенсивно поднимающаяся часть: 1 — в верхнем миоцене — нижнем плиоцене, 2 — в верхнем плиоцене — четвертичном периоде, 3 — со второй половины четвертичного периода (с послегорнянского времени); 4 — область малых поднятий в течение новейшего этапа; 5—7 — депрессии (указана величина прогибания за четвертичный период): 5 — интенсивно прогибающиеся (до 1000 м), 6 — умеренно прогибающиеся (до 500 м), 7 — мало прогибающиеся (до 200 м); 8, 9 — четвертичные депрессии, накладывающиеся на моноκлиально залегающие третичные отложения; 8 — с пологими углами падения, 9 — с крутыми углами падения; 10—12 — четвертичные депрессии, накладывающиеся на периферию сводового поднятия, образованную смятыми в складки отложениями: 10 — четвертичными, 11 — третичными слабо складчатыми, 12 — третичными интенсивно складчатыми; 13 — четвертичные депрессии, накладывающиеся на периферию сводового поднятия Большого Кавказа, образованную дислоцированными доэоценовыми отложениями

Интрузивные породы чрезвычайно разнообразны по составу (от ультракислых до ультраосновных) и формируют дайковую серию и субвулканы (штоки разной формы и лакколиты).

Особняком стоят щелочные богатые калием граниты, которые образуют крупные батолиты. По составу орогенные калиевые граниты существенно отличаются от плагиогранитов, приуроченных к эпохе частной инверсии в геосинκлинали.

В связи с сочетанием изгибов земной коры с глыбовыми движениями орогенные поднятия в структурном отношении являются горст-антиκлиналями (или горст-антиκлинориями), а прогибы — грабен-синκлиналями (или грабен-синκлинориями). В дальнейшем мы будем говорить об орогенных поднятиях и прогибах. Среди последних выделяют межгорные и передовые прогибы. Следует еще раз подчеркнуть различие между крае-

выми прогибами и передовыми и межгорными прогибами. Первые образуются в инверсионную стадию развития геосинклинали на периферии интрагеосинклиналей, в которых произошла частная инверсия, и служат областью накопления в основном флишевой формации, которая по восстанию переходит в нижнюю молассу. Нередко флиш и нижняя моласса настолько сливаются, что границу между ними трудно провести.

Передовые и межгорные прогибы связаны с орогенным режимом и в них накапливаются в основном грубые континентальные отложения верхней молассы. Если орогенный режим следует за геосинклинальным, то краевые, межгорные и передовые прогибы связаны единым процессом центробежного перемещения зон прогибания: передовые прогибы образуются при дальнейшем «накатывании» самых крайних краевых прогибов на края соседних платформ, а межгорные прогибы представляют собой результат слияния двух краевых прогибов внутри геосинклинали при их движении навстречу друг другу из соседних интрагеосинклиналей.

Мелкое дробление коры приводит при орогенном режиме к формированию глыбовых структур разного размера. В осадочных толщах депрессий при этом образуется глыбовая складчатость. С лагунной формацией, в которой значительную роль играют каменная соль и гипс, связаны складки нагнетания, главным образом в форме диапировых куполов. Наблюдаются и узкие полосы приразломных складок общего смятия, прижатые к границам между поднятиями и депрессиями.

До недавнего времени господствовало убеждение, что орогенный режим — неизбежное следствие геосинклинального развития и должен рассматриваться как его завершающая стадия. В большинстве случаев орогенный режим возникает в конце эндогенного цикла там, где непосредственно перед этим существовал геосинклинальный режим. И, наоборот, в редких случаях за геосинклинальным режимом не следует орогенный.

Все же есть достаточно оснований, чтобы считать орогенный режим самостоятельным, а не частью геосинклинального режима. Можно сказать только, что геосинклинали являются зонами, наиболее благоприятными для возникновения орогенного режима.

Главный аргумент в пользу самостоятельности орогенного режима состоит в том, что этот режим возникает не только после геосинклинального, но и после платформенного режима. Существует не только эпигеосинклинальный, но и эпиплатформенный орогенез.

Наиболее ярким примером последнего служит Тянь-Шань, который как современная горная страна образовался в неоген-четвертичное время на месте молодой (частично эпигерцинской, частично эпикаледонской) платформы. Проявление эпиплат-

форменного орогенного режима установлено и для более ранних эндогенных циклов.

Важным аргументом в пользу самостоятельности орогенного режима является также то, что и в тех случаях, когда этот режим следует, как будто, непосредственно за геосинклинальным, между концом последнего и началом горообразования (т. е. началом накопления верхней молассы) наблюдается некоторый промежуток тектонического спокойствия, эпоха резкого ослабления эндогенной активности. Е. Е. Милановский указывает [64], что на Большом Кавказе, где инверсионная стадия продолжалась до олигоцена включительно, произошло выравнивание земной поверхности до уровня полого холмистого рельефа в среднем и начале позднего миоцена. Только во второй половине позднего миоцена контрастность вертикальных движений стала быстро возрастать.

По данным Р. Трюмпи [167], в олигоцене Западные Альпы также представляли собой выровненную холмистую страну, и только с миоцена там началось горообразование.

Особенно длительный период промежуточного покоя известен в истории ряда киммерийских геосинклиналей. Например, в Верхояно-Колымской геосинклинали на Северо-Востоке СССР геосинклинальное развитие завершилось не позднее раннего мела, а горообразование началось только в неогене [94]. Кордильеры Северной Америки в палеогене были болотистой равниной [41].

Наконец, далеко не просты и неоднозначны соотношения между поднятиями и прогибами, образующимися при орогенном режиме, послеинверсионными поднятиями и прогибами последней стадии развития геосинклинали, если она предшествовала орогенному режиму.

Известны случаи прямой унаследованности, когда орогенные поднятия совпадают с положением бывших центральных поднятий и являются, как будто, дальнейшим их развитием, а орогенные межгорные и передовые прогибы также прямо связаны с межгорными и краевыми прогибами предшествовавшей геосинклинали и верхняя моласса является регрессивным продолжением нижней молассы (см. рис. 60). Еще более распространенными случаями несогласия наложения орогенных структур на геосинклинальные. Орогенные структуры могут быть более крупными, чем геосинклинальные, и одно орогенное поднятие может обобщить несколько геосинклинальных поднятий и прогибов. В других случаях несогласие в расположении орогенных и геосинклинальных структур лишь частичное и выражается, например, в том, что при орогенезе активизируются некоторые участки геосинклинальных структур, тогда как другие орогенезом не затрагиваются. В третьих случаях наблюдается изменение простираций структур.

Например, в Западных Альпах орогенная структура имеет форму свода, охватившего всю ширину Альп и обобщившего частные зоны бывшей геосинклинали. Этот процесс можно формально рассматривать как дальнейшее развитие и значительное расширение центрального поднятия (см. рис. 63).

На Большом Кавказе наблюдаются сложные взаимоотношения между строением орогенной области и строением предшествовавшей орогенному режиму геосинклинали (рис. 96, см. рис. 67). Ось орогенного поднятия в восточной половине Большого Кавказа в общем совпадает с осью центрального поднятия. Куринская часть Куринско-Рионского межгорного прогиба также может считаться унаследованной от геосинклинали. Но северный склон орогенного поднятия в процессе расширения к северу в конце концов «втянул» в воздымание часть парагеосинклинали Северного Дагестана, т. е. орогенное поднятие оказалось шире отдельных частных зон геосинклинали. Сложнее взаимоотношения в западной половине Большого Кавказа. Здесь ось орогенного поднятия отклонилась от оси бывшего геосинклинали центрального поднятия: ось последнего оказалась на южном склоне современного хребта, где ей соответствует Сванетский антиклинорий, а ось орогенного поднятия совпала с доинверсионной интрагеоантиклиналью. Рионская часть Куринско-Рионского межгорного прогиба была наложена и на край Закавказского срединного массива, и на Абхазскую парагеосинклинали. Северный склон орогенного поднятия в его западной части распространился на десятки километров внутрь платформы; моноклинал северного склона Западного Кавказа представляет собой поднятый край Скифской платформы.

Исключительный интерес для выяснения взаимоотношений между геосинклиналильным и орогенным режимами представляют области Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Южной Сибири и Центральной Азии.

В ряде зон Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня последний геосинклиналильный режим развивался в течение каледонского цикла и закончился эпигеосинклиналильным орогенезом [69]. Ему соответствует накопление девонских пестроцветных континентальных моласс, формирование которых закончилось в начале позднего девона, а в течение фаменского века и раннекаменноугольного времени наступил период отложения маломощных однообразных мелководных известняков. Это означает, что наступил платформенный режим. Со среднекаменноугольного времени появляются признаки активизации вертикальных движений земной коры. Отложения становятся все более грубыми и в конце позднекаменноугольного времени и в перми они снова приобретают облик пестроцветной молассы. Очевидно, что после платформенной стадии в эти области вернулся орогенный режим, на этот раз эпиплатформенный.

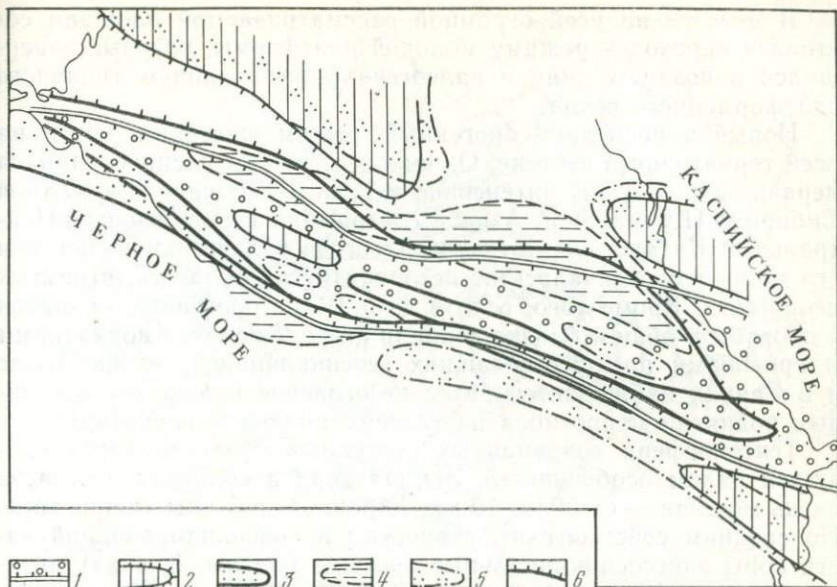


Рис. 96. Соотношение геосинклинального и орогенного развития Большого Кавказа в альпийском цикле (по В. Н. Шолло, 1978):

1 — доинверсионные (допозднеюрские) интрагеосинклинали; 2 — доинверсионные интрагеоантиклинали и поднятия на прилегающей платформе; 3 — краевые прогибы; 4 — парагеосинклинали; 5 — центральные поднятия, образовавшиеся перед поздней юрой; 6 — граница плиоцен-четвертичного орогенного поднятия

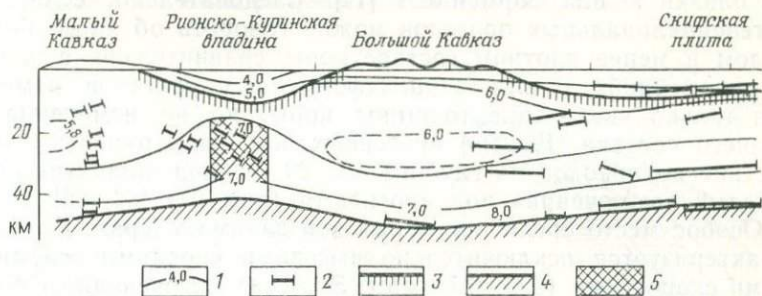


Рис. 97. Профиль глубинного сейсмического зондирования от Малого Кавказа до Скифской плиты (по Н. И. Павленковой, 1985):

1 — изолинии сейсмических скоростей; 2 — отражающие площадки; 3 — поверхность консолидированной коры; 4 — поверхность мантии; 5 — тяжелое высокоскоростное включение

В то же время в зоне герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня и Центральной Азии развивается эпигеосинклинальный орогенез.

В мезозое на всей огромной рассматриваемой площади состоялся переход к режиму молодой платформы, который завершился в позднем мелу и палеогене формированием типичного платформенного чехла.

Новый и последний орогенный режим наступил почти на всей территории в неогене. Однако этот режим распространился неравномерно: очень интенсивно в Тянь-Шане, слабее в Южной Сибири и Центральной Азии и совершенно не проявился в Центральном Казахстане, хотя до палеогена включительно история его мало чем отличалась от истории других областей, втянутых в орогенез. Кроме того, если в Тянь-Шане орогенные поднятия и прогибы в общем близко совпали по положению с поднятиями и прогибами предшествовавших геосинклиналей, то на Алтае и в Саянах наблюдается резко несогласное наложение орогенных поднятий и прогибов на геосинклинальные структуры.

Тектоносфера современных орогенных областей характеризуется рядом особенностей. Земная кора в областях орогенеза очень мощная — от 50 до 70 км. Хорошо выражены «корни гор». По средним сейсмическим скоростям в консолидированной части коры эпигеосинклинальные орогены (Альпы, Кавказ) отличаются от эпиплатформенных (Тянь-Шань). Для первых средние скорости 6,2—6,3 км/с, для вторых — 6,4—6,5 км/с. Низкоскоростной характер коры эпигеосинклинальных орогенов связан с очень большой мощностью (до 30 км) верхнего слоя консолидированной коры со скоростью около 5,8 км/с. Средние скорости в консолидированной коре эпиплатформенных орогенов близки к платформенным [14]. Следовательно, если для эпигеосинклинальных орогенов можно говорить об ином, более кислом и менее плотном составе коры сравнительно с корой платформенной, то для эпиплатформенных орогенов отмечается только увеличение толщины коры, но не изменение ее среднего состава. В коре орогенных зон было отмечено присутствие волноводов на глубине 10—20 км под поднятиями и тяжелых «включений» под прогибами (рис. 97) [84, 85].

Особое место среди орогенных зон занимает Урал. Его кора характеризуется исключительно высокими средними сейсмическими скоростями (6,6—6,7 км/с). Это связано, очевидно, с большой ролью в составе коры основных и ультраосновных пород.

В кровле верхней мантии в орогенных областях сейсмические скорости, как правило, снижены до 7,7—7,8 км/с (аномальная мантия). Это явление находит связь с отрицательными изостатическими аномалиями. Например, огромная область новейшего орогенеза в Центральной Азии является зоной региональных отрицательных изостатических аномалий, свидетельствующих о разуплотненном состоянии верхней мантии (рис. 98). Именно это разуплотненное состояние мантии вместе с повышенной толщиной коры и компенсирует высокий рельеф. Для

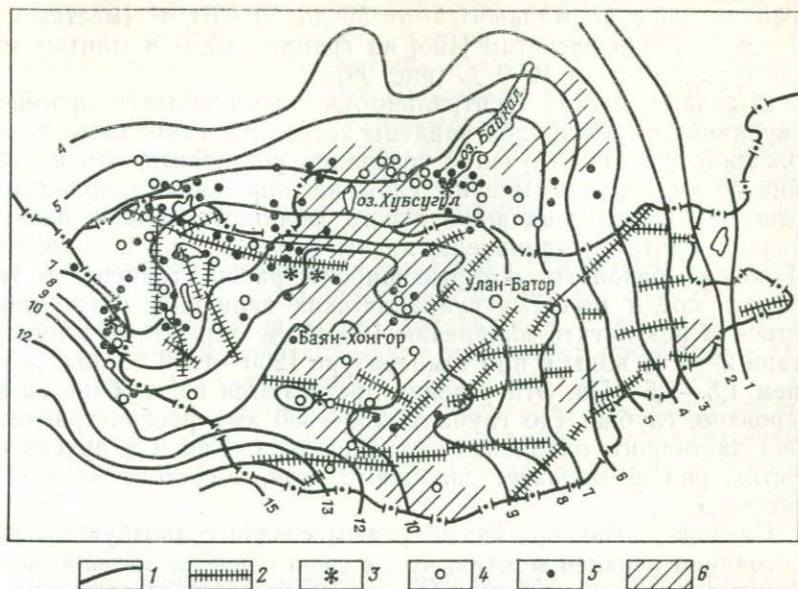


Рис. 98. Схема распределения эпицентров, разломов, базальтов, мантийной региональной отрицательной компоненты поля изостатических аномалий на территории МНР (по М. Е. Артемьеву и др.):

1 — изолинии региональной компоненты поля изостатических аномалий (увеличение номера изолиний соответствует возрастанию величины региональной компоненты); 2 — разломы; 3—5 — эпицентры землетрясений с магнитудой: 3 — более 8; 4 — от 6 до 8; 5 — от 4,5 до 6; 6 — области распространения кайнозойских базальтов

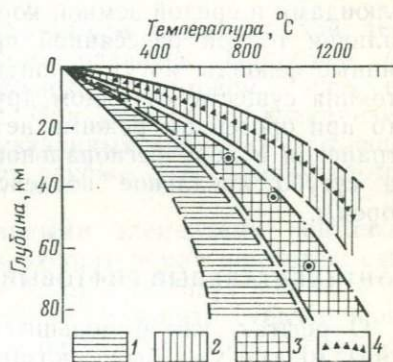


Рис. 99. Глубинное распределение температуры тектонических структур Земли (по А. Я. Салтыковскому и Ю. С. Геншафту, 1986):

1 — Богемский массив; 2 — Карпаты (по В. Чермак, 1975); 3 — область тектоно-магматической активизации Центральной Азии; 4 — Байкальский рифт. Точками показаны параметры (PT) равновесия изученных горных пород

Тянь-Шаня расчеты показывают, что на  $\frac{2}{3}$  рельеф компенсирован утолщением коры и на  $\frac{1}{3}$  разуплотнением мантии [3]. В свою очередь, разуплотненное состояние мантии вызвано повышенными температурами. Тепловой поток в орогенных зонах

заметно выше нормального — от 50 до 70 мВт/м<sup>2</sup> (местами до 80 мВт/м<sup>2</sup>). По расчетам [105] на границе коры и мантии температура достигает 1000 °С (рис. 99).

В разных местах Центрально-Азиатской области орогенеза в вулканических породах найдены ксенолиты глубинного происхождения [22]. Их изучение позволило установить, что на глубине 70 км верхняя мантия сложена пироповым лерцолитом. Выше находится зона шпинелевого лерцолита, а близ раздела Мохо в мантии установлены линзы пироксенитов и эклогитов. Щелочные базальты, которые широко распространены в этой области среди молодых вулканических излияний, могли получиться в результате плавления 10—15 % лерцолита в присутствии 2—4 % воды и при температуре 1200—1250 °С под давлением 1,5—2,5 ГПа. Эти условия достигаются на глубине 70 км. Вероятно, глубже (до глубины 250—300 км) распространяется зона частичного плавления — астеносфера. Как и в других областях, она не образует сплошного слоя, а состоит из отдельных линз.

Следовательно, орогенный режим связан с «возбужденным» состоянием верхней мантии, что, в свою очередь, вызвано повышенным тепловым потоком. Что касается коры, то ее состояние при орогенном режиме сложное. С одной стороны, многочисленные взрезы, сопровождающие вертикальные движения коры, создают в коре большую проницаемость сосредоточенного типа, с чем связаны проявления вулканизма и трещинных интрузий. С другой стороны, образование больших массивов калиевых гранитов указывает на то, что местами происходит физико-химическое взаимодействие между поднимающимися из мантии флюидами и средой земной коры. Такое взаимодействие требует наличия тонкой рассеянной проницаемости, при которой глубинные флюиды могут пропитывать кору. Так что два эти состояния существуют рядом друг с другом. Однако характерно, что при орогенном режиме нет условий для широкого распространения в коре регионального метаморфизма, что указывает на сугубо локальное воздействие флюидов на вмещающие породы.

### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОВЫЙ РЕЖИМ

О рифтах, как о больших структурах растяжения земной коры, многое уже было сказано (см. гл. III, рис. 44—47). Мы дополним эти сведения некоторыми соображениями о том, почему существуют основания выделять рифты в самостоятельный рифтовый режим.

До развития исследований дна океана рифты привлекали мало внимания. Отношение к ним изменилось, когда на дне океана был открыт огромный по протяженности рифтовый пояс,

совпадающий со срединно-океаническим хребтом. Сложная система Аравийско-Африканских рифтов через Красное море и Аденский залив непосредственно связаны с этим океаническим рифтовым поясом. Рифт Провинции Бассейнов и Хребтов в Северо-Американских Кордильерах расположен на продолжении того же пояса. Следовательно, континентальные рифты принадлежат к грандиозной, опоясывающей весь земной шар системе рифтов, большая часть которой находится на дне океана.

Кроме того, основание для выделения самостоятельного рифтового режима — их формирование и развитие в сопровождении специфической вулканической деятельности. Здесь мы наблюдаем закономерное сочетание двух эндогенных процессов — тектонического и магматического.

Для континентальных рифтов характерно преобладание щелочных лав — фонолитов, трахиобазальтов, трахиандезитов, трахитов и т. п. Все они являются дифференциатами щелочных базальтов. Только в начале цикла вулканической деятельности в континентальных рифтах магмы иногда имеют субщелочной или толеитовый состав\*.

Обычно первые проявления вулканизма имеют площадной характер и лавовые покровы распространяются на широкой территории. Этот этап совпадает с формированием поднятия, которое обычно предшествует рифтообразованию. На поднятии образуется сетка трещин, по которым и поднимается к поверхности лава. В дальнейшем вулканизм сосредоточивается на все более ограниченных площадях и тип его вместо площадного становится центральным. На дне грабенов или по их склонам образуются отдельные вулканы [20].

Следует, однако, отметить, что объем вулканической деятельности в разных рифтах весьма различен. Например, он очень велик в Аравийско-Африканском рифтовом поясе, но очень мал в Байкальском рифте. При этом объем вулканизма не связан с глубиной рифта. В указанных примерах соотношения обратные: Байкальский рифт глубже, чем Аравийско-Африканские рифты.

Таким образом, последовательными элементами континентального рифтового режима на поверхности земли являются: сводовое поднятие коры; растяжение коры в результате ее выгибания; растрескивание коры; площадной вулканизм субщелочного или толеитового типа; дальнейшее растяжение коры, образование нормальных сбросов; формирование сложных структур рас-

---

\* Этим континентальные рифты отличаются от океанических, которые всегда сопровождаются основными магмами толеитового состава (см. гл. IX).

тяжения, состоящих из грабенов и горстов; центральный вулканизм щелочного состава\*.

Примеры рифтового режима, рассмотренные выше, по времени проявления относятся исключительно к кайнозою, причем наиболее важные события в их развитии происходили в неогене и четвертичном периоде. Е. Е. Милановский описывает многократные проявления рифтового режима в прошлые геологические периоды [65, 67]. Однако, как нам кажется, Е. Е. Милановский слишком расширительно использует термин «рифт», относя к рифтам чуть ли не все проявления глыбовой (сбросовой) тектоники. Например, неизвестно можно ли ставить знак равенства между современными рифтами и авлакогенами. Последние имеют очень длительную историю и закономерно предшествуют образованию осадочного чехла на платформах. Современные рифты имеют очень короткую историю, их дальнейшая судьба неизвестна.

Трудно сказать, проявлялся ли рифтовый режим, подобный современному, в прошлом и как он был выражен?

Известные сейчас рифты образовались либо на древней платформе (Аравийско-Африканский пояс, Байкальский рифт), либо на молодой платформе (Рейнский рифт), либо на срединном массиве внутри геосинклинали (рифт Провинции Бассейнов и Хребтов на срединном массиве в киммерийской геосинклинали Кордильер). Во всех случаях континентальные рифты образовались на участках земной коры, уже в той или иной степени консолидированной. Рифты при образовании не только подчиняются распределению напряжений на исходном сводовом поднятии, но и используют неоднородности в строении фундамента. Например, Восточно-Африканский рифт «обходит» архейский массив оз. Виктория, окаймляя этот массив с обеих сторон и используя для своего образования границы массива с окружающими протерозойскими складчатыми зонами.

Глубинное строение тектоносферы, типичное для рифтового режима, относительно хорошо исследовано. Оно характеризуется разуплотненным состоянием верхних слоев мантии и мантийным (или астеносферным) диапиризмом. При этом мощность земной коры уменьшена. Обычно на основании данных ГСЗ считают, что под корой толщиной 30—35 км находится «аномальная» мантия с пониженными сейсмическими скоростями (7,4—7,8 км/с), образующая линзу толщиной 20—30 км, выходящую за пределы поверхностного проявления собственно рифтовой зоны [49, 152].

\* Е. Е. Милановский кроме сводово-вулканического типа рифтов выделяет «щелевой» тип, образующийся путем простого раздвига в земной коре, вслед за которым края рифта поднимаются [65]. В этом случае предполагается последовательность между явлениями растяжения и выгибания коры.

Более сложная картина наблюдается в зоне Байкальского рифта, наиболее изученного среди всех рифтов. Выяснилось, что аномальная мантия может образовывать огромные тела неправильной формы, имеющие горизонтальные и вертикальные размеры не только в десятки, но и в сотни километров (рис. 100). Проекция области аномальной мантии в Центральной Азии на поверхность охватывает не только всю Байкальскую рифтовую зону, но и Восточный и Западный Саяны, Алтай, Хангай, Хэнтей, Забайкалье [97]. Кровля аномально разуплотненного тела достигает подошвы коры в районе оз. Байкал и опускается отсюда во все стороны, круто обрываясь в сторону Сибирской платформы, а к юго-востоку, опускаясь, достигает глубины 400 км.

Возможно, что объем разуплотненного тела исследователями преувеличен, но нет сомнения в том, что в данном случае мы имеем дело с огромным «раздувом» астеносферы или, точнее, с поднимающимся с ее поверхности астеносферным диапиром, в котором сейсмические скорости понижены по сравнению с нормальными на 0,3 км/с.

Все современные рифты характеризуются повышенными тепловыми потоками. В Байкальском рифте максимальные тепловые потоки несколько превышают  $100 \text{ мВт/м}^2$ , повсеместно они заметно выше нормальной величины. Приблизительно такие же потоки обнаружены под другими рифтами. По данным магнитотеллурического зондирования на разделе Мохо под Байкалом температура составляет  $1100\text{—}1200 \text{ }^\circ\text{C}$ . В этих условиях, если существует некоторый приток воды, вполне возможно выплавление базальта из перидотита. Можно допустить, что в данной обстановке частичное плавление достигает 15 % [38].

Таким образом, рифтовый режим явно связан с «возбужденным» состоянием верхней мантии, что, в свою очередь, является результатом повышенного теплового потока из глубоких недр. Однако признаки сколько-нибудь значительного прогрева земной коры отсутствуют. Ни метаморфизм, ни явления анатексиса в коре не происходят. Что касается ее проницаемости, то это — типичная сосредоточенная проницаемость, привязанная к глубинным разломам, при которой магматический материал быстро прорывается к поверхности, не успевая взаимодействовать с окружающей средой.

Легко видеть, что по строению тектоносферы между рифтовым и орогенным режимами имеется сходство. Это позволяет некоторым исследователям рассматривать рифтовый режим как разновидность орогенного. Однако батолиты калиевых гранитов, сопровождающие орогенный режим, чужды рифтовому режиму и указывают на иное состояние земной коры. Иным является преобладающий состав и других магматических проявлений.

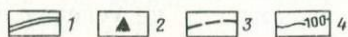
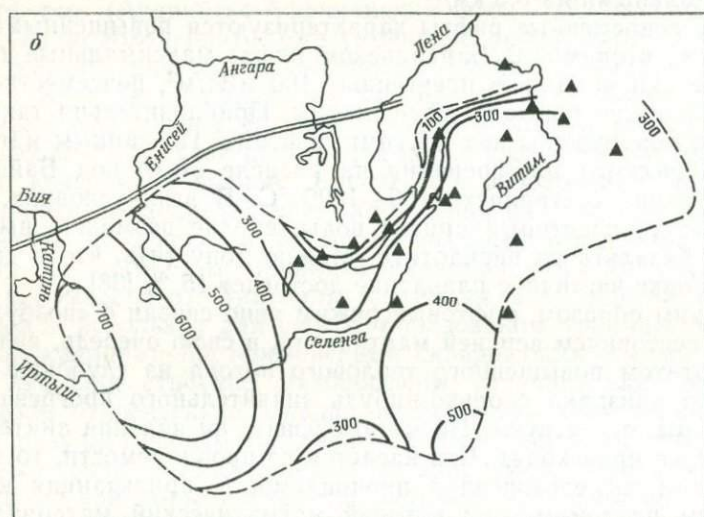
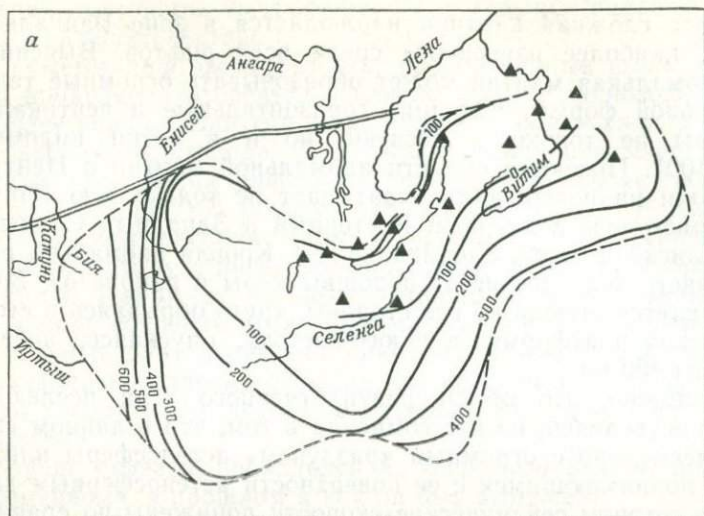


Рис. 100. Схема строения верхней (а) и нижней (б) границ области аномальной мантии в Южной Сибири (по В. А. Рогожиной и В. М. Кожевникову, 1979):

1 — профили сейсмических станций; 2 — сейсмические станции; 3 — граница проекции низкоскоростной неоднородности на поверхности Земли; 4 — линии равной глубины от подошвы коры (в км)

Хотя двухъярусное строение платформ свидетельствует о том, что платформенный режим исторически следует за геосинклинальным (и орогенным), история которого запечатлена в сложном строении фундамента, в земной коре имеются следы и обратного процесса. Речь идет о возобновлении более или менее интенсивных тектонических, магматических и метаморфических процессов там, где уже установился спокойный платформенный режим. Это явление называется тектоно-магматической активизацией. Последняя представляет собой несколько парадоксальный процесс, потому что направлена против общей, несомненно существующей тенденции в развитии континентальной земной коры от обстановки повсеместной подвижности ко все большему распространению областей спокойных режимов. Но все же такой процесс существует, хотя он, по-видимому, и не приводит к полному обращению тенденций, т. е. к смене платформенного режима полноценным геосинклинальным режимом. Впрочем, явление тектоно-магматической активизации очень слабо изучено. Между тем, осмысление природы этого явления, возможно, раскрыло бы для нас много существенного в механизме глубинных процессов.

Тектоно-магматическая активизация принимает в разных случаях разные формы. Процесс эпиплатформенного орогенеза — одна из форм активизации — по внешним проявлениям и по положению в эндогенном цикле вполне сходен с эпигеосинклинальным орогенезом.

Другие формы тектоно-магматической активизации могут быть разделены на режимы: глыбовой тектоно-магматической активизации; метаморфической активизации (диасхизис); платобазальтовый; центральных интрузий и трубок взрыва.

Основное значение имеет режим глыбовой тектоно-магматической активизации. Он и наиболее разнообразен. Этот режим хорошо развит, в частности, в Евразии, где занимает широтную полосу, протянувшуюся от Западной Европы до Китайской платформы через всю Центральную Азию (см. вкладку). При этом он здесь тесно связан с орогенным и рифтовым режимами, что представляет существенный интерес. Разлит этот режим на огромном протяжении в Андах Южной Америки.

**Режим глыбовой тектоно-магматической активизации.** В Средней и Западной Европе на рубеже палеозоя и мезозоя сформировалась молодая платформа, резко отчлененная от древней Восточно-Европейской платформы зоной разломов Тессейра-Торнквиста [21]. Фундамент молодой платформы сложен глыбами байкальской и каледонской консолидации, но в основном образованиями герцинского цикла геосинклинального развития, который закончился формированием верхнекаменно-

угольных и нижнепермских красноцветных и соленосных отложений. Подошвой осадочного чехла можно считать верхнепермские эвапориты (цехштейн). Выше залегает триас в типично платформенных («германских») фациях, разделяемый на «пестрый песчаник», раковинный известняк и терригенно-карбонатный «кейпер». Еще выше залегают песчано-глинистые толщи юры. В конце юрского периода наступает регрессия и затем с начала мела — новая трансгрессия с максимумом в позднем мелу, когда преобладают карбонатные отложения. Регрессия наступает в палеогене. Неоген и четвертичное время характеризуются всеобщим поднятием и сильным вулканизмом. Преобладают щелочно-базальтовые лавы, богатые летучими компонентами.

Что выделяет молодую платформу Средней и Западной Европы и дает возможность видеть здесь проявление активизации? Большая подвижность в течение всего мезозоя, и особенно в кайнозое. Платформа разделена на синеклизы и антеклизы. При сравнительно небольших горизонтальных размерах этих структур мощности накопившихся в синеклизах осадочных формаций велики. Они измеряются несколькими тысячами метров, тогда как в глубоко размытых ядрах антеклиз обнажаются палеозойские и допалеозойские породы. Особенно глубоко (более 7 км) погружен фундамент в Средней Европе (ПНР и ГДР). Все это свидетельствует о значительной контрастности вертикальных движений земной коры. На профилях через границу между Тюрингским поднятием (антеклизой) и Тюрингской депрессией (синеклизой) видно (см. рис. 54), что эти структуры сочленяются крутой флексурой, местами опрокинутой и переходящей в надвиг. Такая контрастность развивалась постепенно в течение всего мезозоя и кайнозоя в процессе длительного опускания синеклиз и поднятия антеклиз. Эпохами усиления вертикальных движений были конец юры — начало и середина мела. Особенно сильное оживление тектонических движений произошло в неогене и антропогене, когда платформа испытала очень сильное растрескивание и были созданы каналы для вулканических излияний.

Вертикальные движения крупных структур сопровождалась также и мелкими глыбовыми движениями, которые привели к образованию глыбовой складчатости, широко распространенной на платформе. Наличие пластичной эвапоритовой формации в составе осадочного чехла обусловило образование диапировых куполов, а также (в сочетании с разломами и глыбовыми складками) очень сложных, часто причудливых деформаций («саксонская тектоника»).

Молодая платформа Средней и Западной Европы резко отличается от древней Восточно-Европейской платформы малой толщиной коры и высоким тепловым потоком (см. рис. 3, 4).

Толщина коры в Средней и Западной Европе 25—30 км, в направлении Северного моря и Атлантического океана она еще больше уменьшается. Средние сейсмические скорости в консолидированной коре низкие (6,1—6,2 км/с). Тепловой поток в 1,5—2 раза выше «нормального» (60—80 мВт/м<sup>2</sup>). Обычно скорости в кровле мантии около 8,0 км/с, но на глубине 50—200 км сейсмические наблюдения выявляют линзы волноводов, в которых скорости падают до 7,4 км/с. Только глубже 250 км начинается последовательное увеличение сейсмических скоростей, которые на глубине 300 км достигают 8,5 км/с. Следовательно, в данном случае можно говорить о наличии хорошо развитой астеносферы.

Глубинные выбросы, обнаруживаемые в щелочных лавах, указывают на то, что верхняя мантия Западной Европы сложена лерцолитами, шпинелевыми перидотитами и пироксенитами [56, 57].

Характером активизации с Западной Европой сходна Китайская платформа, расположенная на противоположной окраине Евразии. Платформенный режим здесь, однако, значительно более древний. На Северо-Китайской платформе он установился в конце раннего протерозоя, осадочный чехол здесь начал формироваться уже в рифее и венде. На Южно-Китайской платформе платформенный режим начался в позднем рифее.

Активизация платформы началась в конце триаса энергичными глыбовыми движениями. Образовались глубокие с контрастными ограничениями синеклизы — Ордосская и Сычуанская, в которых накапливались угленосные осадки нижней юры. В средней и поздней юре преобладали уже красноцветные отложения. Еще более интенсивные дислокации произошли в конце юры. Эту эпоху китайские геологи называют яньшанским тектогенезом, а возникшие при этом структуры — структурами «дива» [39, 129]. Интенсивные вертикальные движения глыбового типа продолжались в мелу, палеогене и неогене (рис. 101). Местами (особенно в Сычуанской синеклизе) образовались линейные складки промежуточного (гребневидного) типа, связанные с нагнетанием материала по разрывам.

Активизация, приведшая к раскалыванию платформы на множество глыб, сопровождалась сильным магматизмом — интрузивным и эффузивным. Образовались интрузии гранитов, гранодиоритов, щелочных пород с абсолютным возрастом от 80 до 130 млн лет. Среди эффузивных пород преобладают риолиты, но отмечают и оливиновые базальты. Граниты богаты щелочами. Некоторые из них следует отнести к ультракислым породам (содержание кремнезема до 76 %, суммы оксидов натрия и калия более 8,5 %). Всегда преобладает калий. В истории магматизма наблюдается антидромная последовательность — от кислых пород к основным. Весь магматизм тесно

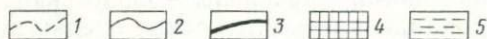
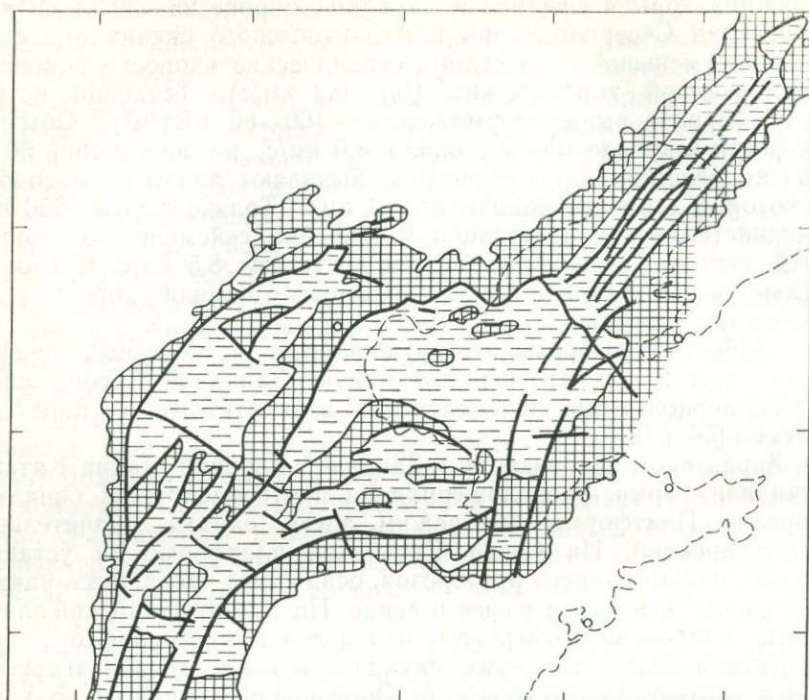


Рис. 101. Схема горстов и грабенов на Северной Китайской платформе для олигоценового времени (по *Йе и др.*):

1 — береговая линия; 2 — современные границы осадочного бассейна; 3 — сбросы; 4 — горсты; 5 — грабены

связан с разломами, и воздействие магмы на окружающие породы очень мало. Лишь местами вдоль разломов наблюдается мигматизация.

О глубинном строении тектоносферы Китайской платформы пока сведений мало. Есть данные, указывающие на небольшую толщину коры (30—35 км) и на высокий тепловой поток.

Огромная область тектоно-магматической активизации — Центральная Азия, занимающая весь центр Евразии. К этой области принадлежит Западное Забайкалье.

Режим глыбовой тектоно-магматической активизации проявился в Западном Забайкалье, как и в Европе, в мезозое и кайнозое [72, 73, 75]. Прежде всего, здесь сформировались многочисленные разломы преимущественно северо-восточного простирания; вертикальные дифференцированные движения привели к разделению всей области на горсты и грабены. Это со-

провождалось вулканизмом и отложением континентальных осадочных серий.

Фундаментом мезозойско-кайнозойских структур служили породы, испытавшие метаморфизм, складчатость и гранитизацию в западных районах Западного Забайкалья в байкальском эндогенном цикле, а в восточных и южных районах — в герцинском цикле. Палеозойская история заканчивается излиянием пермских базальтов и андезит-базальтов. В триасе начинается формирование приразломных прогибов, в которых накапливаются главным образом вулканогенные породы — сначала кислые, затем основные. В ранней и средней юре прогибы продолжают опускаться и расширяться. Они заполняются щелочными лавами — трахиандезитами и трахибазальтами, а также конгломератами и грубыми песчаниками. В поздней юре и раннем мелу накапливается угленосная песчано-глинистая континентальная толща, играющая основную роль во всем разрезе пород. Мощность угленосной толщи достигает 2 км. В поздней юре на юге области образуются интрузии кислых гранитов, а также диоритов и гранодиоритов.

В конце раннего мела наступает эпоха временного успокоения тектонических движений и выравнивания рельефа. Новое оживление наступает в неогене и антропогене, когда формируется современный рельеф и образуются глыбовые конгломераты.

Глубинное строение тектоносферы Западного Забайкалья в деталях неизвестно. Область находится в зоне отрицательных изостатических аномалий, охватывающих всю Центральную Азию (см. рис. 98). К этой зоне принадлежит и Байкальский рифт. Можно предполагать, что в Западном Забайкалье верхняя мантия разуплотнена по сравнению с мантией древней Сибирской платформы. Это тем более вероятно, что в ряде мест в Забайкалье были обнаружены повышенные тепловые потоки, достигающие  $80 \text{ мВт/м}^2$ . Вместе с тем толщина коры здесь, по видимому, велика (40—50 км).

Еще один пример глыбовой тектоно-магматической активизации мы видим в Центральных Андах Южной Америки.

Если относительно Северных (Колумбийских) и Южных (Патагонских) Анд не возникает сомнений в их принадлежности в течение мезозоя к типичной геосинклинали киммерийского цикла, то характер развития Центральных Анд (Перуанских, Чилийских и частично Аргентинских) вызывает дискуссии.

Нормальное полициклическое геосинклинальное развитие здесь продолжалось до конца палеозоя, когда был сформирован складчатый метаморфизованный фундамент, в котором в наиболее древних частях метаморфизм достигает гранулитовой стадии. Гранитные массивы составляют существенную часть фундамента.

Мезозойская и кайнозойская история Центральных Анд может быть разделена на три этапа [54, 171]: поздний триас — середина мела; поздний мел — миоцен; плиоцен — ныне.

В течение первого этапа Центральные Анды были расчленены на продольные прогибы и поднятия. В прогибах накопились чрезвычайно мощные (до 15 км) монотонные вулканогенные породы, представленные в малой степени спилит-кератофирами, а главным образом — андезитами. Вулканогенные породы накапливались преимущественно на дне мелкого моря, но временами происходило осушение. К востоку, по направлению к платформе, вулканогенные фации сменяются осадочными (глинисто-известковыми) малой мощности. Усиление дифференцированных вертикальных движений коры с образованием глыбовых структур происходило в оксфорде («арауканская» фаза) и после альба. Начиная с сеномана (около 100 млн лет назад), стал формироваться знаменитый Андийский батолит — огромное (около 2000 км в длину и до 80 км в ширину) и сложное образование, состоящее из комплекса даек, силлов и штоков. Породы по составу варьируют от габбро до кислых гранитов со значительным преобладанием гранодиоритов.

Магма была сухой, анатексис отсутствовал, метаморфическое влияние гранитоидов на вмещающие породы было минимальным. Магма (температура 550—600 °С) застывала на глубине 4—8 км. Характерно низкое стронциевое отношение [160].

Батолит в основном формировался в течение следующего этапа. Его образование растянулось на 70 млн лет (100—30 млн лет назад). На этом этапе морское осадконакопление почти повсеместно сменилось континентальным. Продолжалось массовое излияние андезитов, усиливались контрасты между глыбовыми поднятиями и опусканиями, морские осадки формировались лишь вдоль современного берега океана. В конце миоцена произошло выравнивание рельефа и была выработана поверхность денудации, возраст которой 7—11 млн лет. Анды превратились в полого холмистую страну.

Современные Анды с их огромными высотами возникли за период от среднего плиоцена до четвертичного времени. В результате вертикальных движений миоценовая поверхность денудации была поднята на высоту до 4,5 км. Движения носили резко выраженный глыбовый характер и были связаны с дробным расчленением всей горной страны на блоки глубинными вертикальными разломами. Характер проявления вулканизма вместо площадного стал центральным, оставаясь по составу андезитовым. Многочисленные вулканы, расположенные цепочкой вдоль оси Центральных Анд, сохраняют свою активность до сих пор.

Орографическая связь по простиранию Центральных Анд с Северными и Южными (явно геосинклинальными) и общая

судьба всех Анд на последнем этапе развития, когда формировался огромный Андийский хребет, склоняют исследователей к тому, чтобы видеть и в мезозойских Центральных Андах признаки геосинклинального развития. Однако это — особый тип «андезитовой» геосинклинали без офиолитов, регионального метаморфизма и голоморфной складчатости. Предложено такие геосинклинали называть ламинарными, т. е. окраинными [147].

Между тем различия между нормальными геосинклиналями и этой «ламинарной» геосинклиналью столь велики и принципиальны (достаточно указать на почти полное отсутствие основного вулканизма и складчатости), что отнесение этой области к геосинклиналям, хотя бы и особого типа, лишает само понятие «геосинклиналь» четкости.

Все то, что происходит в мезозое в Центральных Андах, наилучшим образом укладывается в представление о глыбовой тектоно-магматической активизации. Оговоримся, что в развитии Анд в мезозое и кайнозое есть много общего с орогенным режимом (глыбовая тектоника, андезитовый вулканизм, отсутствие площадной голоморфной складчатости). Однако собственно горообразование (основной признак орогенного режима) здесь начинается только в плиоцене. Эту последнюю фазу развития Анд — плиоцен-четвертичную — мы и относим к орогенному режиму. Но ему предшествует длительное (в течение всего мезозоя и большей части кайнозоя) состояние, которое, как нам кажется, правильнее всего характеризовать как режим глыбовой тектоно-магматической активизации.

Глубинное строение Центральных Анд характеризуется чрезвычайно большой толщиной земной коры (до 60 км и более).

Проявления глыбовой тектоно-магматической активизации разнообразны. Разнообразие касается преимущественно характера магматизма и толщины коры. В трех рассмотренных случаях — в Западной Европе, на Китайской платформе и в Западном Забайкалье — активизация сопровождается преимущественно щелочным магматизмом. Однако в Западном Забайкалье кора толстая, а в Западной Европе и КНР — тоньше нормальной. По составу магмы эти проявления активизации сходны с рифтовым режимом. Особенно очевидно такое сходство для регионов с тонкой корой. Различие лишь в том, что рифтовый режим проявляется в узких зонах (сугубо локально), тогда как глыбовая активизация распространяется одновременно на широкой площади. В какой-то мере это — рифтовый режим площадного распространения.

В одном из рассмотренных случаев — в Центральных Андах — проявления активизации сходны с орогенным режимом. Толстая кора, известково-щелочной тип магм, среди которых преобладают средние по составу породы — андезиты и гранодиориты.

**Режим метаморфической активизации.** В фундаменте древних платформ и протоплатформ широко распространено явление так называемого диасхизиса [108], или метаморфического «омоложения». В частности, диасхизис развит в архейских глыбах фундамента Восточно-Европейской платформы. Он известен на Анабарском и Канадском щитах, но особенно сильно проявляется на южных древних и протоплатформах — Африканской, Бразильской, Индийской.

Процесс активизации выражается в том, что без предварительной геосинклинальной «подготовки» развивается метаморфизм вплоть до гранулитовой фации, происходит переплавление пород, образуются калиевые граниты, внедряются анортозиты и диориты. Эти явления сопровождаются и сильными деформациями пород.

В докембрийской истории континентов есть определенные эпохи, когда преимущественно проявлялся процесс метаморфической активизации, — рубежи на уровнях 3,1; 2,4; 1,7—1,4 млрд лет [59]. Едва ли можно сомневаться в том, что в этом явлении мы видим глубинный срез зон древних эпиплатформенных орогенных режимов. Поэтому выделение метаморфической активизации в самостоятельный режим условно и определяется чисто внешними различиями между древней мобилизацией глубоких слоев коры и более молодыми орогенными поднятиями на поверхности коры.

**Платобазальтовый режим.** Этот режим замечателен тем, что проявляется в излиянии на континентах огромных объемов весьма однообразных толентовых базальтов, среди которых породы другого состава играют сугубо подчиненную роль. Базальт изливается по трещинам очень спокойно, покровы базальтов растекаются на больших площадях. Суммарная мощность базальтов может измеряться километрами. Их толща состоит из отдельных покровов, которые изливались, как показывают расчеты, с промежутками в несколько десятков тысяч лет. Во время промежуточных периодов территория заселялась, следы жизни (остатки растительных и пресноводных организмов) обнаруживаются между покровами.

Помимо излияний, образуются пластовые интрузии основного состава — габбровые или диабазовые. В области излияния платобазальтов земная кора обычно несколько прогнута. Всем этим, а также составом излившихся пород платобазальтовый режим отличается от рифтового, который связан со сводовым поднятием земной коры и для которого характерны излияния не толентовых, а щелочных базальтов.

Платобазальты на древних платформах известны с протерозоя. Однако первое массовое проявление платобазальтового режима приходится на конец палеозоя и начало мезозоя.

На Сибирской древней платформе платобазальты и связанные с ними пластовые основные интрузии образовались в конце перми — начале триаса. Базальты покрывают площадь в 1,5 млн км<sup>2</sup>, мощность их достигает 2 км. Пластовые интрузии габбро и диабазов также имеют в отдельности большую мощность (до 100 м), а суммарная их мощность, возможно, превышает 1 км. Эти магматические проявления приурочены главным образом к Тунгусской синеклизе.

В позднем триасе — ранней юре платобазальтовый комплекс образовался на древней платформе в Южной Африке в синеклизе Карру, где лавы мощностью до 1400 м покрывают площадь в 26 тыс. км<sup>2</sup>. Значительно большая площадь (570 тыс. км<sup>2</sup>) в том же районе охвачена образованием пластовых интрузий долеритов того же возраста. Отдельные интрузии имеют мощность до 300 м [34].

Следующая эпоха массовых излияний платобазальтов приходится на мел, палеоген и неоген. В Южной Америке на древней платформе в синеклизе Парана развиты платобазальты раннемелового возраста. В конце позднего мела и в начале палеогена изливались платобазальты Декана на Индийской древней платформе. Эти базальты сейчас покрывают площадь в 500 тыс. км<sup>2</sup>, но первоначальная их площадь была значительно больше (часть базальтов погребена под водами Бомбейского залива). Мощность Деканских платобазальтов достигает 2 км.

Наконец, миоценовый возраст имеют платобазальты Колумбийского плато в Кордильерах Северной Америки. Эти излияния приурочены к срединному массиву, расположенному внутри киммерийской геосинклинали.

В Тунгусской синеклизе, которая пересечена профилем глубинного сейсмического зондирования, накопление платобазальтов связано с прогибанием коры, соответствующим мощности вулканогенных пород, и некоторым уменьшением толщины коры по сравнению с соседними участками Сибирской платформы.

**Режим центральных интрузий и трубок взрыва.** Для этого режима характерны интрузии различного состава — от ультраосновных и щелочных пород до кислых, а также кимберлитовых трубок взрыва на древних платформах.

К данному режиму следует отнести, например, большие интрузии нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове. Возраст их позднедевонский или пермский. На Алданском щите известны щелочные мезозойские интрузии. В Южной Африке формация Карру прорывается мезозойскими гранитными плутонами Эронго и Брандберг (шток диаметром 20 км).

Кимберлитовые трубки различного возраста (от позднего протерозоя до раннего мела) известны в Африке, Бразилии и на Сибирской платформе.

Все подобные магматические проявления знаменуют кратковременную и локальную магматическую активизацию древних платформ, которые до этого в течение сотен миллионов и даже миллиардов лет были совершенно амагматичны и после этого эпизода снова надолго становятся амагматичными.

### ТАФРОГЕННЫЙ РЕЖИМ

Тафрогенный\* режим — образование глубоких прогибов в кровле консолидированной коры — противоположен орогенному. Прогибы полностью или частично компенсируются накоплением осадков, поверхность которых может быть выше или ниже уровня моря. Прогибы могут иметь любую форму (округлую, неправильную) и не обязательно ограничиваться разрывами. Следовательно, термин «тафрогенный» (тафрос — ров) надо понимать в широком смысле [15]. Для структур, создаваемых этим режимом, предложены также термины «лабигенные структуры» [76], «овалы оседания» [117]. Термин «оседание» особенно подходит, так как края депрессий имеют ступенчатый характер и осложнены сбросами, по которым происходит оседание земной коры.

Весьма существенно (и это должно входить в определение), что тафрогенный режим связан с сильным сокращением мощности консолидированной коры. Хотя прогиб и заполнен осадками, мощность всей коры в целом меньше средней мощности, граница Мохо выпуклая. Такую выпуклость кровли мантии называют «антикорнем».

Земная кора, как и при орогенном режиме, близка к изостатическому равновесию. Низкая плотность осадков компенсируется тяжелым материалом выступа мантии.

Наиболее простыми примерами могут служить Вилюйская и Прикаспийская синеклизы (рис. 102).

В глубинном строении прогибов этого типа могут быть заметные различия. В одних случаях все выделяемые сейсмическими методами слои консолидированной коры уменьшаются в мощности более или менее равномерно. В других случаях резко уменьшается мощность верхнего низкоскоростного (гранито-гнейсового) слоя (см. рис. 102). Наблюдаются также случаи, когда при сохранении в общем нормальной толщины коры под тектоническими прогибами, заполненными рыхлыми осадками, обнаруживаются прослои, линзы или неправильной формы включения аномально плотного материала с сейсмиче-

\* Широко распространено использование термина «тафрогенез» в качестве синонима термина «рифтогенез». Автор придает этим терминам разный смысл. В то же время, выделяемые самостоятельные рифтовый и тафрогенный режимы имеют и явные черты сходства, что является некоторым оправданием такого употребления терминов.

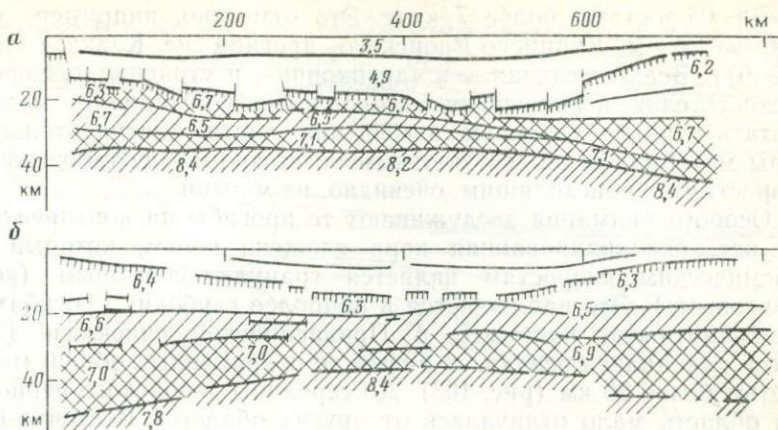


Рис. 102. Профили глубинного сейсмического зондирования через Прикаспийскую (а) и Вил'ойскую (б) тафрогенные впадины (по Н. И. Павленковой, 1984)

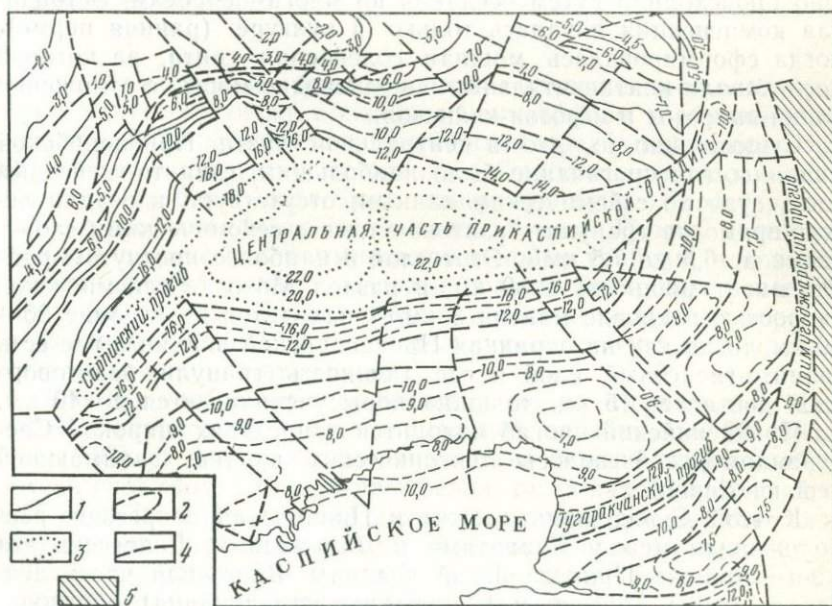


Рис. 103. Структурная карта поверхности фундамента Прикаспийской синеклизы (по Н. В. Неволину, 1978):

1 — изогонсы преломляющей поверхности с  $V_r$  6,2—6,6 км/с на северном и западном бортах впадины; 2 — изогонсы преломляющей поверхности с  $V_r$  6,2—6,5 км/с на восточном и южном бортах впадины; 3 — изогонсы высокоскоростной преломляющей поверхности с  $V_r$  6,7—7,1 км/с; 4 — разрывы (уступы) в фундаменте; 5 — обнаженная часть складчатого Урала.

Изогонса 3 охватывает области, где осадки залегают непосредственно на гранулит-базитовом слое

скими скоростями более 7 км/с. Это отмечено, например, для разреза коры Куринско-Рионского прогиба на Кавказе (см. рис. 97). Все эти случаи — и «антикорни», и утонение низкоскоростного слоя, и включения высокоплотного материала — можно считать единым явлением замещения части континентальной коры материалом более плотным, с высокими сейсмическими скоростями, происходящим, очевидно, из мантии.

Особого внимания заслуживают те прогибы на континентах, где вся консолидированная кора сложена слоем, который по сейсмическим скоростям является гранулит-базитовым («базальтовым»). Это наблюдается в наиболее глубоких прогибах — «безграничных», например в Прикаспийской синеклизе [74]. Здесь накопились осадки от рифея до современных общей мощностью более 20 км (рис. 103). До середины девонского периода эта область мало отличалась от других областей Восточно-Европейской платформы. Но со среднего девона на центральном участке Прикаспийской впадины началось преимущественно некомпенсированное прогибание, опережавшее осадконакопление. Оно происходило путем оседания по многим сбросам. Устойчивая компенсация началась только в кунгуре (ранняя пермь), когда сформировалась мощная соленосная свита, за которой последовали континентальные и мелководно-морские отложения конца палеозоя и мезозоя-кайнозоя.

Существенно то, что в центральной части Прикаспийской впадины, где прогибание было наибольшим, гранито-гнейсовый слой, судя по сейсмическим данным, отсутствует, и осадки лежат прямо на гранулит-базитовом слое с сейсмическими скоростями от 6,5 до 7,5 км/с. Этот слой в наиболее прогнутом районе имеет мощность 6—9 км, и раздел Мохо (с сейсмической скоростью в кровле мантии 8 км/с) находится на глубине 26—30 км, тогда как на окраинах Прикаспийской впадины, где есть гранито-гнейсовый слой и где мощность гранулит-базитового слоя достигает 15 км, толщина коры увеличивается до 40 км.

Прикаспийский прогиб находится в пределах широкой Средиземноморской полосы тектонических впадин, занимающей весь юг Европы.

К этой полосе принадлежит и Паннонская депрессия, расположенная между Карпатами и Динаридами. Депрессия эта много моложе Прикаспийской впадины. Восточная часть депрессии (горы Апусени и Трансильванская впадина) образовалась в конце миоцена и наложилась на внутреннюю зону складчатого пояса Карпат. Это — результат новейшего расширения площади Паннонской депрессии. Более западная часть депрессии образовалась на месте бывшего срединного массива. В фундаменте депрессии есть признаки диастрофизма байкальского возраста, но последним общим диастрофизмом был герцинский. Судетская фаза складчатости на рубеже ранне- и среднекамен-

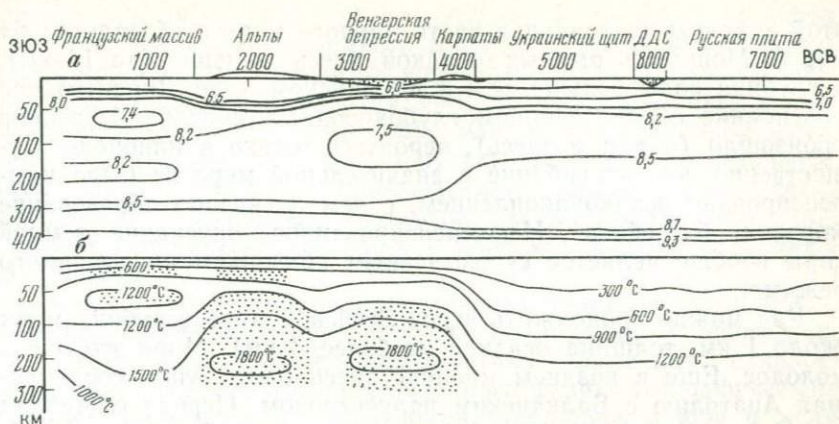


Рис. 104. Профили глубинного сейсмического зондирования (а) и рассчитанных температурных полей верхней мантии (б) (по Н. И. Павленковой, 1984). Точками показаны осадочные бассейны (на профиле а) и области вероятного частичного плавления (на профиле б)

ноугольного времени была главной и завершающей в истории фундамента. Тогда же проявился метаморфизм и образовались граниты. В конце палеозоя Паннонский срединный массив был поднят и подвергнут денудации. Опускание продолжалось только в грабене Игал-Бюкк северо-восточного простирания, где осадки накапливались до конца триаса. Позже, в течение мезозоя, на массиве формировались новые грабены, в которых накапливались юрские и меловые осадки. Более или менее общее оседание депрессии началось по многочисленным сбросам со среднего миоцена, а окончательную однородность депрессия приобрела лишь в антропогене.

Для нас особый интерес представляет то, что кора под Паннонской депрессией тоньше нормальной, ее мощность 23—26 км (рис. 104). В данном случае кора стала тоньше главным образом за счет гранулит-базитового слоя, тогда как гранито-гнейсовый слой (по сейсмическим данным) сохраняется. Верхние слои мантии под Паннонской депрессией разуплотнены и скорости в них составляют 7,6—7,7 км/с. Сильно повышен тепловой поток, в некоторых пунктах он более 100 мВт/м<sup>2</sup>.

Другие впадины этой полосы — морские. Они могут быть мысленно расположены в некоторый последовательный структурный ряд.

Неподалеку от Прикаспийской впадины находится южная впадина Каспийского моря, где под мощным (до 20 км) осадками и мелким морем залегает консолидированная кора, лишенная гранито-гнейсового слоя. Незначительно отличается от

этой впадины центральная часть Черного моря с «базальтовой» корой. Мощность рыхлых осадков здесь меньше (до 14 км), а глубина воды больше, чем в Каспийском море. Значительное прогибание с образованием глубоководных морских бассейнов произошло (и там и здесь), вероятно, только в плиоцене. Существенно, что прогибание в значительной мере не было компенсировано осадконакоплением, с чем и связано образование морских бассейнов. Некомпенсированное опускание земной коры вообще является существенным признаком описываемого режима.

Ряд можно продолжить через Эгейское море (глубина моря около 1 км, толщина осадков не более 3 км). Море это очень молодое. Еще в позднем миоцене здесь была суша, соединявшая Анатолию с Балканским полуостровом. Первая обширная морская трансгрессия произошла в плиоцене. В раннем плейстоцене в результате регрессии море распалось на отдельные озера. Окончательное оседание, не компенсированное осадками, произошло в среднем плейстоцене [154, 156]. Опускание сопровождалось сильным раскалыванием коры. Кора континентальной природы и небольшой (25 км) мощности подстилается мантией, в кровле которой, как и под Паннонской депрессией, сейсмические скорости ниже нормальных (7,7 км/с). Однако положительная изостатическая аномалия указывает на то, что глубже разуплотненного слоя должна залегать тяжелая аномальная масса [1].

Следующие объекты в этом ряду — восточная и центральная части Средиземного моря, которое подстилается погруженной континентальной корой Африканской платформы. Мощность коры значительно уменьшена по сравнению с наземной платформой: в восточной (Левантийской) котловине — 20—27 км (12—16 км осадков). В Ионическом море при той же общей толщине коры мощность осадков 6—8 км [60].

Особый интерес вызывает западная часть Средиземного моря. Здесь находятся впадины Альборанская, Алжиро-Прованская и Тирренская. В самой мелкой Альборанской впадине (глубина ее около 1 км) бурением обнаружен метаморфический фундамент континентального типа. Скважина, заложенная здесь, пройдя 867 м осадков (четвертичных, плиоценовых и тортона), вошла в разрушенную поверхность фундамента, сложенного гнейсами, гранитами и перидотитами. Возраст гранитов, вероятно, докембрийский. Метаморфический фундамент вскрыт также к югу от о. Менорка, в Лигурийском море южнее Генуи, а также западнее Сардинии на глубинах до 2—2,5 км. Края впадин осложнены многочисленными сбросовыми уступами. При этом с углублением моря мощность континентальной коры уменьшается. В континентальных областях, окружающих Средиземное море, кора имеет мощность 27—37 км. Под Альборан-

ским морем она вдвое тоньше — 17 км. В глубоких областях западных впадин Средиземного моря кора имеет океанический характер: в ней нет гранито-гнейсового слоя и толщина колеблется от 11 до 15 км, включая 3—6 км осадков. Однако в Тирренском море на глубинах более 3000 м драгированием выявлено значительное количество отдельных пятен метаморфических пород (вероятно, палеозойских), обнажающихся среди миоценовых толеитовых базальтов океанического типа [161]. Средние сейсмические скорости в коре морей этого типа высокие — около 6,6 км/с.

Геологическая история прилегающих участков суши указывает на то, что медленное «предгеосинклинальное» прогибание в месте Западно-Средиземноморских бассейнов началось в перми и триасе в условиях лагунного физико-географического режима. Возможно, что прогибание усилилось в юре и мелу.

В палеогене условия резко изменились. В окружающих западную часть Средиземного моря складчатых зонах палеоген представлен флишевой формацией, содержащей огромный объем обломочного материала — следствие явного размыва континентальной коры. И принесен он был со стороны области, занятой сейчас морем, где, следовательно, выросло поднятие. Тогда, вероятно, был уничтожен чехол мезозойских осадков, который заведомо отсутствует в Тирренском и Альборанском морях. Поднятие это расширялось и к концу палеогенахватило и флишевые прогибы. В это время в Бетских горах и горах Алжирского Атласа, опоясывающих Альборанское море соответственно с севера и с юга, образовались тектонические покровы, сложенные метаморфическими породами, по-видимому, палеозойского возраста. Корни этих покровов должны были находиться, как и источник флиша, в области, занятой ныне морем. Периферические зоны прогибания сместились далее в сторону окружающих платформ, и в этих новых прогибах накапливались молассы.

На берегу Тирренского моря на западном склоне Апеннин обнаружены конгломераты раннего и среднего миоцена с гальками метаморфических пород и гранитоидов, принесенными со стороны современного моря. И только с позднего миоцена появляются признаки того общего оседания в области Западного Средиземноморья, которое привело к образованию современного моря. При этом важным этапом было время развития лагунных условий в конце миоцена, когда почти повсеместно на дне моря отлагалась мощная «мессинская» толща эвапоритов. Окончательное и некомпенсированное осадконакоплением углубление моря произошло только в конце плиоцена и в плейстоцене [169].

Структура того же тафрогенного типа — Мексиканский залив.



Рис. 105. Схема строения верхней мантии под западной частью Средиземного моря (по М. Берри и Л. Кнопоффу, 1967).

Цифры на разрезах — скорости продольных и поперечных (в скобках) сейсмических волн (в км/с)

Верхние слои мантии под бассейнами Западного Средиземноморья и под Мексиканским заливом разуплотнены. Сейсмические скорости в них снижены (7,5—7,8 км/с). Разуплотненный слой под Средиземным морем находится на глубне 30 км, а по направлению к окружающим континентальным массивам опускается до глубины 100 км (рис. 105). Тепловой поток и в Эгейском море, и в западной части Средиземного моря повышен (более 80 мВт/м<sup>2</sup>).

Следовательно, все структуры этого ряда образовались в процессе оседания земной коры. Они различаются возрастом, степенью компенсации прогибания осадконакоплением, современным положением поверхности осадков относительно уровня моря. Во всех случаях исходной была континентальная обстановка. Прогибание носило, если не полностью, то в значительной степени некомпенсированный осадконакоплением характер. Этим тафрогенные структуры решительно отличаются от прогибов, создаваемых медленными колебательными движениями, когда мощность осадков близка к амплитуде прогибания. При тафрогенезе мы имеем дело не столько с прогибанием, сколько с быстрым оседанием земной коры по многочисленным разломам. Именно быстрота оседания и является причиной отсутствия его компенсации накоплением осадков. Глубина Средиземного моря в 3000 м достигнута за время менее 5 млн лет,

что в несколько раз быстрее континентальных компенсированных прогибаний. Чем глубже прогибание, тем больше земная кора отличается от своего нормального состояния, если таковым считать кору древних платформ. Сначала по мере углубления прогибов уменьшается мощность коры, которая остается континентальной, а затем меняется и ее состав: растет значение высокоскоростных (относительно более плотных) пород, а при еще более глубоком прогибании консолидированная кора приобретает целиком сейсмические свойства коры океанического типа. По данным бурения изменение сейсмических свойств соответствует изменению и вещественного состава. Под осадками обнаружен слой толентовых базальтов, вполне аналогичных океаническим. Молодые тафрогенные структуры (например, Паннонская депрессия, Эгейское море, западные бассейны Средиземного моря) характеризуются разуплотненным состоянием верхних слоев мантии и повышенным тепловым потоком. Значительно более древняя Прикаспийская депрессия этими свойствами не обладает.

Средние сейсмические скорости в консолидированной коре в областях тафрогенного режима значительно выше скоростей, которые характеризуют эпигеосинклинальный орогенный режим. Если в эпигеосинклинальных орогенных областях с мощной корой средние сейсмические скорости не выше 6,3 км/с, то в тафрогенных структурах средние скорости достигают 6,6 км/с. Они превышают средние скорости в областях эпиплатформенного орогенеза. Интересно, что повышенные средние сейсмические скорости сочетаются с повышенным тепловым потоком, тогда как в орогенных областях столь же повышенные тепловые потоки сочетаются с низкими средними сейсмическими скоростями. Однако и там и здесь (и в орогенных, и в тафрогенных областях) отмечается в равной мере разуплотненное состояние верхних слоев мантии.

Каков может быть механизм утонения континентальной коры и, в конечном счете, ее полного замещения корой океанической? Каковы условия и причины этого процесса, который мы назовем океанизацией?

Широко распространено мнение, что и утонение континентальной коры, и океанизация связаны с явлением растяжения. Сначала континентальная кора пластично растягивается и при этом становится тоньше, а затем она разрывается; на обнаженной в разрыве поверхности мантии формируется новая океаническая кора.

Однако, когда речь идет о таких внутриконтинентальных впадинах, как Прикаспийская или Черное и Эгейское моря, или Паннонская депрессия, просто нет места для необходимого большого растяжения коры. Связность окружающих такие впадины структур этому категорически препятствует. Чтобы было

достигнуто существенное утонение коры, необходимо растяжение очень большого масштаба [5]. Не проще дело обстоит и с полным разрывом континентальной коры, который следует предполагать там, где кора имеет океанический характер. Образование глубоких впадин Средиземного моря с базальтовой корой объясняют крайне сложными перемещениями и поворотами отдельных блоков континентальной коры. Предложенные схемы никак не согласуются с геологическими данными.

Гораздо ближе к реальности представление о связи описываемых преобразований, которые назовем океанизацией, с переходом пород континентальной коры в эклогит [4]. При переходе габбро в эклогит значительно повышается плотность породы (от 2,9 до 3,4 г/см<sup>3</sup>). Повышение плотности должно вызывать опускание поверхности уже в силу уменьшения объема пород, испытывающих фазовый переход. В еще большей степени опускание вызывается погружением всей коры, увлекаемой тонушими в мантии ее нижними слоями.

Однако эта идея все же наталкивается на значительные трудности. Во-первых, далеко не все породы континентальной коры могут перейти в эклогит. Для кислых и средних пород такое превращение исключено, а они играют существенную роль в строении континентальной коры. Во-вторых, переход габбро и других основных пород в эклогит требует определенного сочетания температуры и давления, от которого зависит важный фактор — скорость реакции. История Эгейского и Средиземного морей показывает, что океанизация происходит геологически очень быстро. Моря, образовавшиеся в миоцене, прошли весь цикл океанизации не более чем за 10—15 млн лет. Кинетика фазового перехода исследована С. В. Соболевым. Он установил, что при тех температурах в нижних слоях коры, которые характерны для условий платформ (400—500 °С), скорость реакции ничтожно мала. Она увеличивается с повышением температуры; при 800 °С время перехода составляет около 10<sup>6</sup> лет. Однако при температуре 800 °С эклогитизация требует давления не менее 2 · 10<sup>9</sup> Па. Такое давление в коре отсутствует. В основании континентальной коры давление может достигнуть не более половины указанной величины.

Океанизация повсеместно связана с повышенным тепловым потоком, и это требует особенно высокого давления для осуществления реакции эклогитизации. Материал континентальной коры (но не весь!) может подвергнуться эклогитизации лишь после того, как будет опущен на глубину не менее 60 км.

Автор полагает, что решить проблему океанизации можно лишь предполагая, что континентальная кора при определенных условиях поглощается мантией. Эти условия наступают, когда на границе между корой и мантией создается достаточная для этого инверсия плотности.

Области, испытавшие океанизацию в недавнее геологическое время, характеризуются пониженными сейсмическими скоростями в верхних слоях мантии и повышенным тепловым потоком. Это тепловое возбуждение верхней мантии, сопровождаемое сильным ее разуплотнением, и играет, вероятно, основную роль.

Известно, что в ряде эндогенных режимов (например, в рифтовом) «аномальная» разуплотненная мантия поднимается вплоть до подошвы земной коры в форме диапиров. Это означает, что мантийная часть литосферы полностью поглощена аномальной мантией. Поэтому возможность возникновения инверсии плотности между аномальной мантией и мантийной частью литосферы очевидна. Но этого недостаточно. Требуется инверсия плотности между аномальной мантией и континентальной корой, чтобы и последняя могла быть поглощена мантией.

Можно представить, что в условиях особенно сильного теплового возбуждения и большой рассеянной проницаемости коры, при некотором небольшом ее растяжении, последняя очень густо пронизывается основными и ультраосновными интрузиями, а на поверхность изливаются потоки базальтов. Сначала обстановка сходна, вероятно, с той, которая сейчас наблюдается в областях платобазальтового вулканизма. Магма распространяется в коре в виде даек и наклонных и горизонтальных силлов.

Средняя плотность образующихся после застывания магмы основных и ультраосновных пород составляет  $3,0-3,2 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, эти породы повышают среднюю плотность коры, которая обычно равна  $2,8-2,9 \text{ г/см}^3$ . Кроме того, блоки земной коры, окаймленные дайками и силлами расплавленной мантии, подвергаются прогреванию, что должно вести к дегидратации пород и повышению степени их метаморфизма. Например, метаморфизм гранулитовой фации может развиваться при температуре  $700^\circ\text{C}$  и давлении  $600 \text{ МПа}$  и более. Такое давление соответствует приблизительно глубине  $18 \text{ км}$ . Следовательно, вся нижняя половина коры приобретает при этом плотность в среднем  $3,1 \text{ г/см}^3$ . В верхней части коры расширится зона амфиболитовых фаций, а под толстым покровом излившихся базальтов фация зеленых сланцев может распространиться вплоть до поверхности осадочного чехла. В результате плотность всей коры в среднем, возможно, достигнет  $3,0 \text{ г/см}^3$ , но в ней будут присутствовать блоки с большей плотностью.

Приблизительно такую же плотность по расчетам имеет аномальная мантия (например, под срединными океаническими хребтами). При полном расплавлении части ультраосновного материала мантии в условиях особенно сильного прогрева плотность может снизиться еще более.

В подобной обстановке и происходит, по нашему мнению, процесс океанизации. Утяжеленные глыбы коры откальваются одна за другой от ее основания и тонут в разогретой мантии. Континентальная кора разрушается снизу вверх и постепенно становится все тоньше. При этом кора все больше погружается и, наконец, полностью замещается материалом мантии, на поверхности которой образуется серия пород, которую мы называем океанической корой. Одновременно из разрушающейся коры выделяется вода, которая заполняет образующуюся впадину.

Несколько дополнительных обстоятельств, по-видимому, благоприятствуют океанизации.

Во-первых, длительное предварительное поднятие местности создает условия, благоприятные для размыва кислых пород, образующих верхнюю часть коры. Длительная эрозия происходит, например, на платформах, в истории которых всегда есть периоды длительного поднятия. Возможно, поэтому океанизация преимущественно приурочена к краям платформ и к средним массивам.

Во-вторых, океанизация тесно связана с толеитовым магматизмом. Толеитовые базальты характеризуются крайне низким содержанием летучих. Например, воды в таких базальтах содержится от 0,1 до 0,5 %, тогда как в базальтах и андезитах островных дуг, принадлежащих к классу известково-щелочных магм, содержание воды достигает 5 %. Бедность летучими компонентами предполагает возможность сильного перегрева магмы и спокойного ее истечения в чрезвычайно маловязком состоянии и без взрывчатых эффектов, т. е. без потери содержащейся в магме тепловой энергии. Такая магма легко проникает в кору и легко растекается между ее слоями, что способствует всему процессу океанизации.

Отторгнутые от коры глыбы тонут в мантии. На глубине около 60 км часть содержащихся в них пород подвергается эклогитизации, что значительно повышает плотность глыб и заставляет их быстро «проваливаться» на дно аномальной мантии. Вместе с глыбами в мантию возвращаются и содержащиеся в коре некогерентные элементы. Они пополняют нижний, неистощенный слой верхней мантии. Таким образом осуществляется круговорот вещества между мантией и корой. Сначала в процессе дифференциации в течение долгого геологического времени идет выделение некогерентных элементов из мантии и их концентрация в континентальной коре. Затем при изменении условий (т. е. при значительном повышении температуры) процесс становится обратным: кора подвергается разрушению и поглощается мантией.

М. Е. Артемьев указывает [1], что по гравиметрическим данным под Эгейским и Средиземным морями, а также под Пан-

нонской депрессией ниже разуплотненного слоя верхней мантии можно предполагать наличие слоя аномально плотного вещества. Возможно, этот слой представляет собой скопление глыб, отторгнутых в процессе океанизации от мантийной литосферы и от коры и погружившихся в мантию.

## Глава VIII

### ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ МЕЖДУ КОНТИНЕНТАМИ И ОКЕАНАМИ

Обычно выделяют два типа переходных между континентами и океанами зон: атлантический и тихоокеанский (пассивный и активный). К ним мы добавляем третий — колумбийский (промежуточный).

#### ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

✓Этот тип переходных зон преобладает вокруг Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов [10, 24] и характеризуется, прежде всего, несогласным налеганием края океана на домезозойскую структуру соседних частей континента. Структура, срезанная краем океана, может представлять собой герцинскую складчатую зону, эпикаледонскую или древнюю платформу. Край континента — аллювиальная равнина, сложенная спокойно залегающими верхнепалеозойскими (пермскими), мезозойскими и кайнозойскими отложениями, как континентальными, так и мелководно-морскими, свидетельствующими о том, что прибрежная равнина неоднократно заливалась морем и снова осушалась. Чехол спокойно лежащих осадочных отложений несогласно залегает на размытой поверхности домезозойского фундамента. Таким образом, к концу палеозойской или к началу мезозойской эры прибрежные зоны континентов уже повсеместно характеризовались платформенным режимом.

✓Подводная часть переходных зон атлантического типа занята широким шельфом, ширина которого достигает местами многих сотен километров. ✓

Для строения нижних горизонтов осадочного чехла как на прибрежных равнинах, так и на шельфе характерно, что наиболее древние отложения чехла выполняют отдельные впадины сбросового происхождения, аналогичные тем авлакогенам, которые образовывались на платформах в начальные стадии формирования их осадочного чехла. Например, на шельфах, окаймляющих Атлантический океан, поверхность домезозойского фундамента осложнена грабенами, в которых отложились преимущественно континентальные пермские, триасовые, юрские отложения. А сплошной чехол начал образовываться с мела,

причем первоначально это были лагунные (соленосные) отложения, а позже (со второй половины раннего мела или с начала позднего мела) они сменились мелководными осадками открытого моря с отдельными прослоями континентальных осадков, объем которых уменьшается к внешнему краю шельфа.

Следовательно, в истории переходных зон атлантического типа можно выделить три стадии: поднятия — денудации, когда поверхность домезозойского фундамента подвергалась эрозионному выравниванию; лагунную; открытого моря. Такая последовательность подчеркивает основную направленность развития переходных зон атлантического типа — погружение земной коры. Амплитуда погружения возрастает от суши к внешней границе шельфа. Край суши как бы все больше наклоняется в сторону океана. Общему прогибанию предшествует раздобрение коры и образование грабенов. Существенно, что во всех переходных областях этого типа, где бы они ни находились, все стадии укладываются в период «пермь — четвертичное время» (последние 250 млн лет), хотя время проявления отдельных стадий в разных пунктах может несколько различаться. Для более раннего геологического времени никаких признаков существования края континента там, где этот край находится сейчас, нет. Нет и признаков существования океанов на месте современных океанических бассейнов.

В типичном разрезе через переходную зону атлантического типа (рис. 106) на континентальном склоне в ряде мест обнаруживаются уступы, расположенные на различной глубине, — от сотен метров до трех километров. Это — краевые плато. Наиболее изучено краевое плато Блейк у берегов Флориды (рис. 107). Длина его 900 км, ширина 300 км, глубина изменяется от 600 м на севере до 1200 м на юге. У противоположного берега Атлантического океана — близ Иберийского полуострова — известно Иберийское краевое плато, расположенное на глубине от 1800 до 2700 м. Ширина его 250 км. У берегов Норвегии расположено широкое (более 200 км) плато Воринг. В Индийском океане подобные краевые плато известны около Южной Африки, и особенно многочисленные — около Австралии. Некоторые из таких плато (например, плато Флемиш-Кап около Нью-Фаундленда или плато Эксмут и Натуралистов около Австралии) отделены от континента более или менее широкими расщелинами.

По данным бурения плато Блейк вплоть до начала эоцена представляло собой часть шельфа. Об этом свидетельствуют мелководные отложения верхнего мела в восточном уступе плато, которые подстилаются также мелководными (рифовыми) известняками нижнего мела. По геофизическим данным мелководный мел подстилается лагунными юрскими отложениями. Эоценовые и более молодые отложения уже глубоководные.

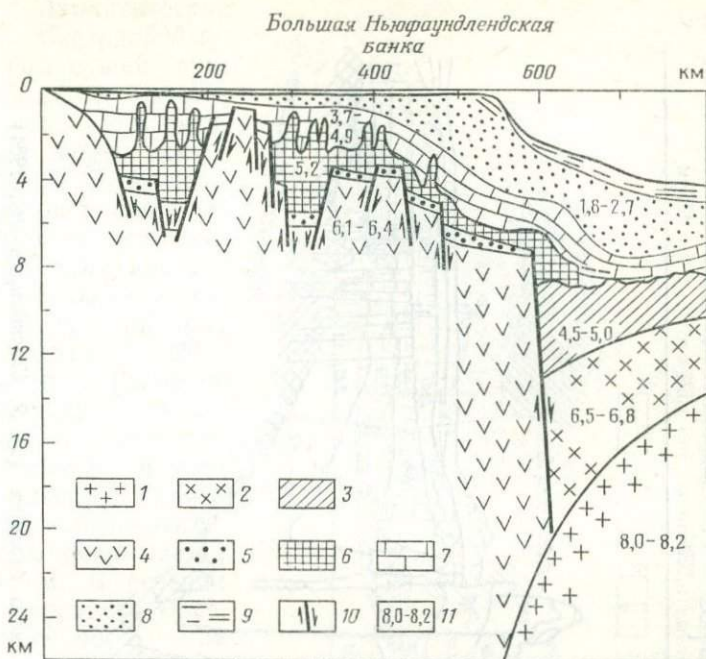


Рис. 106. Схематический разрез Атлантического побережья Северной Америки в районе Большой Ньюфаундлендской Банки (по Р. Шеридану):

1 — мантия; 2 — океаническая кора; 3 — океанический фундамент; 4 — докаменноугольные магматические и метаморфические породы; 5 — пенсильванские и триасовые осадочные породы; 6 — юрские (?) соленосные отложения; 7 — юрские карбонатные и терригенные осадки; 8 — меловые и палеогеновые осадки; 9 — современные отложения континентального склона; 10 — разломы

Следовательно, до конца позднего мела шельф был шире современного, затем от него откололось краевое плато, которое опустилось приблизительно на один километр. Аналогичная история и других краевых плато.

✓ Переходные зоны атлантического типа встречаются не только по периферии океанов, но и по краям отдельных морей. Такая зона окаймляет, например, Мексиканский залив.

Вулканизм в переходных зонах атлантического типа проявляется в целом в небольшом масштабе и приурочен к начальным стадиям погружения шельфа и прибрежной равнины и выражен полями даек и эффузивными покровами, переслаивающимися с осадками. Состав магм основной, нередко с повышенным содержанием щелочных элементов. ✓

Глубинное строение переходных зон атлантического типа характеризуется в основном уменьшением мощности континентальной коры от суши к шельфу и далее — к континентальному склону.

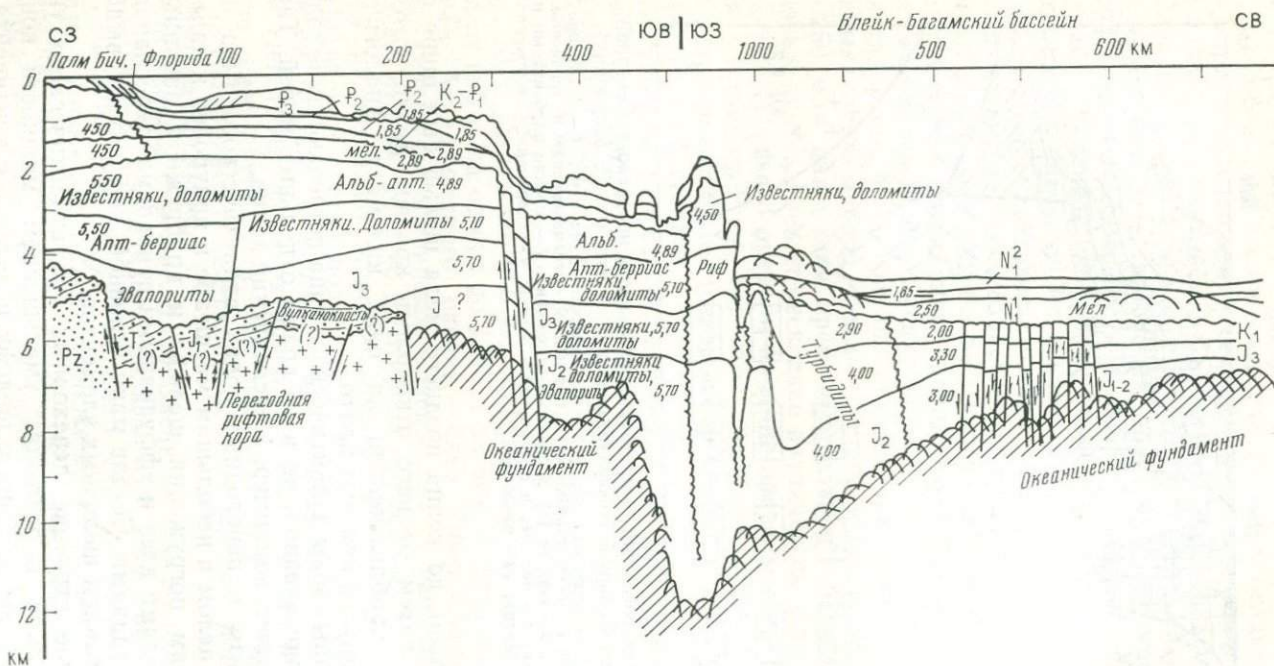


Рис. 107. Схематический разрез плато Блейк и Блейк-Багамского бассейна (по Р. Шеридану и др., 1981)

У Атлантических берегов Северной Америки под сушей, примыкающей к океану, мощность континентальной коры достигает 32 км. В переходной зоне подошва коры поднимается уступами (по мере того как подошва осадков опускается) до глубины под поверхностью 20—15 км. В переходной зоне от Африки к Индийскому океану в пределах шельфа и континентального склона толщина континентальной коры уменьшается до 10 км. В сечении через Баренцево море, расположенное на шельфе, толщина коры от 30 км в центре моря уменьшается до 23 км на Земле Франца-Иосифа и до 15 км на континентальном склоне [32].

Характерно появление в основании континентальной коры слоя или крупных включений (между коровыми и мантийными) сейсмическими скоростями (7,1—7,4 км/с). У Нью-Фаундленда такой слой имеет мощность 15 км при полной мощности коры 25 км. На плато Воринг (рис. 108) под толщей осадочных и метаморфических пород на глубине 10 км

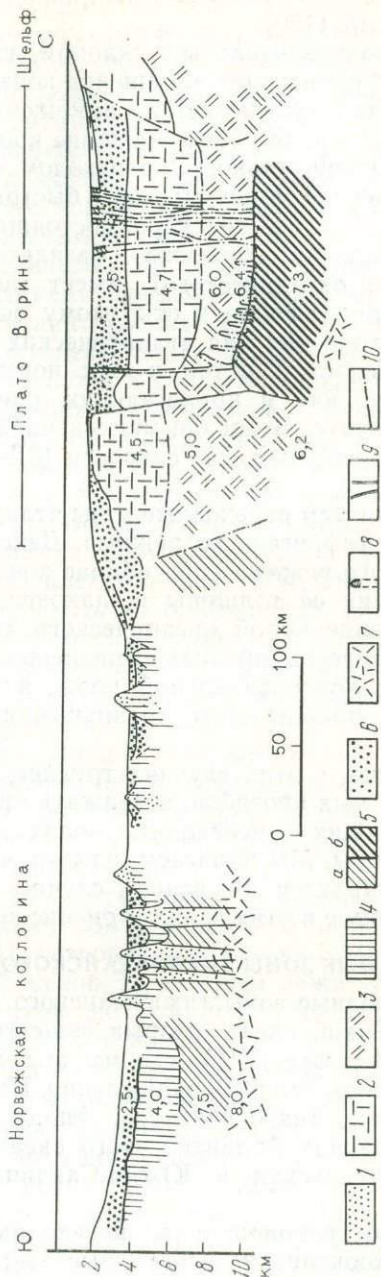


Рис. 108. Разрез земной коры на плато Воринг и в Норвежской котловине (по К. Хинчу, 1972):

1 — серпентиниты; 2 — мезозойские отложения; 3 — преимущественно кислые изверженные и метаморфические породы; 4 — базальты третьего океанического слоя; 5 — габбро и ультраосновные породы; 6 — кайнозойские осадки; 7 — ультраосновные породы верхней мантии; 8 — дайки основных пород; 9 — разрывы; 10 — границы раздела между веществами разной плотности

залегают массив очень плотных пород с сейсмической скоростью 7,1—7,3 км/с [150].

√Под континентальным склоном, где глубина океана достигает 3 км, происходит замещение континентальной коры океанической. Структурные детали замещения до сих пор не изучены. Возможно, в ряде мест замещение происходит по вертикальному разрыву очень резко. √С переходом от континентальной коры к океанической мощность коры быстро уменьшается. В переходной зоне океаническая кора, состоящая из обычных слоев (первого — осадочного, второго — базальтового и третьего — так называемого океанического), имеет мощность 14—16 км, которая по направлению к открытому океану уменьшается.

Землетрясения для атлантических переходных зон не характерны. Тепловой поток в них нормальный (40—50 мВт/м<sup>2</sup>), такой же, как в прилегающих океанических котловинах и на континенте. В кровле мантии наблюдаются нормальные для платформ сейсмические скорости (8,1—8,2 км/с). √

Мы считаем переходные зоны атлантического типа областями развития тафrogenного режима. Действительно, основные признаки такого режима (прогибание континентальной земной коры, уменьшение ее толщины и, наконец, полное ее выклинивание и замещение корой океанического типа) здесь имеются. Особенно интересны признаки внедрения плотного вещества в нижние слои континентальной коры, в чем можно видеть свидетельство постепенного «разрушения» коры и поглощения ее мантией.

Конечно, в этих случаях труднее, чем в случаях внутриконтинентальных прогибов, возражать против связи всех процессов, происходящих в переходных зонах этого типа, с растяжением земной коры. Мы полагаем, однако, что эта связь носит ограниченный характер. Во всяком случае, не с растяжением связано наблюдаемое в этих зонах утонение земной коры.

### ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

√Переходные зоны тихоокеанского типа окружают почти полностью Тихий океан, разрыв существует только на тихоокеанском побережье США, где мы выделяем переходную зону колумбийского типа. В окаймлении Индийского океана переходная зона тихоокеанского типа известна в Индонезии, а на окраинах Атлантического океана к этому типу зон относятся Антильская и Южно-Сандвичева островные дуги [10, 24, 98].

В противоположность переходным зонам атлантического типа, тихоокеанские переходные зоны в их наземной части характеризуются не платформенным режимом, а орогенным. Зоны молодого орогенеза, развившегося на месте киммерийских и

тихоокеанских геосинклиналей и складчатых зон, протянулись вдоль почти всех окраин Тихого океана. Эти зоны сохранили тектоническую и магматическую активность до нашего времени, что проявляется в сильнейших землетрясениях (85 % всей сейсмической энергии Земли выделяется в Тихоокеанском «подвижном кольце») и в современном вулканизме.

Для подводной части характерны узкие шельфы. Осадочный чехол на них значительно моложе чехла на шельфах атлантических переходных зон. Это кайнозойские осадки и лишь в некоторых случаях — позднемезозойские. Более древние породы образуют уже дислоцированный, метаморфизованный и прорванный интрузиями фундамент шельфа — продолжение наземной структуры. Как и в атлантических переходных зонах, континентальная кора и континентальные структуры протягиваются до континентального склона и там выклиниваются при замещении континентальной коры океанической. Обычно замещение происходит, как и в другом типе переходных зон, на глубине от двух до трех километров под уровнем моря.

Хотя наблюдается общая взаимная параллельность наземных структур и края океана, это не значит, что наземные структуры этим краем не срезаются. Они срезаются, и срезание это очень молодое — вплоть до плейстоценового. Яркий пример такого срезания можно наблюдать на о. Хоккайдо, где меридиональные кайнозойские складчатые структуры, протянувшиеся сюда с о. Сахалин, срезаны почти под прямым углом краем океана. В Андах Южной Америки мезозойские структуры косо (под заметным углом) подходят к краю континента и срезаются на кромке узкого шельфа. Любой крупный остров на западе Тихого океана представляет собой «структурный обрубок», со всех сторон срезанный областью распространения океанической коры. Срезание происходит по разломам.

Полный «набор» элементов, характерных для переходных зон этого типа, проявлен на севере, западе и юго-западе Тихого океана: орогенная наземная зона, окраинное море (или несколько окраинных морей), островная дуга, зона Заварицкого — Беньофа и глубоководный желоб, за которым лежит уже открытый океан (рис. 109). Такой же комплекс структур известен в Индонезии, а также в области Антильского моря. В Южной Америке из этого комплекса выпадают окраинные моря.

Рассмотрим эти элементы последовательно (рис. 110).

**Наземная орогенная зона.** Данная зона образована на месте геосинклинали. В окружении Тихого океана в качестве наиболее молодых преобладают геосинклинали киммерийского цикла, хотя в некоторых регионах (например, в Калифорнии, на Камчатке и Сахалине) в приближенных к берегу зонах проявилось и более молодое геосинклинальное развитие тихоокеанского цикла. Во многих частях зоны, окружающей Тихий океан,

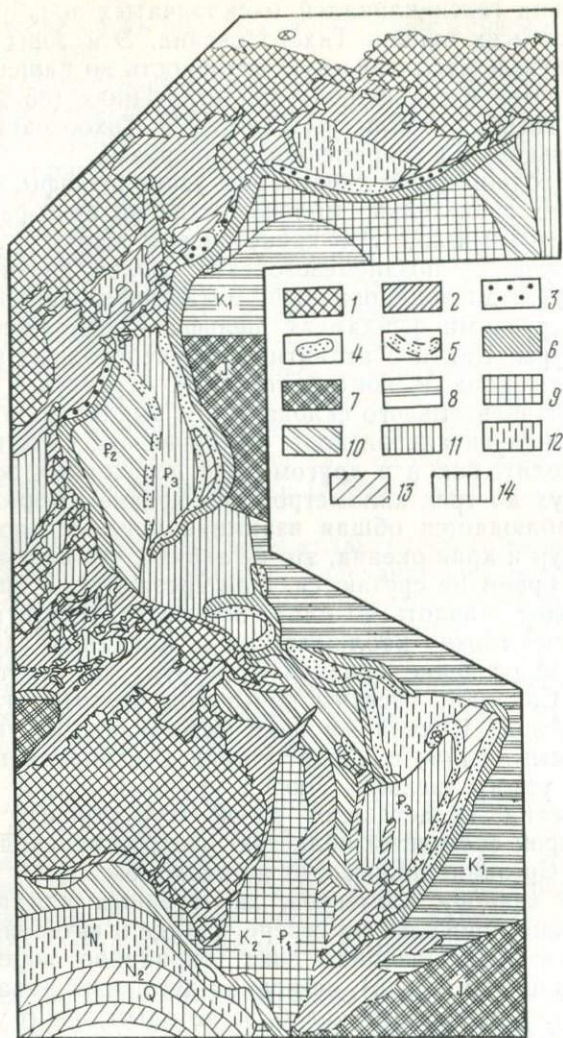


Рис. 109. Схема строения переходной зоны на западе Тихого океана:

1 — континенты и островные дуги типа I; 2 — окраинные моря на континентальной коре; 3 — островные дуги типа II на континентальной коре; 4 — островные дуги типа II на океанической коре; 5 — подводные хребты в окраинных морях; 6 — глубоководные желоба; 7—14 — океан и окраинные моря на океанической коре разного возраста (7 — юрского, 8 — раннемелового, 9 — поздне мелового, палеоценового, 10 — эоценового, 11 — олигоценного, 12 — миоценового, 13 — плиоценового, 14 — четвертичного)

есть признаки и более древних геосинклинальных циклов. Такие признаки, указывающие на палеозойский и допалеозойский диастрофизм, известны на Дальнем Востоке, в Андах и Кордильерах, в Новой Зеландии.

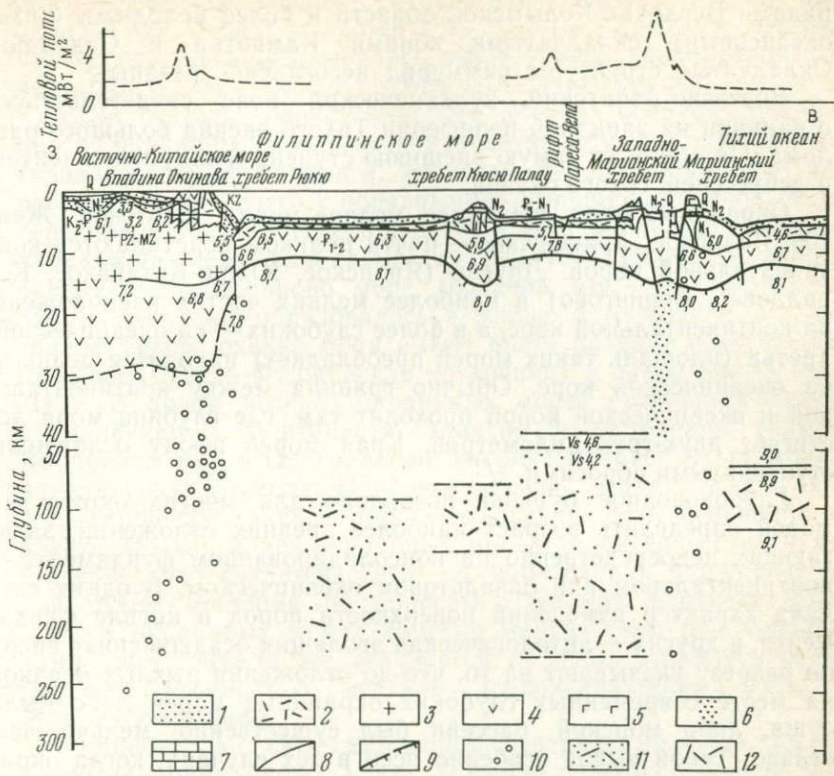


Рис. 110. Геофизический разрез через регион Филиппинского моря (по А. Г. Родникову):

1 — осадочный слой; 2 — вулканогенный слой; 3 — верхняя часть земной коры; 4 — нижняя часть земной коры; 5 — базальты; 6 — зона повышенной проницаемости; 7 — карбонатные осадки; 8 — разломы; 9 — поверхность Мохо; 10 — очаги землетрясений; 11 — астеносфера; 12 — слой пониженных скоростей

Элементом наземной части переходной зоны на северо-западе и западе Тихого океана является грандиозный Восточно-Азиатский вулканический пояс шириной в несколько сотен километров, протянувшийся на протяжении 6000 км от Чукотки до Катазии. Вулканические извержения и образование субвулканических плутонов в этой полосе на разных ее отрезках происходили в несколько разное время, но преимущественно с поздней юры до конца мела. На отрезке Сихотэ-Алиня вулканическая активность проявлялась от позднего мела до неогена включительно. Среди вулканических и плутонических пород преобладали кислые и средние: риолиты, андезиты, дациты и различные комагматичные им гранитоиды. Основные породы (габбро, базальты) играли подчиненную роль. На Чукотско-Охотском отрезке пояс образовался по границе между кимме-

ридами Верхояно-Колымской области и более молодыми (тихоокеанскими) складчатыми зонами Камчатки и Сахалина. Складчатые структуры киммерид несогласно срезаны.

Восточно-Азиатский вулканический пояс свидетельствует о наличии на западной периферии Тихого океана большого разлома. Он образует самую внешнюю ступень между континентом и депрессией Тихого океана.

**Окраинные моря.** Наиболее мелкие моря — Охотское, Желтое, Яванское, Арафурское — почти целиком подстилаются континентальной корой. Другие (Японское, Южно-Китайское, Коралловое, Берингово) в наиболее мелких частях расположены на континентальной коре, а в более глубоких — на океанической. Третьи (площадь таких морей преобладает) находятся целиком на океанической коре. Обычно граница между континентальной и океанической корой проходит там, где глубина моря достигает двух-трех километров. Края морей всюду осложнены ступенчатыми сбросами.

Глубоководное бурение позволило для многих окраинных морей определить возраст наиболее древних отложений, залегающих непосредственно на консолидированном фундаменте — континентальном или базальтовом океаническом. В одних случаях характер изменений поверхности пород в кровле фундамента, в других — литологическая эволюция осадков снизу вверх по разрезу указывают на то, что до отложения рыхлых осадков на месте современных глубоких окраинных морей либо была суша, либо морской бассейн был существенно мельче, чем сейчас. Такой вывод особенно ясен в тех случаях, когда окраинное море подстилается континентальной корой. Например, в Японском море наиболее древним осадком является «зеленый туф» среднего — верхнего миоцена. Он вскрыт на поднятии Ямато, образованном на континентальной коре. Изучение поверхности этого поднятия показало, что здесь в позднем мелу существовала суша; в палеогене на ней произошли глыбовые дислокации, а опускание началось в среднем или позднем миоцене; тогда образовались базальные конгломераты, подстилающие осадочный чехол.

Квинслендское плато на южной окраине Кораллового моря до начала эоцена было сушей. Первые морские отложения здесь появились со среднего эоцена. В настоящее время они опущены на глубину около 2 км.

В глубоких окраинных морях только немногие скважины заложены в областях больших глубин. Большей частью они располагаются на подводных хребтах, и последние, по крайней мере частично, находились первоначально выше уровня моря. Например, следы субаэрального разрушения обнаружены в Филиппинском море на хр. Палау — Кюсю и на поднятии Бенеэм. В первом случае погружение началось в раннем олигоцене, во вто-

ром — в позднем эоцене. Сейчас в этих районах глубина моря около 3 км. В ряде областей есть признаки того, что первоначально осадки образовывались выше уровня карбонатной компенсации, а затем дно опустилось ниже этого уровня.

Если считать возраст наиболее древних осадков, лежащих на дне окраинных морей на континентальном или океаническом (базальтовом) фундаменте, временем начала прогибания земной коры, приведшего к образованию современного моря, то для переходной зоны на севере, западе и юго-западе Тихого океана характерна следующая схема (см. рис. 109). Наиболее древним оказывается Тасманово море (поздний мел — палеоцен). Филиппинское море образовалось в эоцене и олигоцене. На юго-западе Тихого океана моря имеют более поздний возраст: миоценовый (Северо-Фиджийская котловина) и плиоценовый (море Лау). В целом возраст окраинных морей становится моложе с удалением от континента. Заметно более ранним является Карибское море в Центральной Америке. Возраст его не моложе начала позднего мела. Наиболее древние осадки, вскрытые на дне Карибского моря, — турон-коньякские. Есть основание полагать, что для краев окраинных морей характерно ступенчатое строение. Это свидетельствует об образовании окраинных морей путем оседания по сбросам. Толщина континентальной коры в окраинных морях заметно меньше, чем под континентами, океаническая же отличается от коры открытого океана большей мощностью осадков (субокеаническая кора, по И. П. Косминской).

Например, под Охотским морем, центральные части которого имеют глубину около 1 км, толщина континентальной коры 26 км, из которой 12 км занимает гранито-гнейсовый слой. Для Новозеландского плато с теми же глубинами толщина коры составляет 20 км. Такая же толщина континентальной коры прослеживается под Квинслендским плато в Коралловом море до глубины моря 2 км. На поднятии Ямато в Японском море толщина континентальной коры 18 км при толщине гранито-гнейсового слоя 3 км.

Толщина океанической коры вместе с осадками колеблется от 9 до 16 км, из которых осадки занимают 2—5 км. Под подводными хребтами, пересекающими окраинные моря (например, хр. Палау — Кюсю в Филиппинском море или хр. Авес в Карибском море), толщина океанической коры возрастает местами до 30 км. В разрезе океанической коры окраинных морей, непосредственно под осадками, лежит слой характерных «океанических» толеитовых базальтов. Исследования в Японском море показали, что на поднятии Ямато в палеогене происходили излияния андезит-базальтов, которые в неогене сменились базальтами. Такая антидромная последовательность коррелируется с эволюцией дна бассейна: андезит-базальты соответствуют

времени относительного поднятия дна, базальты — времени его опускания [124].

Средние сейсмические скорости в океанической коре окраинных морей 6,6 км/с.

Кровля мантии в переходных зонах тихоокеанского типа, в том числе и под окраинными морями, находится в разуплотненном состоянии и характеризуется пониженными сейсмическими скоростями (7,4—7,8 км/с). Исключением является Карибское море, наиболее древнее среди окраинных морей, где в кровле мантии установлены нормальные сейсмические скорости (8,0—8,2 км/с).

Эти данные коррелируются с величиной теплового потока, который в окраинных морях, как правило, значительно выше нормального (до 100 мВт/м<sup>2</sup>). Однако в Карибском море величина теплового потока близка к нормальной (40—55 мВт/м<sup>2</sup>), что следует сопоставить с относительной древностью этого моря.

Под Японским морем уже на глубине 40 км возможно частичное плавление. Вообще, под окраинными морями литосфера по сейсмическим данным имеет толщину 35—50 км, тогда как под котловинами океана — около 75 км, а под континентами обычно более 100 км. Глубже, под литосферой, в тихоокеанских переходных зонах находится толстая многослойная астеносфера, прослеживаемая до глубины 400 км (см. рис. 110).

Как будто в противоречии с данными о тепловом потоке и разуплотнении в кровле мантии находится тот факт, что региональные изостатические аномалии во всей переходной зоне от Евразии к Тихому океану положительны. М. Е. Артемьев показал, что аномалии образуют некоторый спектр и могут быть разложены на длинно- и коротковолновые компоненты [1]. Наиболее длинноволновые «планетарные» аномалии вызываются очень глубокими аномальными массами, залегающими, возможно, в нижней мантии. «Региональные» аномалии, имеющие характерные размеры порядка тысячи и нескольких тысяч километров, вероятно, связаны с плотностными неоднородностями в средней мантии, расположенными под астеносферой на глубине 200—300 км. Наконец, «локальные» аномалии, размером в сотни километров, соответствуют аномальным массам в литосфере.

Положительные аномалии в переходной зоне между Евразией и Тихим океаном принадлежат к «региональному» типу. В совокупности с разуплотненным состоянием самых верхних слоев мантии они свидетельствуют о том, что под этим разуплотненным слоем, как бы в компенсацию ему, находятся аномально плотные массы, залегающие ниже астеносферы на глубине нескольких сотен километров. Эти аномальные массы имеют плоскую форму и, возможно, формируют слой толщиной 15 км с плотностью выше плотности окружающей

среды на  $0,05 \text{ г/см}^3$ . Очень сложное размещение на глубине в переходных зонах тихоокеанского типа масс различной плотности свидетельствует об энергичных глубинных процессах.

Таким образом, установлена полная аналогия между окраинными морями и теми внутренними морями, которые описаны в предыдущей главе.

✓ **Островные дуги.** Мы выделяем островные дуги первого и второго типов. Дуги первого типа образованы крупными островами (Японские, Тайвань, Филиппинские, Новая Гвинея, Новая Зеландия, Сулавеси, Калимантан, Ява, Суматра, Куба, Гаити, Пуэрто-Рико и др.) с континентальной корой, прошедшей длительный путь полициклического геосинклинального и орогенного развития, сходного с развитием подвижных зон внутри континента. Это — блоки континентальной коры со всеми особенностями ее развития. К этому же типу следует отнести и Камчатку, хотя она и сохранила географическую связь с континентом. ✓ Обычно для таких островов в полной форме может быть восстановлено лишь мезозойско-кайнозойское развитие, которое носит ортогеосинклинальный характер. Однако в некоторых случаях может быть раскрыта и более ранняя история, вплоть до докембрийской (например, для Японии), состоящая из повторения ряда геосинклинальных и орогенных циклов.

Наличие на многих островных дугах первого типа древнего метаморфического фундамента свидетельствует о континентальной природе земной коры, не только современной, но и значительно более древней. В настоящее время эти островные дуги находятся в состоянии орогенного режима. В течение неогена и антропогена на них происходило поднятие, сопровождаемое расчленением коры на глыбы и сильным вулканизмом. Как и во внутриконтинентальных орогенных зонах, это — наземный вулканизм центрального типа; состав лав преимущественно андезитовый и андезит-базальтовый с вариациями от базальтов до риолитов [16, 92, 123].

✓ Островные дуги второго типа — цепочки мелких островов (Алеутские, Курильские, Бонино-Марианские, Новые Гебриды, Соломоновы, Тонга, Кермадек, Малые Антильские и др.), представляющих собой преимущественно вулканы, поднимающиеся над уровнем океана. Вулканы этих островов выделяют, как и вулканы островных дуг первого типа, известково-щелочные лавы и пирокластический материал преимущественно андезитового и андезит-базальтового состава. ✓ На островах дуг второго типа отсутствует фундамент, который позволил бы говорить о полициклическом ортогеосинклинальном развитии. Только немногие дуги второго типа частично расположены на континентальной коре. Например, юго-западный и северо-восточный отрезки Курильской дуги подстилаются континентальной корой толщиной в 25—30 км. Наличие в лавах ксенолитов метаморфи-

ческих сланцев и гранито-гнейсов подтверждает присутствие континентального фундамента. Гранито-гнейсовый слой здесь имеет толщину 5—7 км. В центральной части той же дуги мощность коры уменьшается до 14 км; при этом гранито-гнейсовый слой отсутствует. Это — толстая океаническая кора.

В огромном большинстве случаев островные дуги второго типа подстилаются именно толстой океанической корой. Известная история таких дуг охватывает обычно сравнительно короткое время (от позднего мела или эоцена до четвертичного времени) и разделяется на две стадии. В течение первой стадии происходило преимущественно прогибание земной коры, зафиксированное большими мощностями вулканогенно-осадочных пород. На этом фоне развивался интенсивный интрузивный и эффузивный магматизм, причем преобладали основные лавы толеитового характера. С течением времени дифференцированность магм усиливалась и повышалась их щелочность. Однако эксплозивность пород на этой стадии выражена слабо.

Вторая стадия начинается с позднего миоцена или позднее — в плиоцене. Она характеризуется контрастными вертикальными движениями земной коры с преобладанием поднятий. В это время формируется островная дуга как орографический элемент. Дислокации носят глыбовый характер. Развивается наземный вулканизм центрального типа с преобладанием андезитов и андезит-базальтов. Геохимические черты лав, наряду с эксплозивностью извержений, свидетельствуют о значительной роли флюидов [58]. Региональный метаморфизм, голоморфная складчатость и явления анатексиса в течение этой стадии отсутствуют.

Легко видеть, что последняя стадия развития островных дуг второго типа ничем не отличается от одновременной стадии развития дуг первого типа, т. е. от орогенного режима. Несмотря на различное строение коры, орогенный режим на дугах обоих типов выражен одинаково.

Взаимоотношения дуг первого и второго типов орогенной стадии развития таковы, что гряды андезитовых наземных вулканов на островах дуг первого типа могут считаться наложением на последние дуг второго типа. Например, Курильская дуга второго типа продолжается в виде цепочки вулканов на о. Хоккайдо, где пересекает меридиональную складчатую зону с геосинклинальной историей; цепочка вулканов о-вов Рюкю, образующих дугу второго типа, продолжается к югу на Филиппинском архипелаге и т. п.

Остается вопрос, к какой категории эндогенных режимов следует отнести начальную стадию развития островных дуг второго типа? Раньше мы называли этот режим парагеосинклинальным с проявлением вулканизма, что, возможно, неудачно [9]. Несомненно, что на всем протяжении истории островных дуг

второго типа в их развитии исключительно большую роль играли глубинные разломы, которые служили каналами для выхода магм на поверхность. В начальную стадию на месте островных дуг второго типа существовали глубокие приразломные прогибы, заполнявшиеся вулканогенным и осадочным материалом. Во вторую стадию на их месте возникли поднятия и образовались островные дуги в их современном виде. Будем считать (пока без полного обоснования) такое развитие проявлением особой разновидности глыбовой тектоно-магматической активизации. В дальнейшем мы еще вернемся к этому вопросу. Сейчас отметим только, что в характере тектонического и магматического развития имеется сходство (хотя и при совершенно различных масштабах явлений) между дугами второго типа и мезозойско-кайнозойскими Андами, которые, кстати, как и островные дуги, занимают место на границе «континент—океан».

Сопоставляя историю островных дуг с историей окраинных морей, мы видим, что большинство окраинных морей образовалось тогда, когда островные дуги первого типа переживали еще геосинклинальный режим, а на месте дуг второго типа развивались приразломные прогибы. Только наиболее молодые окраинные моря возникли уже одновременно со стадией проявления орогенного режима на островных дугах обоих типов. Отсюда можно сделать вывод, что образование окраинных морей, хотя и приурочено ко времени геосинклинального или орогенного развития островных дуг, но протекало независимо от стадий этого развития. Окраинные моря — структуры самостоятельные, не зависящие от развития островных дуг.

Под островными дугами, как и под окраинными морями, верхние слои мантии разуплотнены. Наиболее детально изучена верхняя мантия под Камчаткой. В кровле мантии здесь наблюдаются сейсмические скорости 7,7—7,9 км/с, но под группами вулканов они уменьшаются до 7,4 км/с; в таких случаях аномальная мантия образует «столбы» в несколько десятков километров высотой, являющиеся, очевидно, питающими каналами для вулканов. Под Курильскими островами определены сейсмические скорости в кровле мантии от 7,3 до 7,8 км/с. Астеносфера в этой области переходной зоны слоиста и распространяется вглубь на 200—250 км. Под Алеутской дугой в кровле мантии определены скорости от 7,6 до 8,0 км/с [36, 37, 113 и др.].

Тепловой поток на островных дугах значительно выше нормального. На Камчатке он достигает 120 мВт/м<sup>2</sup>. В любопытном противоречии с тепловым режимом находятся высокие средние сейсмические скорости в коре Камчатки — 6,4—6,5 км/с, т. е. близкие к средним скоростям в окраинных и внутренних морях с океанической корой.

**Зоны Заварицкого — Беньофа.** Эти зоны являются обязательным элементом глубинного строения переходных зон тихо-



Рис. 111. Модель строения переходной зоны (по А. Г. Родникову):

1 — земная кора; 2 — верхняя мантия; 3 — астеносфера в верхней мантии; 4 — слой пониженных скоростей в верхней мантии Тихого океана; 5 — сейсмические скорости (в км/с); 6 — плотность (в г/см<sup>3</sup>); 7 — изотерма 1200 °С; 8 — изолинии плотности гипоцентров землетрясений; 9 — разломы

океанского типа и представляют собой фокальные зоны очагов средней и большой глубины (чаще их называют короча — зоны Беньофа). Они наклонены и уходят в мантию до глубины 670—680 км. Наклон их в среднем близок к 45°, но местами уменьшается до 20°, а местами становится вертикальным (рис. 111). Толщина зоны, в которой сосредоточены очаги, невелика (не более 100 км). Начинаясь под глубоководным желобом, зона Беньофа наклонно опускается под островную дугу или, например, в Андах под хребет на окраине континента. При этом нижний край зоны оказывается внутри вогнутой стороны дуги под окраинным морем или под краем платформы, лежащей по другую сторону хребта. Начиная с глубины 100 км, зона Беньофа выделяется относительно окружающей мантии большей скоростью распространения сейсмических волн и меньшей величиной их затухания. Зона Беньофа в какой-то мере сохраняет свойства литосферы относительно находящейся на глубинах 100—250 км астеносферы с ее пониженными сейсмическими скоростями и высоким коэффициентом затухания  $Q$ . Сейсмические очаги распределены вдоль зоны Беньофа неравномерно. Например, в области Курильских островов отмечается уменьшение сейсмической активности на глубинах 120—150 и 250—270 км, где зона Беньофа пересекает астеносферные слои.

Глубоководные желоба. Эти структуры почти всюду располагаются с внешней стороны островной дуги. Исключением

являются Соломоновы и Ново-Гебридские острова, где желоб лежит со стороны, обращенной к континенту Австралии. Здесь и зона Беньофа наклонена не к континенту, а от него. Поскольку у островов Тонга глубоководный желоб находится с внешней стороны островной дуги, а зона Беньофа наклонена в этом случае в сторону континента, Северо-Фиджийская котловина оказывается окаймленной с двух сторон зонами Беньофа, падающими навстречу друг другу.

Глубоководные желоба — зоны, где находятся максимальные глубины океанов. Ширина желобов около 100 км. Склон, прилегающий к дуге, крутой, противоположный (океанический) склон значительно положе. Глубина дна в желобах обычно более 7 км, а в одном из них — Марианском — находится рекордная океаническая глубина (11022 м). Имеются убедительные данные, свидетельствующие о молодости глубоководных желобов — неогеновых или еще более молодых. Например, сейсмическое зондирование и взятие пород со дна показали, что Курило-Камчатский и Японский желобы начали образовываться не раньше миоцена и что их прогибание особенно интенсивно происходило в конце плиоцена и в плейстоцене. ✓

При бурении глубоководных скважин на континентальном склоне Японского желоба на глубине 6 км были обнаружены осадки верхнего миоцена. Оползневые деформации указывают на то, что отложения миоцена и плиоцена накапливались во время прогибания желоба. По данным бурения в верхней части континентального склона до позднего олигоцена включительно была суша, которая начала опускаться в конце олигоцена, а глубоководная обстановка сложилась в начале миоцена (рис. 112). Следует полагать, что это опускание на краю желоба было связано с его общим прогибанием.

Перу — Чилийский желоб имеет меридиональную ориентировку. В Андах такая ориентировка структур возникла только в плиоцене; более древние структуры имели север-северо-западное простирание, они секутся под острым углом неотектоническими поднятиями и прогибами, к числу которых принадлежит и желоб.

Исходя из того, что на южном склоне желоба Пуэрто-Рико обнаружены такие же мелководные известняки, какие развиты в мелу и палеогене на Блейк-Багамском плато, находящемся к северу от желоба, можно заключить, что до конца палеогена этот желоб еще не существовал; он образовался в раннем миоцене.

✓ Малая мощность осадков на дне желобов (повсеместно не более нескольких сотен метров) также указывает на молодость этих прогибов. ✓

Следовательно, глубоководные желоба образовались в то самое время, когда поднимались островные дуги, т. е. желоба

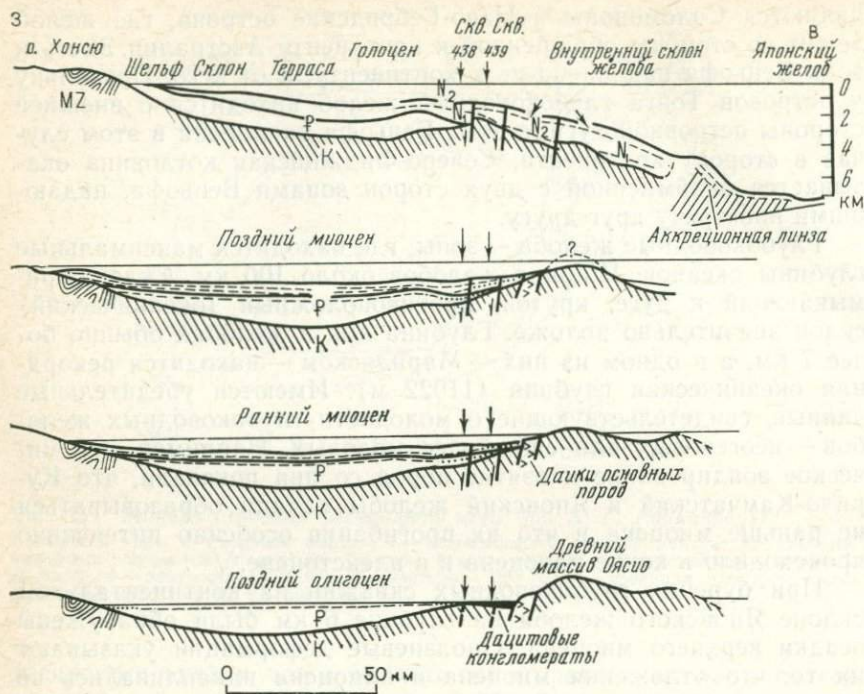
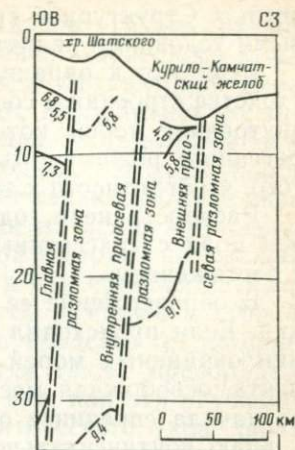
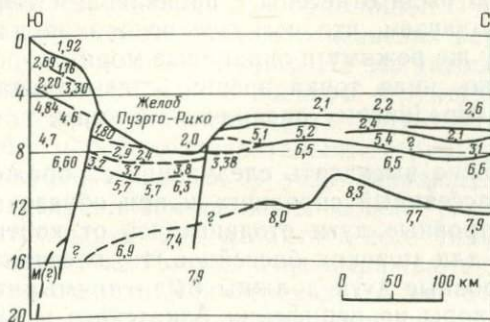


Рис. 112. Стадии опускания древней суши Оясио на континентальном склоне о-ва Хонсю (по результатам бурения в 57-м рейсе «Гломара Челленджера»)

сопровождают дуги не только в пространстве, но и во времени. И поскольку мы пришли к выводу, что островные дуги отражают орогенный режим, следует рассматривать желоба тоже как орогенные структуры, т. е. как передовые прогибы. Но если передовые прогибы внутри континентов заполнены мощными толщами осадков, то глубоководные желоба, в силу особых физико-географических условий, остались почти полностью «пустыми». То, что глубоководные желоба — передовые прогибы, подтверждается и при прослеживании желобов по простиранию. Можно видеть, как желоба непосредственно переходят в типичные наземные передовые прогибы. Например, глубоководный желоб, опоясывающий с юга и юго-запада Индонезийскую островную дугу, по простиранию переходит, с одной стороны, в Бирманский передовой прогиб, расположенный на суше вдоль побережья Бирманских молодых хребтов, а с другой — в Тиморский передовой прогиб, расположенный на континентальной коре между о. Тимор и Австралийским континентом. Пуэрто-Риканский желоб к югу по простиранию переходит

Рис. 113. Разрезы через глубоководные желоба (по Ю. В. Тулиной и Г. А. Ярошевской)



в передовой прогиб Ориноко, окаймляющий Венесуэльские Анды. Желоб Кермадек-Тонга к югу, приближаясь к мелководью Новозеландского подводного плато, переходит по простиранию в типичный передовой прогиб Хикуранги, заполненный мощными осадками.

Глыбовые дислокации, характерные для островных дуг, распространяются и в глубоководный желоб. Склоны его имеют обычно ступенчатый характер. Окаймленный глубинными разломами глубоководный желоб имеет структуру сложного грабена (рис. 113). Осадки на дне желоба залегают очень спокойно, горизонтально, их слои несогласно примыкают к континентальному склону. Орогенная природа островных дуг и глубоководных желобов подтверждается и тем, что подобно континентальным орогенным структурам они во многих местах срезают более ранние геосинклинальные складчатые структуры (например, на о. Хоккайдо и в Андах).

Для глубоководных желобов характерна малая толщина коры. Так, под желобом Кермадек толщина коры всего 4,5 км, в Японском желобе — 9 км, в Идзу-Бонинском — 7 км, в Перу-Чилийском — 5—10 км. Геофизические данные указывают на то, что в противоположность окраинным морям и островным дугам, где наблюдается разуплотнение в верхних слоях мантии, под глубоководными желобами, наоборот, устанавливается повышение плотности. Сейсмические скорости в кровле мантии под желобами нормальные (8,1—8,2 км/с).

Тепловые потоки в желобах низкие (менее 40 мВт/м<sup>2</sup>). Здесь проходит рубеж между двумя тепловыми режимами: возбужденным, характерным для тихоокеанской переходной зоны, и спокойным режимом океанических котловин, где на огромных площадях выдерживается нормальная величина теплового

потока. Структурной границей между резко различными тепловыми условиями является зона Беньюфа.

Вернемся к окраинным морям. Выше говорилось о полном сходстве строения и состояния их тектоносферы с тектоносферой внутренних морей, которые были отнесены к проявлениям тафрогенного режима. Мы полагаем, что есть все основания для того, чтобы отнести к тому же режиму и окраинные моря.

Распространена, однако, иная точка зрения, связывающая эти моря с «рассеянным спредингом» океанической коры, т. е. с растяжением.

В опровержение ее можно высказать следующие соображения. Если происходил «рассеянный спрединг» и при образовании окраинных морей островные дуги отодвигались от континента, освобождая место для морских бассейнов, то, очевидно, до начала спрединга островные дуги должны были примыкать к краю континентальной коры на периферии Азиатского и Австралийского континентов. Этот край чрезвычайно извилист (см. рис. 109) и, следовательно, столь же извилистым должно было быть первоначальное расположение тех массивов, которые сейчас слагают островные дуги. Не странно ли, что из такой извилистой полосы в результате «рассеянного спрединга» получились столь правильные островные дуги? Особенно удивительно, как могла получиться совершенно прямолинейная полоса вулканических о-вов Тонга и Кермадек в результате одновременного расширения трех морей: Тасманова, Фиджи и Лау. Представление о спрединге опровергается и тем, что многие окраинные моря возникли раньше, чем поднялись окаймляющие их островные дуги. Моря расширялись, когда на месте будущих островных дуг существовали еще узкие приразломные прогибы. Должны ли мы предполагать, что во время спрединга перемещались именно эти прогибы, из которых уже потом, на новом месте поднялись острова?

Мы полагаем, что вывод Е. В. Артюшкова и М. А. Беэра о впадинах на континентальной коре (впадины — не результат растяжения, а следствие преобразования коры) может быть распространен на окраинные моря, в том числе на их участки, расположенные на океанической коре.

Таким образом, в настоящее время эти зоны представляют собой сложные сочетания тафрогенного и орогенного режимов. Орогенный режим проявляется в прибрежных горных хребтах и в островных дугах первого и второго типов. Тафрогенный режим выражен в образовании окраинных морей. Оба режима очень молоды: первый развился не раньше миоцена, второй (за исключением Карибского моря) — в течение кайнозоя. Развитие режимов связано с высоким разогревом и разуплотнением верхних слоев мантии, с сильным вулканизмом и интенсивной тектонической деятельностью при огромном значении разломов.

Для западных и юго-западных районов Тихого океана, а также для Центральной Америки (район Карибского моря) и для области между Южной Америкой и Антарктидой (море Скоша) тафрогенный режим, несомненно, преобладает по площади проявления над орогенным. Очевидно, что в этих районах в целом в истории тихоокеанских переходных зон преобладало опускание земной коры. На это указывает также срезание окраинными морями и океаном структур как на краю континента, так и на островных дугах. Хотя в Южной Америке нет окраинных морей, континентальные структуры и там срезаны глубоководным желобом. В этой направленности развития в сторону опускания земной коры можно увидеть сходство с историей переходных зон атлантического типа, где также преобладало опускание. Но различия выражаются в том, как эти опускания происходят. Для переходных зон атлантического типа характерно медленное, начавшееся еще в начале мезозоя, спокойное оседание коры с малым проявлением вулканизма, нарушаемое лишь ступенчатыми сбросами небольшого масштаба и откалыванием и оседанием краевых плато. В переходных зонах тихоокеанского типа процесс опускания происходил гораздо более драматично. Это было быстрое оседание, сопровождаемое сильнейшим раскалыванием земной коры, интенсивным вулканизмом и землетрясениями, причем вся эта активность продолжается до сих пор.

Ясно, что мы имеем в этих двух случаях различные состояния земной коры, которые ведут к тому, что она реагирует по-разному на, возможно, один и тот же глубинный процесс, вызывающий ее опускание. В одном случае, это консолидированное состояние, характерное для платформенного режима, в другом — состояние сильнейшего и глубокого раздробления, типичного для режимов геосинклинального, орогенного и глыбовой тектоно-магматической активизации. Именно в разном состоянии земной коры и можно видеть основную причину различий между переходными зонами атлантического и тихоокеанского типов.

Тафрогенный режим окраинных морей, как и в других случаях его проявления, связан с толеитовым магматизмом. Однако на островных дугах развиты богатые флюидами известково-щелочные магмы (андезиты и андезит-базальты). Это может быть истолковано как признак наличия под островными дугами очень глубоких разломов, которые проникают в нижний, обогащенный некогерентными элементами слой верхней мантии, откуда поднимаются сквозьмагматические растворы, питающие магмы островных дуг. Основной такой разлом — зона Беньофа. Она, действительно, уходит на очень большую глубину и сопровождается многими разломами следующих порядков.

Возникает вопрос о причинах наклонного положения этой

зоны. Только что было подчеркнуто, что зона Беньофа разделяет две области мантии, находящейся в разных состояниях. Со стороны окраинных морей и островных дуг мантия сильно нагрета, со стороны океана — холодная. Это означает, что и плотность мантии по обе стороны зоны различна: меньшая там, где мантия нагрета, и большая там, где она холодная. В результате плотностной неоднородности нарушается механическая устойчивость, холодная мантия подтекает под нагретую, а последняя натекает на холодную. Так создается наклон огромного разлома, который всегда наклонен в сторону более нагретой области. Такое толкование дает объяснение тому аномальному случаю, когда у Соломоновых островов и Новых Гебрид зона Беньофа имеет обратный наклон: не в сторону континента, а от него. Она наклонена здесь под Северо-Фиджийскую котловину, в которой наблюдаются более высокие тепловые потоки, чем в Коралловом море, находящемся по другую сторону от этих островов.

Именно такое взаимоотношение между двумя областями мантии, находящимися в разных термодинамических условиях (а не субдукция океанической коры), определяет природу зоны Беньофа. Смещение, происходящее по границе между нагретой и холодной мантией, — достаточная причина для землетрясений.

Что касается сопровождающего зону Беньофа слоя с высоким значением коэффициента  $Q$ , то при циркуляции вдоль зоны Беньофа флюидов в прилегающей области должно происходить выщелачивание, от которого сохраняется более плотный остаток [113]. Этот уплотненный слой и обладает повышенным значением коэффициента  $Q$ .

Исторически переходная зона тихоокеанского типа представляет собой преимущественно молодую геосинклиналь. На западной окраине Тихого океана она подверглась сильному раздроблению и в последнее геологическое время была охвачена двумя режимами — орогенным и тафрогенным. Весьма вероятно, что на месте окраинных морей когда-то существовали срединные массивы. Они были оконтурены разломами, вдоль них образовались прогибы, и из последних затем поднялись островные дуги. Форма дуг — форма срединных массивов, которые обычно бывают округлыми или овальными.

Если в окраинных морях происходит деструкция континентальной коры, то процессы, происходящие в островных дугах, где накапливаются продукты известково-щелочного магматизма, могут считаться, напротив, конструктивными, ведущими к образованию новых массивов континентальной коры. Так что и в отношении направленности развития переходные зоны тихоокеанского типа являются сложными. Процессы, происходящие в них, носят противоречивый характер. Однако процессы де-

струкции континентальной коры и замещения ее корой океанической все же преобладают.

## ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ КОЛУМБИЙСКОГО ТИПА

Окраина Тихого океана, граничащая с Северной Америкой, обладает особыми чертами, отличающими ее как от атлантических, так и тихоокеанских переходных зон.

Вдоль этой окраины протягивается горный хребет Северо-Американских Кордильер, образовавшийся в процессе орогенеза на месте зоны длительного полициклического геосинклинального развития. Это создает сходство с переходными зонами тихоокеанского типа. Но, с другой стороны, здесь нет глубоководного желоба и нет зоны Беньофа. Глубины в сторону открытого океана за пределами шельфа и континентального склона нарастают очень постепенно, что создает сходство этой окраины океана с переходными зонами атлантического типа. Здесь происходит как бы смешение признаков, характерных для двух основных типов переходных зон.

Следует отметить, что эта область в континентальной части построена чрезвычайно сложно. В ее строении еще очень много неразгаданных загадок, что вызывает целый поток сплошь и рядом весьма экстравагантных предположений (рис. 114). Например, во многом загадочна природа сдвига Сан-Андреас. Уникален Поперечный хребет в Южной Калифорнии. Не известно, чтобы такого типа структуры, разрезающие поперек складчатую зону, где-либо существовали в других местах.

Своеобразная структура — провинция Хребтов и Долин или Большой Бассейн [158]. Это — молодой рифт, расположенный на продолжении Восточно-Тихоокеанского срединного хребта, который здесь «выходит» на сушу, пройдя перед этим по дну Калифорнийского залива. Положение рифта внутри складчатой зоны Кордильер необычно. Так же необычно и положение миоценовых плато базальтов на Колумбийском плато. Немало секретов скрывается во Францисской осадочной формации Береговых хребтов Калифорнии.

Особенность строения коры и верхней мантии на западе США — малая мощность коры в области Большого Бассейна и Колумбийского плато и низкие скорости в кровле мантии там же. В Большом Бассейне толщина коры немногим более 20 км, а сейсмические скорости в кровле мантии 7,8 км/ч. В центре Кордильер в Британской Колумбии мощность коры 30 км, а скорости в кровле мантии и здесь не превышают 7,8 км/с. По направлению от Большого Бассейна к плато Колорадо мощность коры возрастает до 40 км. К зоне малой толщины коры и пониженных скоростей в кровле мантии приуро-

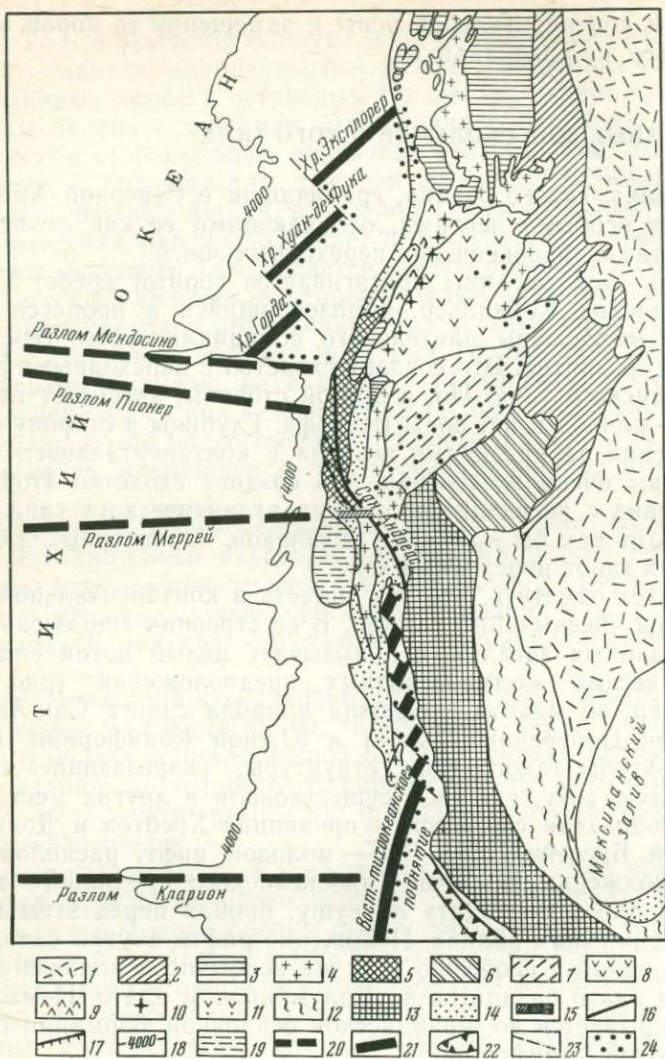


Рис. 114. Тектоническая схема западной части Северной Америки:

1 — древняя платформа; 2 — парагеосинклиналь Скалистых Гор; 3 — эвгеосинклиналь Кордильер (преимущественно триас и юра); 4 — гранитные и гранодиоритовые батолиты, преимущественно позднемеловые; 5 — францискская формация (юра — палеоген); 6 — плато Колорадо; 7 — Большой Бассейн; 8 — траппы Колумбийского плато (миоцен); 9 — андезиты Каскадных Гор (эоцен — миоцен); 10 — современные и четвертичные вулканы; 11 — осадочные породы и базальты (эоцен); 12 — миогеосинклиналь Восточной Кордильеры Мексики; 13 — домезозойский фундамент (срединный массив); 14 — меловые и более молодые обломочные отложения; 15 — Поперечный хребет; 16 — разлом Сан-Андреас; 17 — континентальный склон; 18 — изобата 4000 м; 19 — Калифорнийское подводное окраинное плато; 20 — подводные крупные разломы; 21 — срединный океанический хребет (Восточно-Тихоокеанское поднятие); 22 — глубоководный желоб; 23 — «трансформные» разломы; 24 — пояс эпицентров землетрясений (изображен условно)

чены повышенные тепловые потоки. Магнитотеллурическое зондирование указывает на наличие под Кордильерами астеносферы на глубине между 50 и 170 км. Геофизические профили через краевую зону Калифорнии показывают, что толщина коры с движением от суши к шельфу уменьшается с 30 до 20 км.

Подводная часть переходной зоны у тихоокеанских берегов Северной Америки осложнена разными структурами. Подводные хребты Горда, Хаун-де-Фука и Эксплорер рассматриваются как смещенные кулисообразно по разломам отрезки северного продолжения Восточно-Тихоокеанского срединного хребта, который после некоторого участка, где он скрыт под континентом, снова появился на дне океана.

У берегов Калифорнии находится подводное плато. Такие плато характерны для переходных зон атлантического типа, что еще раз подчеркивает смешанный характер зоны колумбийского типа. Поперечный хребет и разлом Меррей образуют северную границу этого плато. На поверхности плато (на глубинах от 1 до 2 км) много песков, галечников и валунов. Это — продукты разрушения пород, развитых рядом на Калифорнийском полуострове. На поверхности плато встречены также субэральные базальты, возраст которых от 4,8 до 1 млн. лет. Все это говорит о том, что плато опустилось под воду только в плейстоцене.

В то же время у берегов шт. Орегон в отложениях шельфа на глубине менее 200 м обнаружены бентосные фораминиферы, жившие на значительно большей глубине. Следовательно, верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые отложения испытали поднятие на 1 км, а среднеплиоценовые — на 500—600 м [24]. Это также крайне необычно для переходных зон, для которых характерно не поднятие, а опускание земной коры. Поднятие в зоне шельфа и континентального склона, возможно, связано с более общим своеобразием распределения глубин в этой переходной зоне. Около Северной Калифорнии, шт. Орегон и Вашингтон, и провинции Британской Колумбии изобата 4000 м проходит дальше от берега, чем где бы то ни было вокруг Тихого океана (от берега до нее около 1000 км). Следовательно, уклон дна здесь чрезвычайно пологий.

Весьма своеобразен в колумбийской зоне тепловой режим. Здесь нет того контраста между величиной теплового потока в переходной зоне и в прилегающих районах открытого океана, который характерен для зон тихоокеанского типа. И на суше, и в соседних областях океана тепловой поток одинаково высок (80 мВт/м<sup>2</sup> и более). Это, конечно, связано с тем, что вдоль переходной зоны протягивается со стороны океана срединный хребет с его закономерно высоким тепловым потоком, а со стороны суши — ороген и рифт, также характеризующиеся тепло-

вым возбуждением. Поэтому здесь нет условий для образования зоны Беньофа.

В целом переходная зона колумбийского типа — область сложного сочетания эндогенных процессов, свойственных как континентам, так и океанам. Здесь взаимодействуют орогенный, рифтовый и тафрогенный режимы, а также режим океанических котловин.

## Глава IX

### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ОКЕАНОВ

#### РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ

На дне океанов процессы разрушения и накопления протекают несравнимо медленнее, чем на суше, поэтому рельеф океанического дна в большей мере отражает эндогенную динамику (тектоническую и вулканическую), чем рельеф суши.

В рельефе океанического дна в качестве наиболее крупных элементов выделяют подводные окраины континентов и ложе Мирового океана.

Подводные окраины континентов (шельф и континентальный склон) описаны в предыдущей главе.

Ложе Мирового океана в самом общем расчленении разделяется на океанические котловины (или абиссальные равнины) и срединно-океанический хребет. И котловины, и хребет осложнены большим числом морфоструктур второго и последующего порядков [8].

Рассматривая морфоструктуры, осложняющие глубоководные равнины, укажем, прежде всего, на наблюдающиеся в восточной половине Тихого океана широтные уступы огромной протяженности. Главнейшие уступы — Мендосино, Меррей, Кларрион, Клиппертон, Уступ Мендосино протягивается от берегов Калифорнии в западном направлении вдоль 40° с. ш. на расстояние в 3000 км. Уступ Меррей, начинаясь несколько севернее г. Лос-Анджелес, прослеживается вплоть до Гавайских островов на протяжении 4000 км. Уступ Кларрион, находящийся на широте г. Мехико, имеет длину 2500 км. Уступ Клиппертон от Панамского перешейка протягивается на запад-юго-запад более чем на 3000 км.

Уступы разделяют участки дна с разной глубиной. Разность глубин по обе стороны уступа может достигать 1,5 км (например, вдоль уступов Мендосино и Меррей) или же ограничиваться сотнями метров (уступ Клиппертон).

Следующая категория морфоструктур, осложняющих глубоководные котловины, — так называемые «асейсмичные хребты».

Например, Китовый хребет, расположенный в юго-восточной

части Атлантического океана, прослежен на протяжении 2000 км. Его гребень находится на глубине 1500—2000 м. Ширина хребта 200—250 км. Вершина его плоская. Хребет асимметричен: восточный склон круто обрывается на глубину 4500 м, западный склон пологий.

Целый ряд асейсмичных хребтов известен в Индийском океане: Маскаренский, Мальдивский, Восточно-Индийский и Западно-Австралийский.

В Тихом океане типичные асейсмичные хребты расположены между срединным хребтом и Южной Америкой: Кокосовый, Наска, Карнеги, Сала-и-Гомес.

В Северном Ледовитом океане к этому типу хребтов принадлежат хребты Ломоносова и Менделеева.

Все такие хребты имеют плоскую поверхность и крутые склоны.

Кроме хребтов в качестве морфоструктур, осложняющих океанические котловины, могут быть выделены платообразные возвышенности с более или менее расчлененной поверхностью. В Атлантическом океане Бермудская возвышенность образует овальный выступ размером 1000×500 км. Она поднимается над окружающей глубоководной равниной на 1000 м и лежит на глубине 4800 м. Вокруг Азорских островов на глубине 2000 м расположено Азорское плато.

Возвышенность Рио-Гранде против берегов Бразилии представляет собой овальный блок, вытянутый в широтном направлении, с размерами 500×300 км. Центральная часть возвышенности поднята над окружающими котловинами на 2500 м.

В Индийском океане плоскими возвышенностями являются плато Крозе и Кергелен. Первое имеет размеры 300—100 км и поднимается над котловинами на 4000 м. Второе протягивается от о. Кергелен к юго-востоку на 1800 км.

В центральной части Тихого океана к тому же типу морфоструктур принадлежит плато Манихики в Полинезии. В этой же части Тихого океана расположены пологие валообразные, овальные и линейные поднятия дна, часто, но не всегда служащие основанием для цепочек вулканических и коралловых островов. Большими овальными поднятиями являются возвышенности Обручева, Шатского, Хесса, Императорский хребет. Острова на поднятиях представляют собой коралловые надстройки на вершинах погруженных вулканических конусов. Самое большое поднятие с островами — Гавайское (3000×1000 км). В Тихом океане все поднятия этого типа сосредоточены в западной половине океана.

Огромным распространением на дне океанических котловин пользуются мелкие морфоструктуры: подводные горы, вулканические острова, атоллы и гийоты. Все эти формы родственны, так как, по существу, являются конусами вулканов, поднимаю-

щимися со дна. Подводными горами называют подводные вулканы конусовидной формы с острой вершиной. Вулканические острова — те же вулканы, вершины которых поднимаются над уровнем океана. Атоллы — коралловые надстройки над погруженными вулканическими конусами. Наконец, гийоты — также вулканические горы, но с плоско усеченной вершиной.

У всех малых возвышенностей склоны крутые (от 15 до 40°) и чем выше, тем круче. Высота вулканических конусов 1—10 км. Диаметр основания конусов от нескольких десятков километров до 200 км. Ширина плоской площадки на вершине гийотов варьирует от нескольких километров до 30 км. Глубина площадок под поверхностью воды колеблется от десятков метров до двух километров.

В Атлантическом океане вулканические конусы рассеяны по всем котловинам, но гийотов мало.

В Индийском океане, в его северо-восточной части, обнаружено более ста подводных гор.

Тихий океан заполнен подводными и надводными вулканами в гораздо большей степени, чем другие океаны. Общее число таких «малых» форм рельефа здесь, по-видимому, превышает десять тысяч. Известно здесь и большое число гийотов.

Срединно-океанические хребты — наиболее крупные положительные элементы рельефа дна океана. Они образуют единую систему длиной более 60 тыс. км, протягиваясь из Северного Ледовитого океана через Атлантический и Индийский океаны в Тихий океан.

Наиболее изучен Срединно-Атлантический хребет. Ширина его достигает 2000 км. Высота над котловинами в среднем 2,5 км. Гребень хребта прослеживается почти точно по оси океана.

Вдоль гребня тянется характерное понижение — «рифтовая долина». Она распадается на отдельные вытянутые вдоль хребта впадины, разделенные перемычками. Дно долины в среднем находится на глубине 4 км, тогда как соседние вершины гребня поднимаются до глубины 2 км и кое-где даже обнажаются над уровнем океана, образуя острова (Исландия, Сан-Паулу, Вознесенья, Буве). Ширина долины 25—50 км. Дно долины очень неровное, плоских участков практически нет. К рифтовой долине с обеих сторон примыкают полосы чрезвычайно сложного рельефа с размахом выступов и впадин до 1 км. Ниже по склонам хребта рельеф становится спокойнее. Несколькими уступами высотой в сотни метров склоны разделяются на ступени.

В районе о. Буве хребет резко поворачивает на северо-восток и проходит между южной оконечностью Африки и Антарктидой. Здесь он называется Африкано-Антарктическим. Хребет переходит по простирацию в Западно-Индийский срединный

хребет. У о. Родригес наблюдается как бы «перекресток». С одной стороны, Западно-Индийский хребет продолжается отсюда на север в виде Аравийско-Индийского или Карлсбергского срединного хребта. Последний на севере изгибается к северо-западу, направляясь к Аденскому заливу, где теряется как положительная морфоструктура. Однако рифтовая долина, осложняющая гребень хребта, сохраняется и отсюда продолжается в Красное море, где известная осевая депрессия шириной 60 км и глубиной свыше 2 км как бы вложена в гораздо более широкую мелководную впадину. Здесь происходит сочленение срединно-океанического хребта с Аравийско-Африканской континентальной рифтовой системой.

С другой стороны, от о. Родригес к юго-востоку протягивается другой срединный хребет — Центрально-Индийский. На нем расположены о-ва Амстердам и Сент-Пол. Этот хребет далее поворачивает к восток-юго-востоку и проходит между Австралией и Антарктидой (Австрало-Антарктический хребет).

Продолжение срединно-океанического хребта в Тихом океане — хребты Южно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский. Они очень пологие. Восточно-Тихоокеанский хребет представляет собой вал высотой 2—3 км при ширине от 2000 до 4000 км. От 55° с. ш. до экватора он протягивается меридионально. Далее его простираение становится северо-западным и он направляется к устью Калифорнийского залива, подобно тому как Карлсбергский хребет направляется к Аденскому заливу. На гребне этого хребта нет признаков рифтовой долины. Но Калифорнийский залив — грабен, а на продолжении залива к северу расположена рифтовая структура Провинции Хребтов и Долин.

✓Срединные океанические хребты прорезаются многочисленными поперечными расщелинами. На Срединно-Атлантическом хребте самые крупные расщелины наблюдаются в экваториальной полосе, где хребет делает S-образный изгиб.

Срединные океанические хребты на всем протяжении характеризуются сильной современной сейсмичностью и современным вулканизмом. ✓

В океанах мы выделяем два эндогенных режима: океанических котловин и срединных хребтов.

## ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОТЛОВИНЫ

Общее представление о строении земной коры глубоководных океанических котловин дано в гл. I; общие сведения о строении океанического ложа см. в [15, 51, 68, 115].

Маломощные осадки котловин залегают на огромных пространствах удивительно спокойно, гораздо спокойнее, чем осадочный чехол платформ на континентах. Только вблизи хребтов и поднятий наблюдаются некоторые локальные деформа-

ции. Осадки перекрывают и выравнивают холмистый рельеф второго (базальтового) слоя океанической коры. Холмистый рельеф выступает на поверхности дна там, где осадков очень мало или их вовсе нет (например, в центральных районах Тихого океана).

С помощью глубоководного бурения установлен интереснейший факт — в толще рыхлых осадков на дне современных океанов нигде нет пород древнее юрских. Наиболее древние ископаемые организмы в океанических разрезах относятся к поздней юре. Однако мощность осадков, залегающих в некоторых районах глубже верхнеюрских, позволяет предполагать, что в основании осадочных слоев есть породы и среднеюрские. Распространение наиболее древних океанических осадков весьма ограничено. Их присутствие установлено лишь в трех районах: в Атлантическом океане в районе Багамских островов, в Тихом океане в районе подводной возвышенности Шатского (к востоку от Японии и Марианских островов), в Индийском океане к западу от Австралии. В других областях в подошве осадочной толщи, подстилаясь непосредственно базальтами второго слоя, залегают более молодые отложения [102, 103].

В распределении океанических осадков разного возраста в основании осадочной толщи установлена следующая закономерность: самые древние осадки наиболее удалены от срединных океанических хребтов и сменяются все более молодыми по направлению к гребню хребта.

Так, по периферии Атлантического океана в основании осадков залегают преимущественно меловые отложения. Но на расстоянии 1200 км от гребня срединного хребта они сменяются палеогеновыми, которые с дальнейшим приближением к гребню уступают место неогеновым и четвертичным.

В Тихом океане также наиболее молодые осадки, лежащие непосредственно на базальтовом фундаменте, наблюдаются вдоль гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, а смена меловых отложений в основании осадочной толщи палеогеновыми происходит на расстоянии 2000 км или больше от оси поднятия. Тут распределение осадков несколько более сложное: относительно более древние отложения сменяются более молодыми также в направлении на север (к Алеутской островной дуге), на северо-запад (к Курильской дуге). С запада и юго-запада область распространения юрских и меловых отложений несогласно срезается зоной краевых морей с их более молодыми отложениями (см. вкладку).

Другая, не менее существенная особенность распределения осадков в океане — во всех океанах и на подавляющей части их территории последовательность осадков указывает на углубление дна, происходившее с юры до настоящего времени. Можно с уверенностью утверждать, что в начале мезозоя (а во

многих случаях и до середины, и даже до конца мезозоя) на месте современных океанов находились мелкие эпиконтинентальные моря с глубинами в несколько сотен метров. К такому выводу приводит изучение литологии океанических осадков разного возраста [118]. В строении базальтов второго слоя и в характере выветривания их поверхности обнаружены признаки их излияния либо на небольшой глубине под уровнем моря (на что указывает, например, пористость базальтов), либо в субаэральных условиях.

Первые указания на то, что дно океана опускается и океан углубляется, получены еще в сороковых годах при бурении на коралловых атоллах. Скважины на атолле Эниветок в группе Маршалловых островов вскрыли базальтовое основание (вершину вулкана) на глубине около 1400 м. Пройденный разрез состоит полностью из скоплений кораллов, возраст которых сверху вниз меняется от современного до эоценового. Поскольку колониальные кораллы не могут существовать на глубинах, превышающих немногие десятки метров, разрез свидетельствует об опускании основания острова, начиная с эоцена (за 50 млн лет), на 1400 м. Бурение на нескольких других коралловых островах дало аналогичные результаты.

Следующие данные получены при обследовании гийотов. Нет сомнений в том, что их плоские вершины представляют собой результат морской абразии. Когда-то эти вершины находились на уровне моря и подвергались разрушению и выравниванию морскими волнами. Если многие гийоты сейчас находятся на глубине двух и более километров под уровнем моря, то это — результат последующего погружения дна. Такой вывод подтверждается тем, что на некоторых вершинах гийотов были обнаружены мелководные осадки. Наиболее древний их возраст — неокомский. Отсюда следует, что в Центральной части Тихого океана, где преимущественно развиты гийоты, за последние 130—140 млн лет произошло опускание дна относительно поверхности воды на два километра или несколько больше.

Значительно более полные данные, относящиеся ко всей площади океанов, получены со времени начала глубоководного бурения. Выяснилось, что речь должна идти не об опускании отдельных небольших участков дна, а о процессе общего углубления всего Мирового океана, т. е. о процессе, который неравномерно, но последовательно развивался в течение последних 200 млн лет с начала юры до настоящего времени.

В табл. 4 сведены данные по главнейшим точкам, в которых амплитуда углубления океана могла быть определена достаточно достоверно [68].

Е. М. Рудич, анализируя результаты глубоководного бурения, показал, что для всех океанов характерна следующая

закономерность: чем древнее осадки, тем чаще они оказываются мелководными, тогда как молодые отложения (неогенчетвертичные) преимущественно глубоководные [102, 103]. Однако углубление океанов происходило неравномерно (см. вкладку).

Опускание котловин Атлантического океана началось преимущественно на тех участках, которые расположены ближе к оси океана, и постепенно распространялось оттуда к периферии.

В котловинах северо-западной части Индийского океана отложения от позднеюрских до эоценовых, как правило, мелководны и только более молодые осадки принадлежат к разряду глубоководных. В то же время в некоторых районах (например, в Маскаренской котловине) значительные опускания начались уже в конце мела.

Котловины северо-восточной части Индийского океана в целом более молодые. Северо-Австралийская и Западно-Австралийская котловины стали усиленно погружаться уже после раннего мела и с тех пор погрузились почти на 6000 м. Несколько позже погрузился Восточно-Индийский хребет. В северной его части опускание началось после отложения лагуновых кампанских осадков, в средней части — после лигнитов палеоцена, на крайнем юге — после мелководного олигоцена.

Очень сложное развитие характерно для Тихого океана. Его котловины стали прогибаться в разное время: в начале мела, в конце мела, местами позже. Процесс носил блоковый, мозаичный характер и был в основном направлен от периферии к центру океана. Сопоставление данных по многим точкам показывает, что в позднем мезозое — раннем кайнозое средняя глубина Тихого океана составляла от 2,5 до 3,5 км, что на 1,5—0,5 км меньше средней современной глубины.

В мелу или позже погрузились многие поднятия, осложнявшие котловины океана. Поднятие Обручева глубоко опустилось только в миоцене. До самого конца мела оставалась поднятой выше уровня моря возвышенность Шатского. На возвышенности Хесса сохранились острова до середины мела. На месте подводных гор Маркус-Неккер до начала позднего мела существовало единое крупное поднятие Дарвина. Разделение его на отдельные блоки и погружение началось в позднем мелу. Следует отметить, что история океанических котловин, восстанавливаемая по фациям осадков разного возраста, вскрытых скважинами, оказывается значительно более сложной, чем та, которая воссоздается только по распределению осадков разного возраста без учета их фаций как индикаторов глубины образования. Исходя только из распределения осадков разного возраста, лежащих непосредственно на базальтовом фундаменте, следовало бы думать, что прогибание дна всегда начинается в наиболее удаленных от срединного хребта участ-

Таблица 4

Характеристика мелководных базальных осадков, вскрытых скважинами «Гломар Челленджер» (по Н. Милашину и Панаеву)

Номер скважины	Район	Глубина океанического дна, м	Глубина залегающих осадков под поверхностью дна, м	Состав и возраст осадков	Амплитуда погружения, м
<i>Атлантический океан</i>					
390	Плато Блейк	2670	165—206	Рифовые известняки (баррем и апт-альб)	2835
392	То же	2607	95	То же	2700
99	Блейк-Багамская котловина	4914	35	Рифовые известняки (юра и ранний мел)	4950
100	То же	5325	150	То же	5475
391	»	4963	1100	»	6000
105	Западная часть	1811	190—250	Наземные осадки с обломками угля (байос); ракушняковые известняки (средний сеноман)	2050
384	Хребет аномалии	3910	325	Ракушняковые известняки (барремальб)	4235
417	Бермудская возвышенность	5488	350	Галечники (ранний мел)	5800
21	Возвышенность Рио-Гранде	2113	130	Мелководный ракушняк (докампанский возраст)	2550
357	То же	2109	750	Известняки с мелководной фауной (сантон)	2860
356	Плато Сан-Паулу	3203	741	Соли (апт-альб)	3940
330	Фолклендское плато	2626	556	Субаэральные осадки с лигнитом (среднеюрские)	3180
361	Капская котловина	4949	1314	«Черные» сланцы (ранний апт)	5260
363	Китовый хребет	2248	715	Калькарениты, фосфориты и другие породы	2900
359	Юго-западное окончание Китового хребта	1698	87	Известняки с мелководной фауной (эоцен)	1740
364	Ангольская котловина	2448	1086	Сапропелевые сланцы, мелководные известняки, перекрытые соляной толщей (позднеаптской)	3530
367	Котловина Зеленого Мыса	4948	950	Известняки с органическими включениями торфяного типа (поздняя юра)	5900
368	То же	3367	960	Углистые аргиллиты (поздний мел)	4300

Номер скважины	Район	Глубина океанического дна, м	Глубина залегания осадков под поверхностью дна, м	Состав и возраст осадков	Амплитуда погружения, м
397	Канарская котловина	2900	1453	Дельтовые отложения (валанжин — готерив)	4350
370	То же	4216	1176	Мелководные аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов (берриас)	5390
398	Иберийская котловина	3890	1740	Мелководные известняки и «черные» сланцы с растительными остатками (баррем — альб)	5600
400	Бискайский залив	4399	777	«Черные» сланцы с растительными остатками (апт — альб)	2840
401	То же	2495	341	Известняки с мелководной фауной (кимеридж-альб)	5180
402	»	2339	469	Мелководные известняки (раннеаптские), выше «черные» сланцы (апт — альба)	2810

## Тихий океан

281	Южнее о. Тасмания	1591	161	Глауконитовые пески (позднеэоценовые), лежащие на сланцах (позднекембрийских)	1750
204	Поднятие Лорд-Хау	1389	513	Риолиты, образовавшиеся в субаквальных условиях (поздний мел)	1900
317	Плато Манихики	2622	600—700	«Черные» сланцы с растительными остатками, известняки с мелководными пелициподами (баррем — апт)	6500
318	Поднятие Туа-моту	2659	745	Известняки с мелководной фауной	3400
165	Район хр. Лайн	5053	253—284	Рифовые известняки (кампан — маастрихт)	5300
315	То же	4164	800	Рифовые известняки (кампан)	5000
316	»	4464	800—835	То же	5300

Номер скважины	Район	Глубина океанического дна, м	Глубина залегания осадков под поверхностью дна, м	Состав и возраст осадков	Амплитуда погружения, м
171	Гайот Горизонт (к югу от Гавайских островов)	2295	474	Когломераты, вулканокластические песчаники с растительными остатками, обломочные известняки с мелководной фауной (маастрихт)	2450
200	Гайот Горизонт (Каролинская абиссальная котловина)	1479	132	Рифовые известняки	1600

## Индийский океан

214	Восточно-Индийский хребет	1655	440—300	Глауконитовые пески с лигнитами (палеоцен)	2150
216	То же	2237	460—370	Рифовые известняки (маастрихт)	2700
217	»	3010	760—600	То же (кампан)	2600
253	Восточно-Индийский хребет	1962	580	Прибрежные пески (палеоцен — эоцен)	2500
254	То же	1254	300	Вулканокластические песчаники с мелководной фауной (средний — поздний эоцен)	
255	Западно-Австралийский хребет	1144	106	Известняки с мелководной фауной (сантон)	1250
258	Плато Натуралиста	2793	525 и 230	Глауконитовые пески (альб) и известковистые илы (поздний миоцен) с мелководной фауной	3000
263	Котловина Кювье	5065	650	Окремнелые песчаники с обломками ракушняка с мелководной фауной	5700
264	Мадагаскарский хребет	1030	176	Песчаники, брекчии с глауконитом (ранний эоцен)	1200
247	То же	944	26	То же	960
241	Сомалийская котловина	4054	1130	Песчаники и глины (гурон)	5180
219	Мальдивский хребет	1764	370	Мелководные известняки, песчаники и алевролиты (поздний палеоцен)	2100

ках океана и оттуда распространяется в сторону хребта. В действительности, такая последовательность проявляется лишь в частных случаях.

Формы рельефа, осложняющие океанические котловины, имеют как тектоническое, так и вулканическое происхождение.

Уступы в восточной части Тихого океана — огромные по протяженности широтные разломы в земной коре. Возраст этих структур можно попытаться установить там, где они в той или иной форме продолжают по своему простираению на суше. Наилучшим объектом для этого является разлом Меррей. В подводной части он состоит из двух односторонних горстов, разделенных грабеном. Эта двойная гряда по простираению точно выходит на Поперечный хребет в Южной Калифорнии. Поперечный хребет начал подниматься в конце позднего мела и до миоцена сохранял форму свода. Грабен по оси хребта образовался в конце миоцена. Естественно предположить, что и подводная структура имеет ту же историю.

На простираении разлома Мендосино вся система Кордильер пересекается поперек полем развития плиоценовых лав. На простираении разлома Клэрион в Мексике протягивается большой тектонический разрыв, отделяющий выходы палеозойских метаморфических пород на юге от области развития молодых вулканогенных пород на севере. Эта зона пересекает всю Мексику. Вдоль нее цепочкой вытянулись вулканы — как действующие, так и недавно угасшие. Возраст разрыва — неогеновый.

Судя по этим сопоставлениям, большие широтные разломы на востоке Тихого океана образовались в позднем кайнозое, хотя некоторые деформации могли здесь начаться и раньше — в палеогене или в самом конце мезозоя.

Асейсмичные хребты и платообразные поднятия в тектоническом отношении представляют собой горстообразные глыбовые структуры, на что указывают их крутые крылья и плоские вершины. Возраст структур установить трудно, но относительно одной такой структуры — Китового хребта — можно высказать ряд предположений. На простираении Китового хребта на континенте Африки (в Намибии и Анголе) протягивается цепочка вулканов с щелочными лавами (трахитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами). Далее к северо-востоку находится грабен Лукапа, к которому приурочены интрузии основных пород и кимберлитов. Возраст их — послепермский и допоздне-меловой. Возможно, что и Китовый хребет (или те разломы, вдоль которых он образовался) начал возникать не позже конца мела.

Линейные гряды вулканических островов приурочены к разломам в земной коре. Особенно грандиозны такие вулканические гряды в Тихом океане, где они имеют преимущественно

северо-западное простираение. Обращает на себя внимание то, что гряда в 16 тыс. км длиной, пересекающая по диагонали весь океан от берегов Чили до Камчатки, делит Тихий океан на юго-западную и северо-восточную половины с резко различным рельефом дна: очень сложным на юго-западе и значительно более спокойным на северо-востоке. Наиболее древние базальтовые лавы на островах в центральной части Тихого океана — эоценовые. В эоцене были образованы и некоторые из Маршалловых о-вов, архипелаг Туамоту и, возможно, острова Гилберта, Каролинские, Лайн. В миоцене возникли Гавайские и многие другие острова.

В Атлантическом океане гряда вулканических островов протягивается в северо-восточном направлении по оси Гвинейского залива (о-ва Аннобон, Сан-Томе, Принсипе, Фернандо-По). К юго-западу эта гряда продолжается серией подводных вершин и заканчивается о. Св. Елены. А к северо-востоку на продолжении этой линии на континенте известны (вплоть до оз. Чад) многочисленные проявления вулканизма. Здесь развиты излияния базальтов, андезитов, фонолитов, трахитов, а также риолитов. Начало вулканической активности в этой полосе датируется концом позднего мела. С перерывами вулканическая активность продолжается до наших дней.

Все тектонические структуры, развитые в океанических котловинах, имеют резко выраженный разрывный, глыбовый характер. Этот тип дислокаций вообще характерен для океанов. Складчатые структуры голоморфного типа на дне океанов не обнаружены.

Второй слой коры океанических котловин сложен почти полностью базальтами толентового типа. Это преимущественно излившиеся базальты с подушечной отдельностью, но также и породы, внедрившиеся в виде пластовых интрузий. Базальты образуют покровы, между которыми в отдельных скважинах отмечены тонкие прослой карбонатных осадков.

Базальты второго слоя сильно обеднены некогерентными элементами. Однако было бы ошибочным полагать, что океанические базальты вполне однородны. При сохранении общего типа, они различаются геохимическими особенностями. Какие-либо закономерности таких изменений устанавливать пока преждевременно.

Нижний слой коры океанических котловин — третий — известен по геофизическим данным, а также по тем пробам, которые были подняты драгой из глубоких расщелин, пересекающих и срединный хребет, и котловины. В пробах определены долериты, дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, амфиболиты, серпентиниты. По составу третий слой тесно связан со вторым: базальты второго слоя — результат выплавления магмы из пород третьего слоя.

Общая мощность твердой коры в океанах (без слоя воды) зависит от глубины (с увеличением глубины уменьшается). Вместе с тем имеются различия и между отдельными океанами.

Так, в Атлантическом океане для глубин до 3 км, от 3 до 4 км и больших глубин кора имеет среднюю толщину соответственно 7,26; 6,67 и 6,49 км; для Индийского океана для тех же градаций глубин — 8,76, 8,10 и 6,80 км; для Тихого океана — 9,21, 8,00, 7,52 км [68].

Изменения толщины коры наблюдаются и в пределах отдельных океанов. Так, Тихий океан отчетливо разделяется на две части — западную и восточную. На западе кора толще (до 10 км) и более изменчива. На востоке кора тоньше (до 8 км) и однородней. Между двумя областями протягивается переходная зона шириной от 500 до 1500 км [51]. Сложные вариации толщины коры отмечаются и в Атлантическом океане.

Особенностями толщины и строения коры характеризуются поднятия, которые осложняют океанические котловины — уступы, асейсмичные хребты, подводные плато, пологие возвышенности, гряды вулканических островов.

Подводные уступы, асейсмичные хребты и платообразные поднятия обычно отличаются более толстой корой по сравнению с глубокими областями котловин. Мощность твердой коры под ними достигает 18 км. Обычно это, хотя и толстая, но океаническая кора. Однако в некоторых случаях геофизические данные позволяют либо устанавливать достоверно, либо предполагать наличие во втором слое и пород континентального характера. Фрагменты гранито-гнейсового слоя с хорошей степенью достоверности установлены глубинным сейсмическим зондированием (по сейсмическим скоростям 5,7—6,1 км/с) для о. Сокотра, хребтов Сейшельского, Маскаренского, Мадагаскарского, Мозамбикского, плато Агульяс, Западно-Австралийского хребта, плато Натуралистов. Мощный гранито-гнейсовый слой (до 13 км) установлен на поднятии Роколл в Северной Атлантике. Есть основания предполагать наличие гранито-гнейсового слоя в разрезе Китового хребта, на плато Риу-Гранде, под о-вами Канарскими, Зеленого мыса, Мадейра, Фарерскими, под Исландско-Фарерским порогом, на плато Крозе и в хр. Кергелен. Во всех этих случаях гранито-гнейсовый слой много тоньше, чем на континенте, и выклинивается в сторону больших глубин океана.

Специфика океанических островов в том, что на них помимо толеитовых базальтов распространены и нередко преобладают базальты субщелочные и щелочные, сходные по составу с магмами континентальных рифтов.

При сравнении времен пробега сейсмических волн от удаленных землетрясений под океанами и континентами установлено, что мантия под океанами в целом менее плотная, чем

мантия континентов. Совокупность данных свидетельствует в пользу наличия под океанами мощной астеносферы, которая начинается на глубине 50—80 км и распространяется вглубь до 250—400 км. Об этом свидетельствуют и результаты томографии (см. рис. 1). По данным С. Д. Коган [42], различия в упругих свойствах вещества под континентами и океанами проникают и в нижнюю мантию. По сравнению со среднемировым годографом отклонения времен пробега продольных сейсмических волн под Северной Евразией и Северной Америкой равны соответственно  $-1,39 \pm 0,27$  и  $-0,44 \pm 0,21$ , а под Северным Ледовитым и Тихим океанами — соответственно  $+0,655 \pm 0,26$  и  $+1,08 \pm 0,20$ .

Однако в литосфере под одной из океанических котловин — Ангольской — были замерены скорости 8,0 км/с на глубине 10 км, 8,5 км/с на глубине 15 км и 8,8 км/с на глубине 25 км. Столь высокие скорости ставят перед интерпретатором сложную задачу.

С другой стороны, под некоторыми поднятиями (например, под Бермудским) на глубине всего нескольких километров под поверхностью обнаружены линзы разуплотненного вещества с сейсмическими скоростями 7,4—7,6 км/с. Здесь можно предполагать частично расплавленный мантийный диапир.

Тепловой поток в океанических котловинах низкий или нормальный. Средний поток для Атлантического океана  $30,7$  мВт/м<sup>2</sup>, для Индийского океана  $35$  мВт/м<sup>2</sup>, для Тихого океана  $42,6$  мВт/м<sup>2</sup>. Нельзя не увидеть противоречия между столь малым выделением тепла с поверхности океанического дна и мощной астеносферой, на которую указывают сейсмологические наблюдения.

Из континентальных пород к составу океанических базальтов наиболее близки платобазальты, подобные сибирским или деканским. Последние отличаются от океанических базальтов несколько большим содержанием некогерентных элементов. Интерес представляют области, где на границе между океаном и континентом смыкаются океанические базальты и континентальные платобазальты. Такое смыкание известно, например, на Атлантическом побережье Южной Америки. Здесь известные платобазальты системы Парана раннемелового возраста. Молодые интенсивные глыбовые движения расчленили их на отдельные пятна, но первоначально базальты, несомненно, покрывали всю прибрежную полосу континента и непосредственно переходили в базальтовый фундамент ближайших океанических котловин того же возраста.

Обширные выходы на сушу второго океанического слоя наблюдаются в Северной Атлантике, где слой мощностью 3—4 км выходит на поверхность на Фарерских островах и близко подходит к поверхности на плато Рокколл. Он продолжается

также на суше в Шотландии, Исландии и Гренландии. Следует прибавить, что платобазальты встречены в скважинах в западной части плато Воринг. Возраст базальтов палеоцен—эоценовый. В последних случаях очевидна связь наземных выходов базальтов со вторым океаническим слоем. А в целом — это обширная Брито—Арктическая базальтовая провинция (или провинция Туле), в центре которой находится Исландия с молодыми (миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными) базальтами. На плато Роколл базальты перекрывают докембрийский метаморфический комплекс. На Фарерских островах они залегают, по-видимому, на более молодом метаморфическом комплексе (каледонском). На плато Воринг базальты подстилаются толщей осадков, предположительно мезозойского и палеозойского возраста. Все эти базальты изливались в наземных или крайне мелководных условиях, а значительное погружение под воды океана произошло только в конце миоцена и плиоцена.

На границе Индийского океана и Южной Африки общей для океана и континента формацией являются платобазальты системы Карру поздне триасового — раннеюрского возраста. Поздне меловые — эоценовые платобазальты Декана продолжались в свое время к западу за пределы современного континента. Ныне они обрушены на дно Бомбейского залива и входят в состав второго слоя коры дна Аравийского моря.

В области перехода к Индийскому океану в прибрежной полосе Австралии среди осадочных толщ впадины Перт залегают раннемеловые базальты. По возрасту они соответствуют второму слою в прилегающих океанических котловинах.

Приведенные данные о связи океанических структур с наземными указывают на то, что океаны и континенты — не полностью чуждые друг другу элементы строения земной коры. Между ними есть признаки взаимного перехода. Все же следует иметь в виду, что по составу наземные платобазальты всегда несколько отличаются от океанических большим содержанием некогерентных элементов.

Подводя итоги рассмотрению эндогенного режима океанических котловин, нетрудно подметить сходство этого режима с тафrogenным.

Вся история океанических котловин, как она нам сейчас рисуется (преимущественно на основе результатов глубоководного бурения), указывает на то, что эти котловины образовались в процессе океанизации.

С этой точки зрения поучительно специально рассмотреть строение Северного Ледовитого океана — внутреннего моря, полностью окруженного континентальными массивами (рис. 115). В окружающих океан широких шельфах есть лишь один разрыв — трог Лены между шельфами вала Нансена и Гренландским. Ширина трога всего 3 км, глубина 2,5 км. Ли-

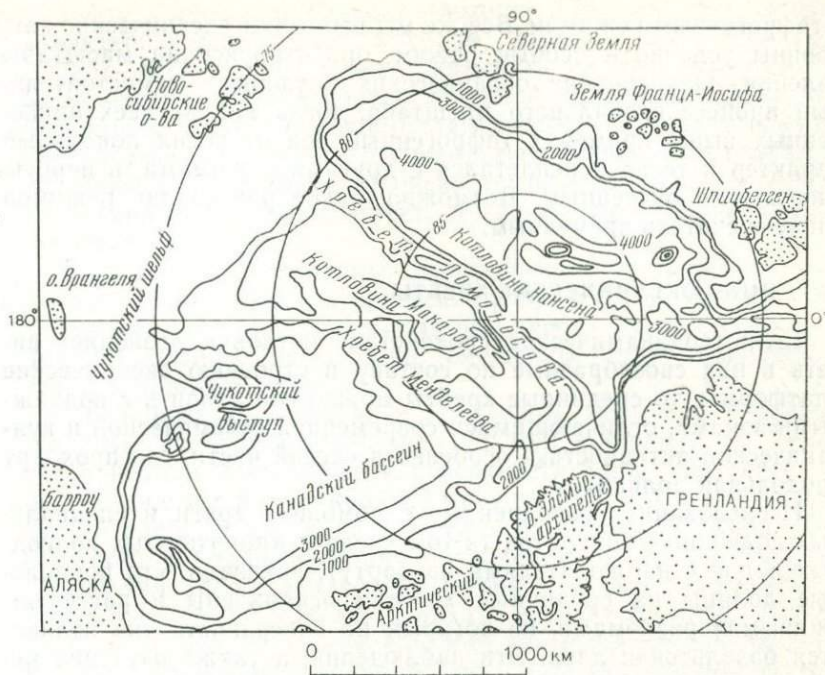


Рис. 115. Батиметрическая карта Северного Ледовитого океана (по Э. Кингу и др.)

нейные магнитные аномалии в нем прерываются. Отсюда следует, что Северный Ледовитый океан с океаническими глубинами не мог «раскрыться» путем спрединга: сплошное континентальное кольцо, его окружающее, такому процессу препятствует. В средней части океан пересекается широким хребтом Ломоносова с континентальной корой. Обоиими краями хребт упирается в шельфы — Сибирский и Гренландский — и постепенно в них переходит. Образуя своеобразную «перекладину», хребт Ломоносова как бы «закрепляет» форму Ледовитого океана. Плоская поверхность хребта, находящаяся сейчас на глубине 1200 м, несет следы морской абразии — свидетельство опускания внутренних частей океана. Другие многочисленные свидетельства того же процесса касаются состава осадков и строения окружающих океан шельфов [32].

Всюду в океанических котловинах главное — оседание земной коры, некомпенсированное осадками и ведущее к образованию глубоководных бассейнов с тонкой «базальтовой» земной корой. Последняя тем тоньше, чем глубже прогибание. В этом сходство процесса образования океанических котловин

с тафрогенным режимом. Все же мы выделяем океанические котловины условно в особый режим, ориентируясь на масштабы явления. Образование океанических котловин — самостоятельный процесс глобального масштаба, тогда как во всех приведенных выше примерах тафрогенный режим носил локальный характер и тесно переплетался с другими режимами, в первую очередь — с орогенным. Возможно, такое разделение режимов следует считать временным.

### СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Если геодинамическое спокойствие котловин позволяет видеть в них своеобразные по составу и строению океанические платформы, то срединные хребты можно сопоставить с подвижными зонами, отличающимися современной сейсмической и вулканической активностью, особенно в осевой части, где проходит продольная долина.

Исследования, выполненные с помощью драги и специальных подводных аппаратов (в том числе и миниатюрных подводных лодок с наблюдателями на борту), показали, что продольные долины на срединных хребтах ограничены и рассечены «живыми» разломами, по которым на поверхность дна изливается базальтовая лава. Эти наблюдения, а также изучение механизма очагов землетрясений не оставляют сомнений в том, что продольные долины — структуры растяжения, т. е. рифты. Перед нами огромная система подводных рифтов, тесно связанных со срединными океаническими хребтами. Рифты до сих пор находятся в состоянии развития. Изливаемые в них базальты принадлежат к толентовому типу.

Хотя в осевой части срединных хребтов развиты, как правило, наиболее молодые (плиоценовые и современные) осадки и вулканические породы, в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта между разломами Вима и Романш наблюдается крупная аномалия [140, 141, 137, 157]. Калий-аргоновым методом возраст перидотита, образующего скалы Сан-Паулу, определен в 835 млн. лет. В обрывах расщелины, образованной поперечным разломом Романш, обнаружены граувакковые сланцы древнего облика. На поперечном хребте, протянувшемся вдоль разлома Вима, найдены мелководные известняки с фораминиферами, остатками водорослей, гастроподами, с обломками кварца и полевых шпатов и со следами субаэральной перекристаллизации. Возраст известняков мезозойский, вероятно меловой. Сейчас они находятся на глубине более 1000 м. Оолитовые и биогенные известняки обнаружены и на хребте близ разлома Романш. Возраст известняков, несущих следы перекристаллизации в субаэральных условиях, около 45 млн лет. Значительно севернее — в районе разлома Атлантис —

в рифте обнаружен базальт (возраст 170 млн лет), который характеризуется также высоким стронциевым отношением (0,7203—0,7210), что может указывать на происхождение его не из океанической, а континентальной мантии. В той же экваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта найдены и ультраосновные породы континентального типа. Вся полоса, пересекающая Атлантический океан от западного выступа Африки до северной Бразилии, имеет, в свете этих данных, особое строение.

Поперечные расщелины, пересекающие срединные хребты, представляют собой тектонические разрывы, называемые трансформными. По этим разрывам ось хребта (усложняющая его долина) разбита на отрезки, смещенные друг относительно друга вправо или влево.

Срединные хребты, как и котловины, испытали в недавнее геологическое время опускание [102, 103]. Например, хр. Рейкьянес в неогене был ближе к поверхности воды, чем теперь. Он опустился с тех пор по крайней мере на 1000 м. Северо-Атлантический хребет в плиоцене опустился на 3000 м. В районе Азорских островов зафиксировано опускание на 2—2,5 км. Срединно-Индийский хребет в течение неогена и четвертичного времени погрузился на 2,5—3,5 км. Сложнее история Восточно-Тихоокеанского хребта, на севере которого происходили знакопеременные движения с амплитудой 2,5 км, а на юге преимущественно опускание.

Есть геохимические основания считать, что базальты срединно-океанических хребтов выплавлялись на очень малой глубине (20—40 км). Лишенные летучих компонентов, они выплавлялись очень спокойно, в перегретом состоянии. Уже на глубине 20 км под океаническими рифтами можно предположить температуру 1200 °С, а на глубине 40 км температура поднимается до 1250 °С [58]. В эти условиях степень частичного плавления может колебаться от 8 до 20 %. Область частичного плавления, по-видимому, имеет форму линзы толщиной в 30—40 км под осевой зоной хребта. С удалением от осевой зоны линза выклинивается (рис. 116). Сейсмически эта область частичного плавления представляет собой волновод со скоростями 7,0—7,6 км/с на глубине 40 км. Скорости повышаются до 8,5 км/с. Третий слой океанической коры под гребнем срединно-океанических хребтов сейсмически не прослеживается. В компенсацию мощность второго слоя увеличивается до толщины 6 км. Следует думать, что это эффект изменения температур, а не вещества.

Срединные хребты, в соответствии с малой глубиной частичного плавления в мантии, характеризуются очень высоким тепловым потоком (в среднем 85 мВт/м<sup>2</sup>), в два раза превышающим нормальный, в отдельных точках он поднимается до

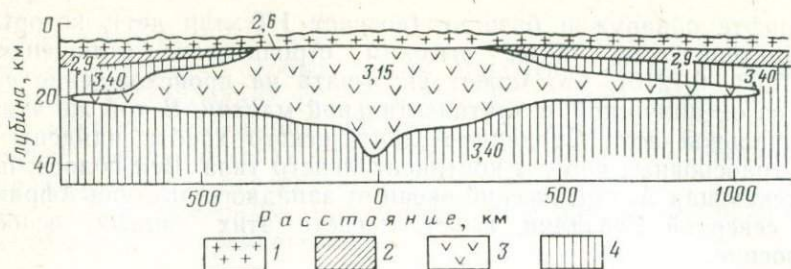


Рис. 116. Модель строения срединного океанического хребта по сейсмическим и гравиметрическим данным (по М. Тальвани и др., 1965):

1 — второй слой океанической коры; 2 — третий слой океанической коры; 3 — аномально разуплотненная мантия; 4 — нормальная мантия. Цифры на разрезе — плотность вещества (в  $\text{г/см}^3$ )

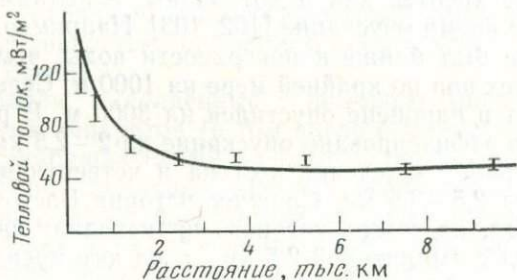


Рис. 117. Изменение величины теплового потока с удалением от оси срединно-океанического хребта

250  $\text{мВт/м}^2$ . Сразу же за пределами узкой осевой зоны хребта тепловой поток резко падает до величины ниже нормальной, а затем до границ хребта и далее в пределах котловин близок к нормальному (рис. 117).

Весьма существенным является вопрос о возрасте срединно-океанических хребтов. Геологические методы применимы лишь для тех областей, где хребты смыкаются с наземными структурами. Карлсбергский срединный хребет непосредственно переходит в Аравийско-Африканский континентальный рифтовый пояс. Нубийско-Аравийский свод, к которому приурочен Эритрейский (Красноморский) рифт (ближайший на продолжении срединного хребта), поднимался, возможно, в конце мезозоя и, во всяком случае, в палеогене. Рифт на этом своде начал формироваться в конце олигоцена, но главным образом с миоцена и продолжает развиваться до настоящего времени. Того же возраста и структуры Провинции Хребтов и Долин в США, лежащие на продолжении Восточно-Тихоокеанского срединного хребта и явно с последним связанные. Рифт имеет здесь миоце-

новый возраст. К Срединно-Атлантическому хребту приурочена Исландия, которая может рассматриваться как часть хребта, поднятая над уровнем моря. Исландия сложена толщей миоценовых и плиоценовых платобазальтов, толеитовых и щелочных, излившихся в континентальных условиях в Брито-Арктической провинции. Рифт образовался тут в плейстоцене.

Отсюда следует вывод о молодости срединно-океанических хребтов, и в особенности осложняющих их рифтовых долин. Последние никак не древнее конца палеогена, а вероятнее всего, неогеновые и четвертичные.

В геофизическую характеристику срединных океанических хребтов и океана в целом входят линейные магнитные аномалии, которым в современных представлениях придается исключительно важное значение. Удобнее обратиться к этому вопросу позже, при анализе принципиальных сторон развития тектоносферы Земли.

Если режим океанических котловин имел сходство с тафrogenным режимом, то режим срединных хребтов во многом сходен с рифтовым режимом. Но на тех же основаниях, на которых мы сохранили условно в качестве самостоятельного режим океанических котловин, мы условно сохраняем самостоятельным и эндогенный режим срединно-океанических хребтов. Последний резко отличается от континентального рифтового режима толеитовым составом магм.

## Глава X

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

#### ГРУППИРОВАНИЕ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Эндогенные режимы можно группировать по различным признакам. По величине теплового потока могут быть выделены режимы термически спокойные и термически возбужденные. К первым относятся континентальные платформенные режимы и режим глубоководных океанических котловин, где тепловые потоки меньше  $60 \text{ мВт/м}^2$ . Особенно низки тепловые потоки на кристаллических щитах. Ко вторым, характеризующимся в той или иной мере повышенными тепловыми потоками, должны быть отнесены все остальные эндогенные режимы. Самыми возбужденными при этом окажутся режимы ортогеосинклинальные (главным образом, эвгеосинклинальный) и срединных океанических хребтов. Средние тепловые потоки, сопровождающие различные эндогенные режимы, составляют приблизительно следующие величины (в  $\text{мВт/м}^2$ ):

кристаллические щиты . . . . .	40
плиты древних платформ и глубоководные котловины . . . . .	45

зоны слабого орогенеза (Урал, Аппалачи и др.) . . . . .	55
» сильного орогенеза (Тянь-Шань) . . . . .	75
рифты . . . . .	80
тафрогенный режим (молодой) . . . . .	90
геосинклинальный режим (по палеогеотермическим данным для стадий регионального метаморфизма) . . . . .	160
срединно-океанические хребты . . . . .	140 (до 250)

Величина теплового потока коррелируется с упругими свойствами тектоносферы. В областях с повышенным тепловым потоком скорость сейсмических волн уменьшается, в областях с пониженным потоком — увеличивается.

С. Д. Коган, предположив, что глубина распространения неоднородностей составляет 400 км, рассчитала региональные отклонения времен пробега (в с; минус — повышенные скорости, плюс — пониженные) сейсмических волн от среднемирового графика для различных тектонических зон [42]:

древние платформы . . . . .	—0,9
каледонские и герцинские складчатые зоны . . . . .	—0,7
альпийские складчатые зоны . . . . .	от 0,8 до +0,6
рифты и активизированные платформы . . . . .	+0,2
крупнотихоокеанская подвижная зона . . . . .	+0,7

Некоторые авторы указывают, что тепловой поток зависит не столько от современного эндогенного режима, сколько от времени, которое протекло с последнего «тектоно-магматического события». При этом приводятся средние цифры, которые, действительно, показывают, что области декембрийского диастрофизма характеризуются самыми низкими тепловыми потоками, области каледонской складчатости — более высокими, зоны герцинского тектогенеза — еще более высокими, а в области кайнозойских проявлений тектонических и магматических процессов — максимальными. Однако возможна и иная интерпретация данных. Приняв во внимание, что тепло доставляется к поверхности не столько кондуктивным, сколько конвективным путем, можно предположить, что тепловой поток проходит путь от кровли астеносферы до поверхности в течение 10—20 млн лет. Следовательно, на поверхности мы наблюдаем тепло, которое зародилось в верхней мантии не раньше начала неогена, т. е. в неотектоническую эпоху. Это тепло отражает глубинные процессы, являющиеся причинами кайнозойских эндогенных процессов, и не может иметь отношения к процессам, завершившимся в мезозое или раньше. Вероятно, корреляция величины теплового потока и возраста «тектоно-магматического события» отражает современный режим соответствующих областей. Действительно, области с докембрийскими интенсивными эндогенными процессами сейчас образуют наиболее спокойные режимы (кристаллические щиты); зоны палеозойской эндогенной активности подвергались в неотектоническую эпоху

активизации или орогенезу, как правило, в меньшей мере, чем зоны герцинского и тем более альпийского тектогенеза.

Критерием для классификации эндогенных режимов может быть и распределение температур между верхней мантией и корой.

Можно говорить о разных сочетаниях горячей и холодной коры и горячей и холодной мантии, считая мантию горячей, если из нее выплавляются магмы (основные и ультраосновные), а кору — горячей, если в ней происходит метаморфизм высоких температур или гранитизация. Если же из мантии магмы не выплавляются, а в коре не происходит метаморфизм (или происходит метаморфизм высоких давлений, но низких температур), то и мантия и кора считаются холодными.

Теоретически могут существовать любые сочетания горячих и холодных мантии и коры. Для правильного понимания сочетаний следует учитывать разный температурный уровень процессов, определяющих холодное или горячее состояние верхней мантии и коры.

Для выплавления базальта из верхних слоев мантии температура в них (на глубине около 100 км) должна достигать 1400 °С, при выплавлении ультраосновного материала она должна быть на несколько сотен градусов выше. А региональный метаморфизм и гранитизация в коре требуют температуры не более 700 °С. Поэтому холодная мантия (мантия, из которой не происходит выплавление основных магм) может иметь температуру на той же глубине 100 км около 1200 °С и, таким образом, быть «горячее», чем горячая кора, в которой температура не превышает 700 °С.

Очевидно, что в областях спокойных режимов — платформенных и океанических котловин, — где, как правило, не происходят ни магматические, ни метаморфические процессы, следует считать и верхнюю мантию и кору холодными.

В доинверсионную стадию геосинклинального режима в очень типичной форме проявляется сочетание горячей мантии и холодной коры. Из мантии выплавляются основные и ультраосновные магмы, а в коре нет никаких признаков нагрева, так как если метаморфизм и происходит, то он принадлежит к типу метаморфизма низких температур и высоких давлений. В не менее типичной форме проявляется сочетание холодной мантии и горячей коры в инверсионную стадию развития геосинклинали, когда выплавление мантийных магм прекращается, а в коре происходит региональный метаморфизм высоких температур.

Сочетание горячей мантии с холодной корой совершенно ясно проявляется в рифтовом и тафрогенном режимах, в режиме срединно-океанических хребтов и при различных типах тектоно-магматической активизации. Несколько более сложным

является состояние тектоносферы при орогенном режиме, который начинается, несомненно, в условиях нагретой мантии и холодной коры. Но если орогенный режим сопровождается образованием «орогенных» калиевых гранитов, что связано с явлениями анатексиса, то (по крайней мере, для некоторых областей орогенных зон) следует предполагать возможность сочетания «горячая мантия—горячая кора».

Отметим, что холодное состояние земной коры, характерное для доинверсионной стадии развития геосинклинали, а также для режимов платформенных, рифтового, тафрогенного, океанических котловин, срединных хребтов и отчасти для орогенного, отражается на ее деформационных свойствах. Кора во всех этих случаях является хрупкой и дислокации носят глыбовый характер. Нагрев коры, происходящий в инверсионную стадию развития геосинклинали, ведет к повышению ее пластичности, к развитию связанных деформаций и течения.

Режимы различаются также степенью и характером проницаемости земной коры (и всей литосферы) для магмы и флюидов. Напомним, что проницаемость может быть большой и малой, рассеянной и сосредоточенной, сквозной и закрытой.

В доинверсионную стадию развития геосинклинали земная кора характеризуется большой рассеянной проницаемостью — частью сквозной, частью закрытой. В инверсионную стадию метаморфизм пород, сопровождаемый перекристаллизацией, ведет к изменению условий проницаемости. На какое-то время земная кора становится непроницаемой, а затем, после раскалывания образовавшегося кристаллического «панциря», возникает сквозная сосредоточенная проницаемость, которая сохраняется и при орогенном режиме. Типичный платформенный режим отличается непроницаемой литосферой. При рифтовом режиме, а также режиме центральных интрузий и трубок взрыва устанавливаются условия локальной сквозной сосредоточенной проницаемости. А режимы глыбовой тектоно-магматической активизации и платобазальтовый характеризуются такой же проницаемостью, но распространившейся на широкой площади.

От характера проницаемости зависит степень взаимодействия между поднимающимися магмой и флюидами, с одной стороны, и вмещающей средой — с другой. При раскалывании холодной коры летучие компоненты легко уходят в окружающее пространство, магмы становятся сухими и взаимодействие проявляется слабо. В условиях же слабой проницаемости глыбинные флюиды имеют хорошую возможность взаимодействовать с вмещающей средой.

Эндогенные режимы могут быть разделены и на конструктивные, и деструктивные по изменению (увеличению или уменьшению) мощности континентальной коры. При таком разделении противоположные и крайние положения занимают режимы

орогенный и тафрогенный. Первый является типичным конструктивным. При нем толщина коры максимальна и достигает 70 км, что почти вдвое превышает среднюю ее толщину. Некоторые орогенные зоны являются эпиплатформенными. Исходя из вполне вероятного предположения, что платформы всегда характеризовались средней толщиной коры, как и сейчас, мы заключаем, что при смене платформенного режима на орогенный произошло наращивание коры, кора стала толще. Подобное же рассуждение в применении к областям тафрогенных режимов приводит к заключению о деструктивности этого режима. Континентальная кора с переходом от платформенного режима к тафрогенному становится тоньше, а затем и вовсе выклинивается и замещается корой океанического типа.

К деструктивному типу следует отнести также рифтовый режим, при котором мощность коры заметно сокращается по сравнению с соседними областями платформ, не затронутыми рифтообразованием. Есть основания полагать, что все режимы тектоно-магматической активизации деструктивны, о чем свидетельствует уменьшение мощности коры в Западной Европе и на Китайской платформе, где эти режимы проявились особенно полно. Значительная мощность коры в Центральной Азии, где также проявлен режим тектоно-магматической активизации, возможно, указывает на то, что здесь, в центре огромного материка, процесс деструкции коры еще не успел развиться. Он, однако, хорошо выражен локально (например, в Байкальском рифте).

Еще один критерий систематизации эндогенных режимов — величина средних сейсмических скоростей в консолидированной коре, которая косвенно позволяет судить о вещественном составе коры. Такие средние скорости известны для платформ, орогенных зон, тафрогенных структур [14, 15]. Если платформенные сейсмические скорости (6,4—6,5 км/с) в среднем в консолидированной коре считать нормальными, то в орогенных зонах скорости понижены (6,2—6,3 км/с), а в тафрогенных впадинах повышены (6,5—6,8 км/с). Пониженные скорости свидетельствуют о том, что консолидированная кора сложена породами относительно малой плотности, а повышенные скорости являются признаком более плотного материала. Геологические данные позволяют предполагать, что менее плотный материал коры — кислые горные породы, более плотный материал — породы основные. Так возникли представления о возможности выделения трех типов коры: салического, салическо-фемического и фемического. Соответственно, кора орогенных зон относится к салическому типу, кора платформы — к салическо-фемическому, кора тафрогенных впадин — к фемическому. Отметим, что, хотя орогенный и тафрогенный режимы по признаку конструктивности и деструктивности противоположны, они оба

в равной мере характеризуются повышенным тепловым потоком.

Наконец, исключительно важный критерий для разделения эндогенных режимов — состав сопровождающих магм. Это индикатор той глубины, на которой в условиях данного режима происходят активные процессы, в частности ведущие к образованию магм, но играющие и более общую роль в формировании комплекса явлений, определяющих режим. В грубой форме мы делим магмы на мантийные (основные и ультраосновные расплавы) и коровые (анатектические граниты и др.). На разделении магм по глубинности происхождения основываются заключения о распределении уровней температур в мантии и коре. Однако можно пойти в этом вопросе несколько дальше, используя современные данные геохимии [11, 159].

Вспомним, что среди магматических пород выделяют породы трех крупных групп — толеитовые, известково-щелочные и щелочные. Толеитовые магмы обеднены, а щелочные богаты некогерентными элементами. В толеитовых базальтах содержание  $K_2O$  меньше 0,8 %, в известково-щелочных — от 0,8 до 1,8 %, а в щелочных больше 1,8 % [57].

С щелочными и известково-щелочными магмами связаны летучие соединения — основа газовых глубинных флюидов. В них наибольшую роль играют водород и углерод, которые в зависимости от состава среды, конкретных восстановительных или окислительных условий образуют различные соединения ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$ ,  $HCl$ ,  $H_2$ ,  $CO$  и др.). К летучим элементам и соединениям присоединяют гелий ( $^3He$  и  $^4He$ ), азот, фтор и ряд других. Выделение газовых флюидов — процесс дегазации Земли, развивающийся в течение всей истории нашей планеты.

Известково-щелочные магмы занимают промежуточное положение между толеитовыми и щелочными. Щелочные и известково-щелочные магмы широко развиты на континентах, где особенно высоко содержание некогерентных элементов и летучих в магмах. Толеитовые базальты широко развиты на дне океанов. Однако на океанических островах значительную роль играют и щелочные магмы.

Разделение мантийных магм на различные по составу типы может быть объяснено двояко — различием условий выплавления магмы (различные температуры, давление, глубина, степень частичного плавления) и различием состава того исходного вещества, из которого выплавлялись магмы.

Первый фактор, несомненно, имеет важное значение. Экспериментально установлено, что толеитовые магмы выплавляются из ультраосновного субстрата при меньшем всестороннем давлении, т. е. на меньшей глубине, чем щелочные оливиновые базальты. Что касается степени частичного плавления, то чем меньше процент плавления, тем более щелочная магма вы-

плавляется. Вместе с тем изотопные исследования позволили установить, что толеитовые и щелочные базальты различаются по начальным изотопным соотношениям стронция, неодима, свинца, урана, тория. Начальное соотношение изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) в толеитовых базальтах срединных океанических хребтов обычно колеблется в пределах 0,7027—0,7035, в щелочных магмах океанических островов возрастает до 0,7039—0,7052, в континентальной коре превышает 0,7060. Поскольку при частичном плавлении соотношение изотопов не должно меняться, эти различия должны относиться и к тому субстрату, из которого выплавились магмы. Следовательно, толеитовые и щелочные магмы происходят из источников с разной изотопной характеристикой. Источники магм, обедненные некогерентными элементами, называют истощенными, а источники щелочных магм, богатые теми же элементами,— насыщенными.

Насыщенные источники располагаются в мантии глубже истощенных. Петрохимические свойства щелочных магм указывают на большую глубину их выплавления. Они выделяются из среды, содержащей гранат, тогда как в источнике толеитовых базальтов участвует не гранат, а плагиоклаз. К выводу о более глубоком залегании источника щелочных магм приводят и расчеты плотностей насыщенного и истощенного вещества мантии. Истощенное вещество характеризуется меньшей плотностью, чем насыщенное. Это несколько парадоксальное обстоятельство связано с тем, что при фракционировании насыщенного вещества мантии уменьшается соотношение Fe/Mg, а также в расплав переходят такие тяжелые минералы, как шпинель и гранаты. Уменьшение плотности должно колебаться от 1 до 2 % (0,04—0,07 г/см<sup>3</sup>). Следовательно, истощенный материал должен всплывать, если окажется глубже насыщенного, и располагаться поверх последнего.

Мантийную часть тектоносферы можно представить себе разделенной на два слоя: истощенный вверху и насыщенный внизу. На какой глубине находится граница между этими слоями — остается неясным. Иногда ее предполагают на глубине десятков километров, иногда — на глубине 200 км. Вероятнее предположить, что граница между слоями неровная. Возможно, что мантия имеет ячеистое строение и насыщенные ее области лишь в общем располагаются на большей глубине, чем истощенные. О неопределенности границ между слоями мантии с разными геохимическими свойствами свидетельствует и наличие магм промежуточного (известково-щелочного) состава. Возможно, промежуточные магмы — результат смешения в разных пропорциях материала истощенного и насыщенного слоев.

Можно предположить и другое происхождение источника известково-щелочных магм: истощение верхней мантии представляет собой не постоянное ее состояние, а результат процесса,

развивающегося во времени. Это следует, например, из того, что соотношение Rb/Sr в толеитовых базальтах слишком низко, чтобы обеспечить наблюдаемое соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что раньше рубидия в источнике базальта было больше и часть его была потеряна. Отметим также, что, хотя по изотопным данным разделение источников по составу вещества в основном произошло очень рано (более 3 млрд лет назад), оно продолжалось и позже и поэтому в архее истощенные магмы наблюдаются реже, чем в более позднее время. Таким образом, истощенный слой мантии должен рассматриваться как остаток от выделения из него некогерентных элементов в процессе частичного плавления и фракционирования. На континентах остатками такого выплавления являются так называемые альпинотипные гипербазиты (гарцбургиты, дуниты). Гипербазиты по изотопным и петрохимическим данным соответствуют остаточному материалу, который должен был образоваться в мантии после выплавления из нее базальтов. А средоточием выделившихся некогерентных элементов является континентальная кора.

Однако процесс истощения развивается неравномерно, и поэтому в разных областях мантии мы можем обнаружить разные его стадии. С этой точки зрения источником известково-щелочных магм можно считать вещество, которое испытало умеренное истощение (меньшее, чем та среда, из которой происходят толеитовые магмы). Такое толкование позволяет воссоздать вполне логичную картину процессов, развивающихся в тектоносфере в обстановке различных эндогенных режимов и с переходом от одного режима к другому. Принимая эту точку зрения, мы считаем, что во всех случаях верхняя мантия состоит из двух слоев: нижнего — всегда обогащенного, и верхнего — истощенного, но в разной степени в разных областях (либо глубоко истощенного — источника толеитовых магм, либо умеренно истощенного — источника известково-щелочных магм). Преобладающий состав континентальных магм указывает на то, что под континентами верхний слой верхней мантии находится преимущественно именно в таком умеренно истощенном состоянии, тогда как глубоко истощенная мантия характерна для океанов.

Предложенная схема требует дополнительных объяснений. Образование магмы конкретного состава представляет собой сложный процесс, в котором участвует вещество, находящееся в мантии и коре на разных уровнях. Если мы говорим об определенном этаже тектоносферы как об источнике тех или иных магм, то мы прежде всего предполагаем, что этот этаж является уровнем образования не одной магмы, а целого семейства магм, принадлежащих к одному из трех основных типов. При дальнейшей эволюции вещества (при его движении к по-

верхности) происходят преобразования, которые ведут в зависимости от конкретных условий к дифференциации исходного расплава. Кроме того, речь идет об этаже, из которого черпаются не все, а только определяющие ингредиенты магмообразования. Это этаж, где возникают те «сквозьмагматические растворы», которые определяют облик магмы в результате их дальнейшего взаимодействия со средой, но которые сами еще не составляют магму. Описываемые ниже модели являются чрезвычайно обобщенными.

Важно отметить, что два таких типичных щелочных элемента, как натрий и калий, связаны с разными глубинами: натрий концентрируется на меньшей глубине, чем калий.

Содержание натрия в магмах, происходящих из истощенного слоя, сохраняется весьма заметным (обычно более 2%) и различие между толеитовыми, щелочноземельными и щелочными магмами отражается, главным образом, на содержании калия.

### ТЕКТОНОСФЕРА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМАХ

Логично предположить, что тепловой импульс, вызывающий прогрев тектоносферы и, возможно, плавление в ней, распространяется снизу вверх и поэтому охватывает глубокие слои тектоносферы раньше верхних. Следовательно, прежде всего тепловой импульс должен проявляться на уровне насыщенного слоя верхней мантии. Если при этом насыщенный слой сообщается с поверхностью глубинными разломами, обеспечивающими сквозную сосредоточенную проницаемость тектоносферы, то тепловая энергия реализуется полностью в насыщенном слое. Щелочная магма, богатая некогерентными и летучими элементами, поднимается по разломам, в малой степени взаимодействуя со средой верхнего слоя. Щелочная магма либо выходит на поверхность, либо образует скопления в верхних этажах тектоносферы. Высокая температура, соответствующая большой глубине выплавления, и насыщенность летучими компонентами делают такую магму весьма агрессивной. Она оказывает интенсивное физико-химическое и механическое воздействие на кору.

Если нет открытых каналов, процесс плавления не останавливается в нижнем слое, а захватывает какую-то часть и верхнего слоя. Образующиеся в этом слое расплавы и флюиды блокируют подъем материала из нижнего слоя и в основном определяют состав магм, поднимающихся к поверхности. Возможно и смешение материала разных слоев.

Теперь все зависит от того, насколько продвинулся в верхних этажах мантии процесс истощения. Рассмотрим условия, соответствующие отдельным эндогенным режимам.

**Геосинклиальный режим** (рис. 118). Геосинклиналь разделяется на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. Их развитие различно. Основная активность сосредоточена в интрагеосинклиналях, особенно в эвгеосинклиналях. Для доинверсионной стадии в интрагеосинклиналях характерны излияния и интрузии основных и ультраосновных пород с натровой «специализацией» (см. рис. 118—1) — спилитизацией пород, а также типичным для этой стадии метаморфизме низких температур и высоких давлений, в процессе которого образуются такие богатые натрием минералы, как лавсонит и жадеит. Проницаемость коры большая и носит рассеянный характер.

На интрагеоантиклиналях в течение той же стадии магматизм также выражен излияниями и интрузиями не только основного, но и среднего, кислого и щелочного состава.

В целом магматизм этой стадии, как и в дальнейших стадиях, по составу относится к щелочноземельному типу. Состояние коры холодное, тогда как верхняя мантия прогрета. Но прогрета различно — в интрагеосинклиналях сильнее, чем в интрагеоантиклиналях. Высокие температуры под интрагеосинклиналями поднимаются до небольших глубин под поверхностью, где происходит частичное плавление с выделением базальтов. Это большое прогревание связано, вероятно, с большой пертертостью тектоносферы, с большой ее проницаемостью для горячих расплавов и флюидов. Рассеянная большая проницаемость характерна не только для коры, но и для всей тектоносферы. При особенно сильном прогреве локально происходит и почти полное плавление материала верхней мантии с образованием ультраосновных магм. Основные и ультраосновные магмы относятся к группе известково-щелочных, что свидетельствует о том, что геосинклинали образуются там, где материал мантии не является еще глубоко истощенным. Он остается промежуточным по составу и содержит еще значительную долю некогерентных элементов, среди которых существенную роль играет натрий, концентрирующийся на относительно небольших глубинах.

Используя рассеянную проницаемость земной коры, основные и ультраосновные расплавы проникают в нее, пропитывая и утяжеляя. Вместе с тем происходит и прогревание коры. С течением времени все в большей степени сказывается влияние летучих и жидких продуктов из более глубоких этажей верхней мантии, происходит приток калия и ряда других некогерентных элементов. На поверхности появляются кислые и средние магмы.

Прогревание и приток летучих компонентов создают в земной коре условия, благоприятные для анатексиса. Наступает следующая, инверсионная стадия развития геосинклинали, когда эндогенная активность перемещается из мантии в кору, а в верхней мантии происходит некоторое остывание, в связи

с чем выплавление мантийных магм приостанавливается (см. рис. 118—2). При новом состоянии (холодная верхняя мантия — горячая кора) в коре помимо анатектической гранитизаций развиваются региональный метаморфизм, глубинный диапиризм, голоморфное складкообразование, образуются центральные поднятия, где кора утолщается и радикально меняются характер и степень ее проницаемости.

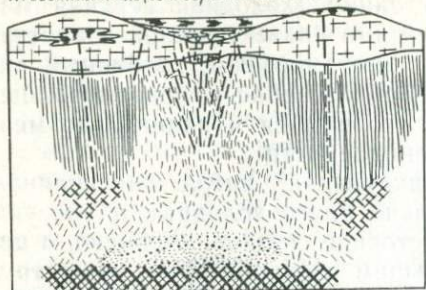
В отличие от интрагеосинклиналей, интрагеоантиклинали представляют собой относительно более холодные и инертные блоки тектоносферы. Такое состояние связано, очевидно, с предыдущей их историей — с меньшим раздроблением, что затрудняет приток тепла с глубинным материалом. Эти относительно холодные блоки пересечены глубинными разломами — каналами, соединяющими приповерхностные этажи тектоносферы с областями более глубокими, чем области, которые активны в интрагеосинклиналях. Поэтому в интрагеоантиклиналях на поверхность в большей мере выходят магмы средние и кислые. Но в отличие от интрагеосинклиналей в инверсионную стадию кора в интрагеоантиклиналях остается холодной, глубинные флюиды проходят через нее, почти не взаимодействуя с веществом. Здесь нет условий для прогревания коры, которые в интрагеосинклиналях создаются рассеянной проницаемостью.

**Орогенный режим.** Данный режим проявляется как на континентах, так и на островных дугах (см. рис. 118—3).

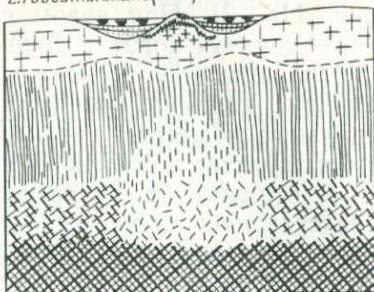
Охлаждение верхней мантии, начавшееся еще в инверсионную стадию геосинклинали, в послеинверсионную стадию продолжает развиваться. Остывает и кора. Остывшая тектоносфера — это та обстановка, при которой новый импульс подъема глубинного тепла ведет к образованию эпигеосинклинального орогенного режима. Холодное состояние всей тектоносферы предшествует возникновению эпиплатформенного орогенеза. Различие, вероятно, состоит в том, что эпигеосинклинальный орогенез развивается, когда в коре еще сохраняются от предыдущего геосинклинального развития расплавленные или полурасплавленные магматические очаги, которые легко снова мобилизуются, тогда как при эпиплатформенном орогенезе такие остаточные очаги уже отсутствуют.

Прогревание новым тепловым импульсом в областях эпигеосинклинального орогенеза и на островных дугах охватывает как нижний (неистощенный) слой, так частично и верхний (истощенный), где плавлению содействует наличие остаточных очагов. Флюиды несут калий и другие некогерентные элементы из нижнего слоя. В результате их взаимодействия с веществом верхнего слоя образуются магмы преимущественно среднего состава: андезиты и андезит-базальты. Если андезиты и андезит-базальты в дальнейшем сменяются щелочными породами (например, калиевыми гранитами), то это означает, что тепловое

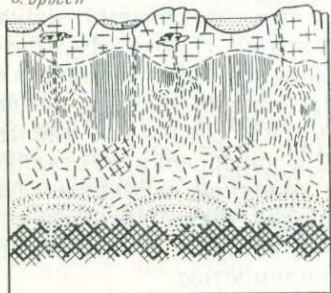
1. Геосинклиналь (доинверсионная стадия)



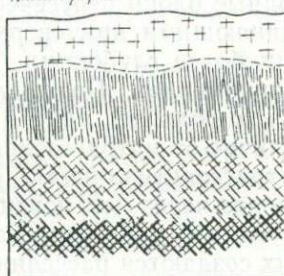
2. Геосинклиналь (инверсионная стадия)



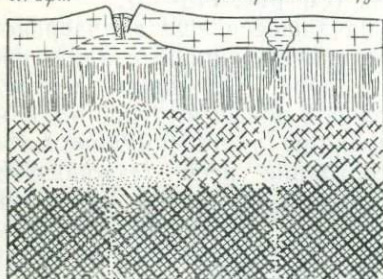
3. Ороген



4. Платформа



5. Рифт



6. Центральная интрузия

7. Глыбовая тектоно-магматическая активизация (с щелочным магматизмом)

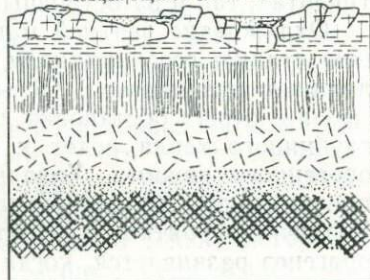


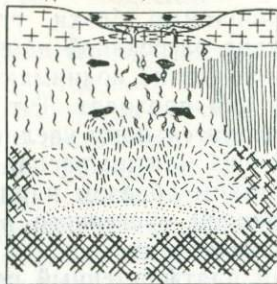
Рис. 118. Схемы строения и состояния тектоносферы при разных эндогенных режимах:

1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — континентальная кора; 4 — основные и ультраосновные интрузии и эффузии; 5 — области замещения континентальной коры материалом мантии; 6 — глыбы континентальной коры, тонущие в мантии; 7 — океаническая кора; 8 — умеренно истощенный слой верхней мантии, твердый; 9 — умеренно истощенный слой верхней мантии, частично расплавленный; 10 — щелочные магмы; 11 — изве-стково-щелочные магмы; 12 — истощенный слой верхней мантии, твердый; 13 — истощенный слой верхней мантии, частично расплавленный; 14 — толеитовые базальты; 15 — насыщенный слой верхней мантии, твердый; 16 — насыщенный слой верхней мантии, частично расплавленный; 17 — области складкообразования; 18 — области гранитизации и регионального метаморфизма; 19 — глубинный носитель тепла; 20 — средняя мантия; 21 — разрывы; 22 — зоны сосредоточенной проницаемости; 23 — зоны рассеянной проницаемости

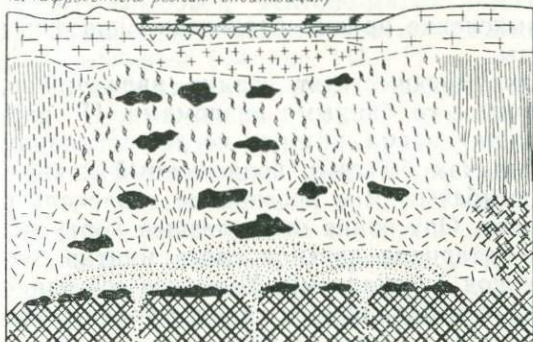
8. Платобазальтовый режим



9. Тафросенный режим



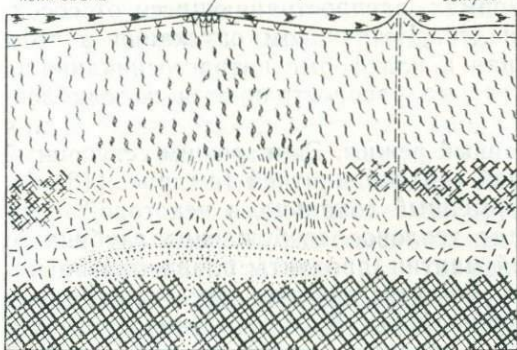
10. Тафросенный режим (океанизация)



11. Глубоководная котловина

Срединно-океанический хребет

Океанический остров



- |  |  |    |
|--|--|----|
|  |  | 12 |
|  |  | 13 |
|  |  | 14 |
|  |  | 15 |
|  |  | 16 |
|  |  | 17 |
|  |  | 18 |
|  |  | 19 |
|  |  | 20 |
|  |  | 21 |
|  |  | 22 |
|  |  | 23 |

возбуждение идет на убыль, что возобновилось остывание верхней мантии, которое «выключает» относительно менее глубокие источники, и флюиды начинают поступать из более глубокого обогащенного источника. При эпиплатформенном орогенезе магматизм вообще проявлен слабее и имеет более выраженную щелочную тенденцию, что связано с отсутствием остаточных магматических очагов на малых глубинах.

При орогенном режиме земная кора разбита на консолидированные малопроницаемые блоки, разделенные глубинными разломами. Отсутствие рассеянной проницаемости чрезвычайно ограничивает взаимодействие поднимающихся флюидов со средой, через которую они проходят. Тот же характер проницаемости содействует значительному увеличению толщины коры за счет поднимающихся из мантии расплавов, которые застывают в подошве коры и таким образом наращивают ее снизу.

Древним проявлением орогенного режима является режим метаморфической активизации.

**Континентальный платформенный режим.** Для данного режима характерно холодное состояние всей тектоносферы (см. рис. 118—4).

Нелегкая задача — выяснение причин разделения платформ на синеклизы и антеклизы.

Образованию синеклиз предшествует стадия авлакогенов, которые, вероятно, связаны с глубинными разломами. По разломам внедрилась мантийная магма, которая после застывания утяжелила кору. Это был как бы груз, подвешенный к коре, который заставил ее прогибаться и в прогибание вовлекались все более широкие области. Опускание отяжелевшей коры вызвало отток из-под нее материала верхних слоев мантии, который концентрировался под антеклизами. Холодное состояние мантии и ее большая вязкость делали этот процесс крайне медленным.

Аналогичное происхождение, очевидно, имеют и периферические прогибы на платформах, распространяющиеся от соседних активных геосинклиналей. Источником опускания в этом случае является ближайшая к платформе интрагеосинклиналь, прогибание которой постепенно распространяется в ослабленном виде на платформу.

**Континентальный рифтовый режим.** Этот режим, связанный с холодной корой и горячей верхней мантией (см. рис. 118—5), накладывается на платформенный локально, в некоторой ограниченной зоне. Происходит тепловое возбуждение глубинного насыщенного слоя верхней мантии, продукты плавления поднимаются на поверхность по сквозным каналам, пересекающим все более высокие этажи тектоносферы. В соответствии с глубинным происхождением, эти продукты представлены магмой щелочного типа. Частично магма выходит на поверхность, частично в форме диапиров сосредоточивается под корой, вызывая ее проплавление, выгибание и растяжение. Выше отмечалась большая агрессивность щелочных магм.

**Режим центральных интрузий и трубок взрыва** (см. рис. 118—6). Сугубо локальные и кратковременные прорывы щелочной магмы на платформах связаны с кратковременным и местным тепловым возбуждением в глубоком насыщенном слое верх-

ней мантии при остающихся холодными всех средних и верхних ее этажах.

**Режимы тектоно-магматической активизации.** Эти режимы мы разделили на несколько видов.

Режим глыбовой тектоно-магматической активизации сопровождается как известково-щелочным, так и щелочным магматизмом. В первом случае режим сходен с орогенным, во втором — с рифтовым. При известково-щелочном магматизме толщина коры, как и при орогенном режиме, значительно возрастает. При этом типе магматизма режим глыбовой активизации конструктивен. В качестве примера мы рассмотрели мезозойско-кайнозойское развитие Анд. При щелочном магматизме режим глыбовой тектоно-магматической активизации ведет к уменьшению толщины континентальной коры, т. е. является деструктивным (см. рис. 118—7).

Во всех случаях режим глыбовой активизации сопровождается разуплотнением верхней мантии, ее горячим состоянием, тогда как кора остается холодной.

**Платобазальтовый режим** весьма своеобразен (см. рис. 118—8). Платобазальты принадлежат к типу толеитовых магм. Среди континентальных магм они наиболее близки к базальтам срединных океанических хребтов, хотя несколько богаче последних некогерентными элементами. Следовательно, платобазальты образуются там, где верхняя мантия уже в значительной степени истощена, по крайней мере в ее верхних слоях, откуда эти базальты и выплавляются. Требуется значительный приток глубинного тепла, чтобы вся колонна тектоносферы была прогрета и на поверхность вышли расплавы, образованные в верхнем слое мантии.

Платобазальтовый режим начинает совершенно новую линию в последовательности режимов. Он является переходным к режиму **тафрогенному** (см. рис. 118—9, 10). Последний имеет резко деструктивный характер. Он связан с толеитовым магматизмом, что противопоставляет его другим деструктивным режимам (рифтовому и глыбовой активизации), сопровождаемым щелочным магматизмом. Для тафрогенного режима следует предполагать значительное истощение верхней мантии и сильный ее прогрев вплоть до высоких ее горизонтов.

Деструкция континентальной коры при тафрогенном режиме ведет, в конце концов, к полному ее разрушению и замещению корой океанического типа. Процесс тафрогенеза развивается во внутриконтинентальных впадинах на континентальной тонкой коре, во внутренних и окраинных морях — на континентальной и океанической коре и, наконец, на всей площади океанов — на океанической коре.

**Режим океанических котловин** (см. рис. 118—11). По тектоническому спокойствию, малой величине теплового потока режим

океанических котловин аналогичен континентальным древним платформам. Однако тектоносфера океанических котловин предельно истощена.

Спокойная обстановка в глубоководных котловинах нарушается цепочками вулканических островов, на которых наблюдается щелочной магматизм. Острова расположены вдоль глубоких разломов. Вероятно, эти разломы проникая сквозь остывшие верхние этажи тектоносферы, достигают глубокого обогащенного этажа. Иными словами, глубинная обстановка здесь аналогична режиму центральных интрузий и трубок взрыва на континентальных платформах.

Режим срединно-океанических хребтов тектонически сходен с континентальным рифтовым режимом. Сходство океанических и континентальных рифтов подчеркивается и тем, что оба режима взаимно переходят друг в друга по простиранию (например, в районах Красного моря и Калифорнии). Сходны режимы и тем, что и под океаническими, и под континентальными рифтами в равной мере выявляются линзы разуплотненного (очевидно, частично расплавленного) вещества верхней мантии. И там, и здесь хорошо выражена астеносфера; в обоих случаях тепловой поток повышен. В то же время режимы решительно различаются составом магматических продуктов: щелочному магматизму континентальных рифтов противопоставлен резко толеитовый состав магм срединно-океанических хребтов.

Молодость срединно-океанических хребтов позволяет рассматривать их как структуры, наложенные на океанические котловины.

Мы видим, что эндогенный режим определяется сложным сочетанием факторов: составом тектоносферы, степенью ее истощенности, ее тепловым состоянием, распределением в ней температур по глубине, характером и степенью ее проницаемости.

Отдельные группы режимов родственны по одним факторам и чужды по другим. Такие связи и различия определяют временные и пространственные взаимоотношения между режимами.

Важный вывод заключается в том, что существует тесная связь между тектонической обстановкой (или, в более общей форме, эндогенным режимом) и ее развитием, с одной стороны, и вещественным составом тектоносферы и его физико-химическими преобразованиями — с другой.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

## КРУПНЕЙШИЕ СТАДИИ В РАЗВИТИИ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

В истории эндогенных режимов наблюдаются явления различных масштабов. Наиболее крупные из них — стадии, отражающие общее изменение относительной распространенности возбужденных и спокойных режимов на поверхности Земли. Прежде всего обратимся к континентальным режимам.

В эндогенном развитии земной коры континентов могут быть выделены три крупнейшие стадии: пермобильная, неустойчивая протгеосинклиальная, устойчивая геосинклиально-платформенная. Первая стадия охватывала древнейшую архейскую эру. Она закончилась около 2,8—2,9 млрд. лет тому назад. Породы архейского возраста повсеместно регионально метаморфизованы вплоть до гранулитовой фации (во всяком случае, не ниже амфиболитовой), гранитизированы и сильно и сложно деформированы. Широко распространены зеленокаменные толщи — продукты метаморфизма основных и ультраосновных эффузивных и интрузивных пород. Эти породы образуют так называемые зеленокаменные пояса. Особенно следует обратить внимание на наличие в составе зеленокаменных поясов ультраосновных эффузивов (коматиитов) пироксенитового состава. Зеленокаменные пояса разделены пространствами, которые заняты преимущественно гранитоидами.

В течение долгого времени стояла проблема древнейших пород в земной коре. Сейчас совокупность всех данных указывает на то, что древнейшими являются, скорее всего, не основные породы, как предполагали ранее, а породы тоналитового состава, представленные различными плагиогнейсами. Но окончательно решенным этот вопрос считать нельзя.

Структура архейских гранитоидных и метаморфических комплексов характеризуется развитием диапироподобных куполов и валов, сложенных гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами. В размещении этих структур нет признаков линейности, характерной для более поздних структурных комплексов. Наблюдается лишь некоторая грубая полосчатость в распределении зеленокаменных пород и гранитоидов. Метаморфические сланцы, окаймляющие ядра куполов и валов, смяты очень сложно, повсеместно проявлены дисгармонии и взаимное наложение складок разных порядков и разной ориентировки. Это — глубинная складчатость течения.

Около 2,8—2,9 млрд лет назад наступает неустойчивая протгеосинклиальная стадия. В развитии регионального метаморфизма, гранитизации и деформаций возникает простран-

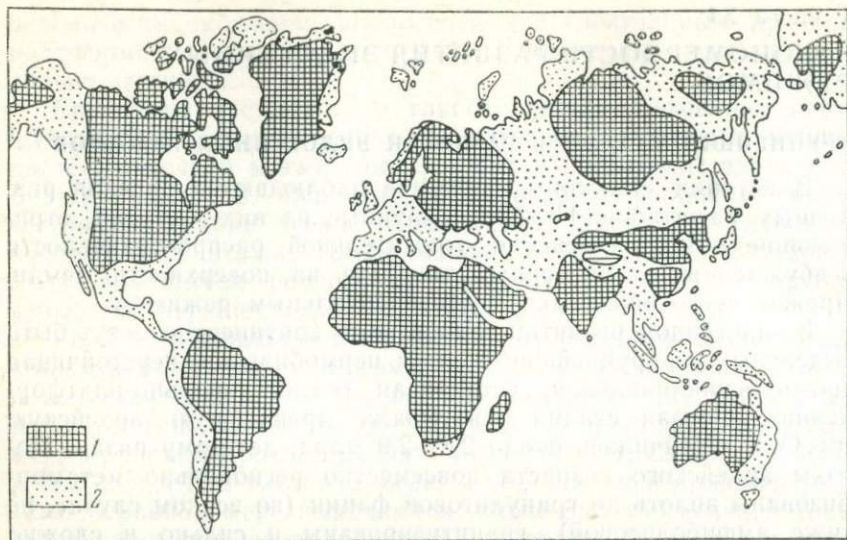


Рис. 119. Древние платформы (1) и подвижные пояса (2). По М. В. Муратову

венная дифференцированность. В одних зонах эти явления выражены сильнее, в других слабее. Земная кора континентов разделяется на протогеосинклинали и протоплатформы. В протогеосинклиналях продолжают активные эндогенные процессы, подобные процессам предыдущей стадии. Новую обстановку вносят протоплатформы. Напомним, что протоплатформы малы по размеру и скорее были похожи на срединные массивы, чем на настоящие платформы (см. гл. VII). Их осадочный чехол претерпевал метаморфизм (обычно зеленосланцевой, но иногда и амфиболитовой фаций) и явление гранитизации. В чехле установлены крупные магматические внедрения.

Протогеосинклинали петельчато облекают протоплатформы, но в целом в их расположении заметна гораздо более определенная линейность, чем в архейских структурах. Существенный признак этой стадии — неустойчивое размещение протогеосинклиналей и протоплатформ. Положение этих структур менялось, когда протогеосинклинали накладывались на более ранние протоплатформы и когда протоплатформенный режим сменял на некоторых площадях режим геосинклинальный.

Переход от неустойчивой протогеосинклинальной стадии к устойчивой геосинклинально-платформенной стадии знаменовался разделением земной коры континентов на «древние» платформы и подвижные пояса (рис. 119). Первые представляли собой области спокойного режима, устойчивость которого, если и нарушалась в дальнейшем, то ограниченно, в связи с наложением на платформенный режим локальных режимов тектоно-

магматической активизации, рифтового и тафрогенного, т. е. преимущественно режимов деструктивных. Ортогеосинклинальные и орогенные режимы не затрагивали древние платформы, проявляясь только в пределах подвижных поясов.

Устойчивая геосинклинально-платформенная стадия продолжается до настоящего времени.

Рассматривая проблему в целом, мы приходим к заключению, что либо в самом конце палеозоя, либо в начале мезозоя на поверхности Земли начали формироваться огромные по площади некомпенсированные осадками прогибы, которые, неравномерно развиваясь, к нашему времени превратились в глубокие океаны. Если процесс развития континентальной коры через повторявшиеся геосинклинальные и орогенные режимы представлял собой в целом процесс конструктивный, направленный к формированию толстой континентальной коры, то процесс развития океанов был явно деструктивным. Он был связан с разрушением континентальной коры, с уменьшением ее толщины и, в конечном счете, с замещением ее корой океанической. Признаки этого процесса мы отмечали при рассмотрении эндогенных режимов переходных зон и внутренних морей. Значительная роль в развитии тех и других принадлежала тафрогенному режиму. Последний в виде отдельных впадин начал проявляться локально, но затем перерос в режимы океанические. Если мы примем эту точку зрения, то неизбежным выводом отсюда будет то, что континентальная тектоносфера первична, а океаническая вторична. Подтверждение этому можно видеть и в геохимических данных, которые свидетельствуют о связи тафрогенного и океанического режимов с мантией, верхний слой которой сильно истощен. Типичные континентальные режимы — геосинклинальный и орогенный — связаны с верхним слоем мантии, значительно менее истощенным. Поскольку истощение мантии прогрессирует во времени, это подтверждает вторичность мантии океанической тектоносферы.

Все это позволяет дополнить деление тектоносферы двумя этапами — конструктивным, закончившимся в конце палеозоя, и деструктивным.

Процессы меньших масштабов представлены в истории эндогенных режимов, во-первых, изменением относительного распространения тех или иных режимов как от одной крупной стадии к другой, так и в пределах одной стадии; во-вторых, разделением истории режимов на циклы, каждый из которых включает некоторую определенную последовательность событий, в известной мере повторяющуюся в каждом цикле. Эти явления — изменение площади, занимаемой разными режимами, и ритмичность развития — рассмотрены главным образом при описании геосинклинально-платформенной стадии, поскольку только для нее есть достаточно полные фактические данные.

## ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ РЕЖИМОВ

Наличие крупных стадий в развитии земной коры континентов свидетельствует о том, что на континентах от стадии к стадии увеличивалась площадь распространения платформенных режимов за счет геосинклинальных.

Процесс разрастания платформ за счет геосинклиналей происходил на фоне эндогенной цикличности. Отметим, что изменение размеров геосинклиналей и платформ происходило дискретно во времени, как бы толчками, приуроченными к рубежам между эндогенными циклами: каледонские геосинклинали занимали меньшую площадь, чем байкальские, герцинские — меньшую, чем каледонские, альпийские или киммерийские — меньшую, чем герцинские. Наименьшую площадь занимают самые молодые геосинклинали — тихоокеанские, — приуроченные к узким полоскам побережья Тихого океана (см. вкладку).

В деталях процесс разрастания платформ за счет геосинклиналей был довольно сложным. В геосинклинали Западных Альп, например, геосинклинальные режимы устанавливались нередко не с начала эндогенного цикла, а с некоторым опозданием, тогда как начало цикла (предгеосинклинальная стадия) являлось по основным признакам еще платформенным. Это означает, что предыдущий (в данном случае герцинский) цикл закончился образованием платформы, а новый геосинклинальный режим возник путем ее «взламывания». Иными словами, первоначально, на рубеже двух циклов, платформенный режим охватил большую площадь, а затем часть ее «уступил» новому геосинклинальному режиму, сохранившись на остальном пространстве. В итоге произошло приращение площади платформы.

Герцинская геосинклиналь охватывала почти всю Западную, Центральную и Южную Европу. За ее пределами оставались древняя Восточно-Европейская платформа и молодая эпикаледонская платформа Каледонских гор Скандинавии и Шотландии. К началу пермского периода на всей территории бывшей герцинской геосинклинали на короткое время возникли платформенные условия, в том числе и в областях Средиземноморья, Карпат и Балкан. Но уже в конце перми в этих последних областях начал постепенно развиваться геосинклинальный режим альпийского цикла, а платформенный режим сохранился за пределами этих областей — во внеальпийской Европе. Там образовалась устойчивая эпигерцинская платформа, нарастившая площадь древней Восточно-Европейской платформы. При этом структура эпигерцинской Западно-Европейской платформы была несогласно срезана альпийской геосинклиналью (рис. 120). Точно также структура фундамента Восточно-Европейской древней платформы срезана каледонской геосинклиналью Скандина-

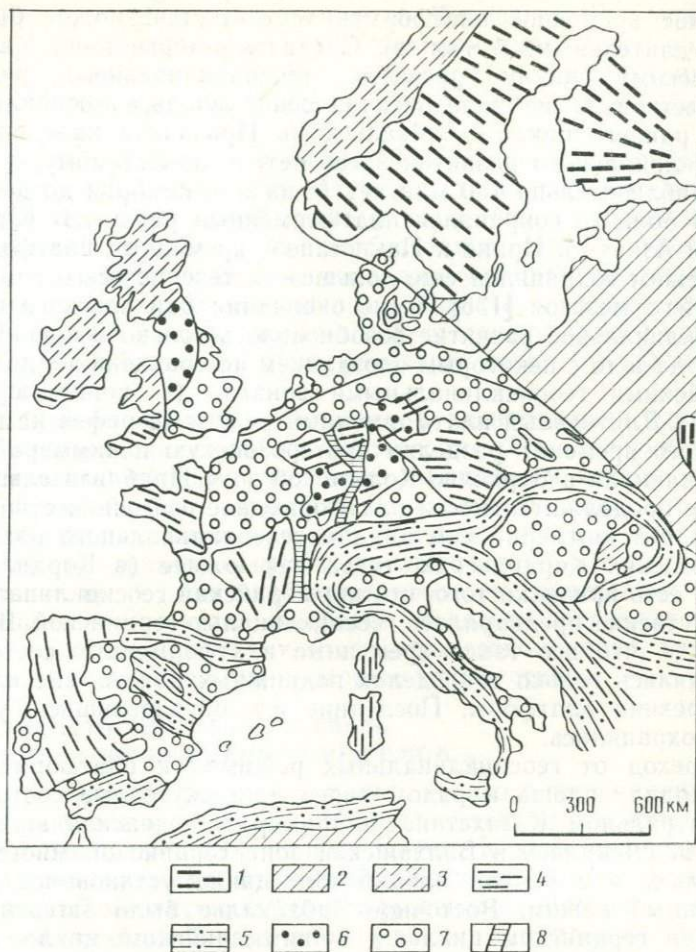


Рис. 120. Тектоническая схема Западной Европы:

1 — докембрий, Балтийский щит; 2 — плита древней Восточно-Европейской платформы; 3—5 — геосинклинали и складчатые зоны (3 — каледонские, 4 — герцинские, 5 — альпийские); 6 — отложения триаса; 7 — мезо-кайнозойский осадочный чехол на эпигерцинской платформе. Паннонском массиве срединном и передовых альпийских прогибах; 8 — молодые грабены.

Направление штрихов соответствует простиранию структур

вии на северо-западе, герцинской геосинклиналью Урала на востоке и альпийской геосинклиналью Карпат на юго-западе. Явления срезания структур платформ разного возраста — следствие указанной «зигзагообразности» процесса разрастания платформы за счет геосинклиналей: сперва они образовывались на большей площади, а затем на часть этой площади накладывалась геосинклиналь.

Такое временное платформенное состояние может быть и более длительным. В том же Средиземноморье и на Кавказе герцинскому циклу развития геосинклинального режима предшествовала не каледонская геосинклиналь, а геосинклиналь более раннего цикла — байкальского. Признаков каледонского геосинклинального развития здесь нет, и, по-видимому, в течение приблизительно 150 млн лет (с начала кембрия до девона) в этой области сохранялся платформенный режим. В Юго-Западной Азии — в Иране и Пакистане — временный платформенный режим сохранялся еще дольше — в течение всего палеозоя и раннего мезозоя [135]. После окончания байкальского цикла геосинклинальное развитие возобновилось только в альпийском цикле, да и то с некоторым опозданием по сравнению с другими альпийскими геосинклинальными зонами (в конце юры и в мелу). Длительный платформенный режим (с рифея каменноугольного времени) разделял протерозойскую и киммерийскую геосинклинали в Верхояно-Колымской зоне. Приблизительно такой же продолжительности платформенное состояние существовало перед киммерийским циклом геосинклинального развития в Канадских Кордильерах, тогда как южнее (в Кордильерах США) есть признаки того, что киммерийская геосинклиналь непосредственно предвлялась геосинклиналью герцинской. Важно отметить, что все такие временные платформенные состояния проявлялись только в пределах подвижных поясов, вне площадей древних платформ. Последние же, образовавшись, устойчиво сохранялись.

Переход от геосинклинальных режимов к платформенным происходил сплошь и рядом через промежуточные состояния. В Центральном Казахстане, например, каледонская эвгеосинклиналь сменилась в Балхашской зоне герцинской миогеосинклиналью, а с начала альпийского цикла установился платформенный режим. Восточное Забайкалье было эвгеосинклиналью в герцинском цикле, а в киммерийском цикле стало частично миогеосинклиналью, частично парагеосинклиналью; с мелового периода здесь же установились условия платформы.

Как бы то ни было, после ряда «зигзагов» и промежуточных состояний геосинклинали значительно сократились и к альпийскому, киммерийскому и тихоокеанскому циклам (т. е. к мезозою и кайнозою) занимали лишь узкие полосы в пределах ранее широких подвижных поясов. А некоторые из поясов (например, Западно-Сибирский, разделявший Восточно-Европейскую и Сибирскую древние платформы) отмерли полностью, превратившись в молодую платформу. Геосинклинальное развитие со всей присущей ему эндогенной активностью сохранилось в пределах лишь Тихоокеанской зоны, окружающей Тихий океан, и в зоне Средиземноморской, протянувшейся от Тихоокеанского геосинклинального кольца на запад через Индоне-

зию, Гималаи, Малую Азию, Кавказ, Карпаты и Балканы в собственно Средиземноморье. Продолжением этой полосы является район Карибского моря. Эта субширотная геосинклинальная полоса соединяет две стороны Тихоокеанского кольца (см. вкладку).

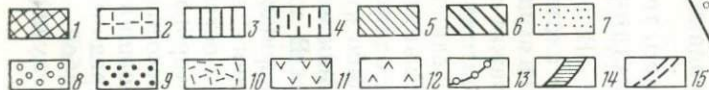
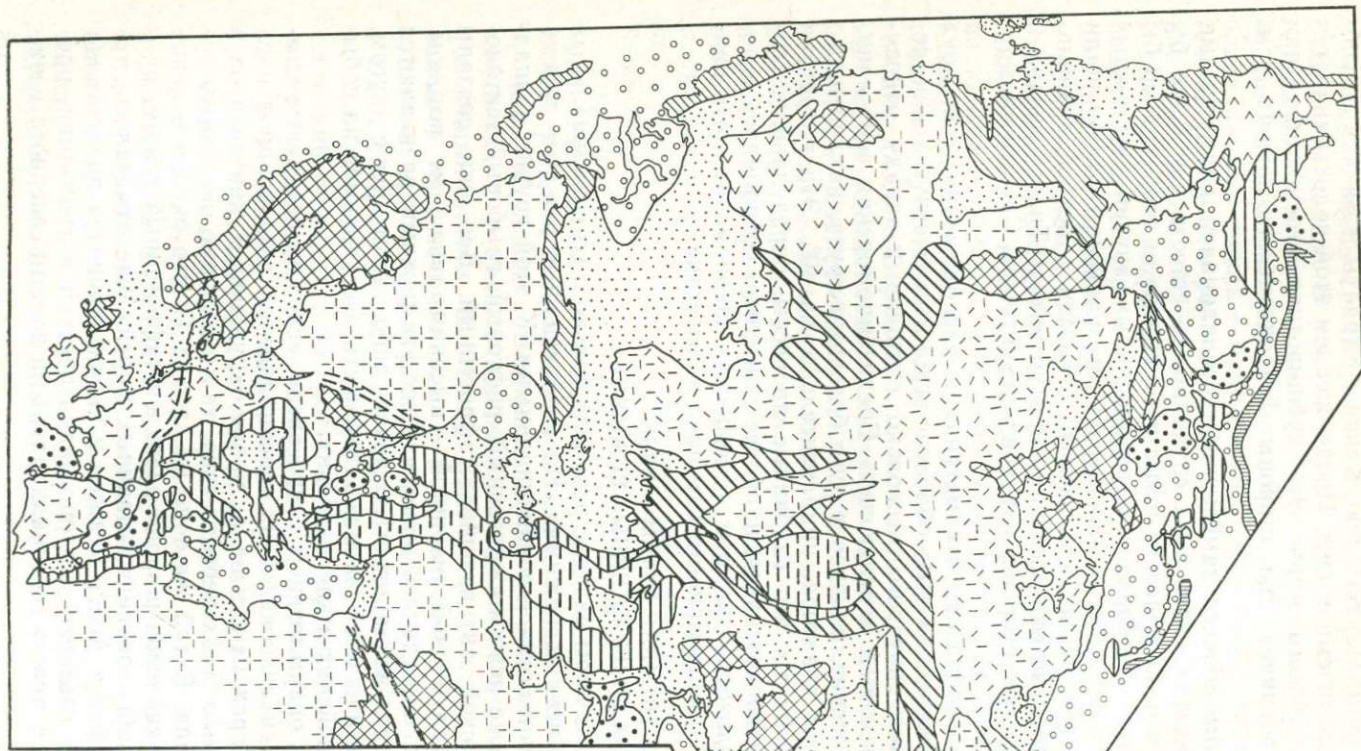
Если бы процесс замещения геосинклиналей платформами на континентах развивался случайно, то естественно было бы ожидать, что наиболее молодые геосинклинали сохранились бы в виде пятен, беспорядочно разбросанных внутри подвижных поясов. На самом деле, как мы видим, молодые геосинклинали образуют фигуру, которой нельзя отказать в некоей правильности: огромный окаймляющий контур вокруг Тихого океана и связующая обе стороны контура «перемычка» Средиземноморской зоны.

Есть своеобразная «геометрия» в расположении этих двух зон. Тихоокеанская зона образует огромный шестигульник, северная часть которого несколько смещена к западу относительно южной. А «связующая» Средиземноморская зона занимает положение, близкое к дуге большого круга, наклоненного к плоскости экватора приблизительно на  $40^\circ$ . Эта геометрия указывает на то, что глубинные процессы, определявшие геосинклинальное развитие, наиболее длительно сохранялись в зонах, расположение которых, несомненно, закономерно, хотя природа этой закономерности нам пока не известна.

#### **ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ВЗАИМОСВЯЗЬ РАЗЛИЧНЫХ ВОЗБУЖДЕННЫХ РЕЖИМОВ**

В предыдущем разделе речь шла только о геосинклинальных и платформенных режимах. Но возбужденные режимы далеко не ограничиваются геосинклинальными. К этой группе принадлежат также режимы орогенный, рифтовый, глыбовый тектономагматической активизации, тафрогенный. Все они связаны с единой глубинной причиной — высоким тепловым потоком. Поэтому вполне закономерно, что все эти режимы развиваются в одних и тех же «прогретых» зонах, либо рядом друг с другом, либо в той или иной последовательности. Остановимся на событиях мезозойских и кайнозойских.

В зоне, окаймляющей Тихий океан, вслед за развитием киммерийских и тихоокеанских геосинклиналей широко проявился орогенный режим как вдоль краев окружающих континентов и на островных дугах первого типа, так и в форме островных дуг второго типа. В той же зоне на западе Тихого океана в конце мезозоя и кайнозоя широко развился тафрогенный режим, приведший к образованию окраинных морей. Уже отмечалось, что средний отрезок Анд в мезозое и начале кайнозоя представлял собой зону глыбовой тектономагматической активизации, протянувшуюся между геосинклинальными зонами северного и юж-



ного отрезков Анд и связавшую их между собой. В Кордильерах Северной Америки расположен рифт Провинции Долин и Хребтов.

Не менее сложная картина наблюдается в Средиземноморской зоне. Если мы проведем широтную полосу в несколько тысяч километров шириной от области собственно Средиземноморья на восток через Малую и Центральную Азию вплоть до Китайской платформы, то в течение мезозоя и кайнозоя найдем в пределах этой полосы проявления геосинклинального, орогенного эпигеосинклинального и эпиплатформенного и рифтового режимов, а также режимов тектоно-магматической активизации и тафрогенного (рис. 121). К этой же зоне мы относим Карибскую область, где легко найти сочетания мезозойских и кайнозойских геосинклинальных, орогенных и тафрогенных режимов.

За пределами полосы расположены области спокойных платформенных режимов.

В рассмотренных зонах в течение мезозоя и кайнозоя развивались различные возбужденные режимы. Тип последних определялся обстановкой в тектоносфере, характеризующей данный регион в данную стадию развития. Обстановка в тектоносфере, в свою очередь, конкретно зависела от величины и распределения по глубине температур, от вещественного состава тектоносферы, от ее проницаемости. Эти условия менялись и от места к месту, и во времени, поскольку развитие тектоносферы всегда неравномерно. Обратим внимание на то, что геосинклинальный режим и режим тектоно-магматической активизации развивались в течение всего мезозоя — кайнозоя в целом, а орогенный и рифтовый режимы приурочены лишь к неогену и антропогену, т. е. к тому времени, когда геосинклинальное развитие уже закончилось. Хотя тафрогенный режим начал проявляться в некоторых местах еще в палеозое, он получил развитие в конце мезозоя, а максимально проявился уже одновременно с орогенным и рифтовым режимами — в неогене и антропогене.

Представление об упорядоченном расположении на поверхности Земли различных эндогенных режимов не ограничивается геосинклинальными режимами. Эта закономерность распространяется и на другие возбужденные режимы.

Интересно отметить, что молодой тафрогенный режим, ве-

Рис. 121. Области различных эндогенных режимов в Евразии:

1 — древние кристаллические щиты; 2 — древние платформы с осадочным чехлом; 3 — области орогенного режима (3 — эпигеосинклинального, интенсивного; 4 — эпигеосинклинального, средней интенсивности, срединные массивы; 5 — эпимезозойского и эпиплатформенного слабого; 6 — эпиплатформенного интенсивного); 7 — 9 — области тафрогенного режима (7 — слабого, 8 — умеренного, 9 — интенсивного); 10 — области глыбовой тектоно-магматической активизации; 11 — области платобазальтового режима; 12 — Чукотско-Катазийский андезитовый пояс; 13 — островные дуги типа П; 14 — глубоководные желоба; 15 — области рифтового режима

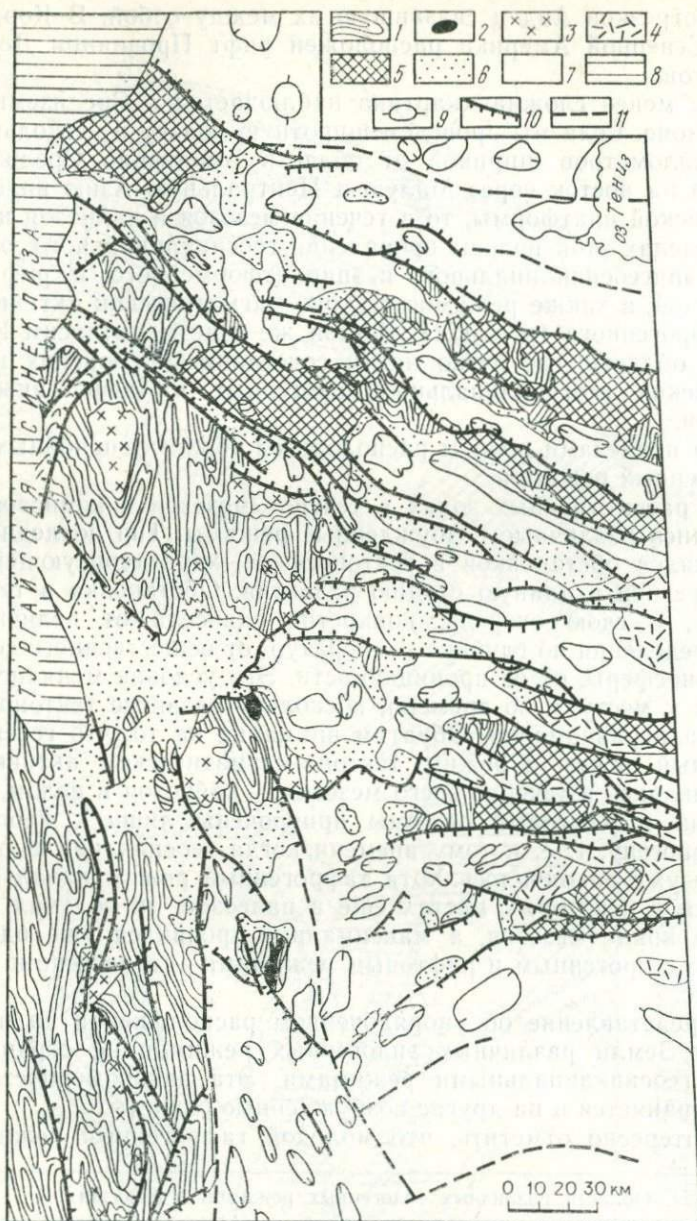


Рис. 122. Тектоническая схема западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутая (по Ю. А. Зайцеву):

1 — нижний структурный этаж; 2 — предкарадокские ультраосновные пластовые интрузии; 3 — интрузивные массивы ордовикских и среднедевонских гранитоидов; 4, 5 — верхний структурный этаж (4 — позднекаледонский складчатый комплекс S-D<sub>1-2</sub>; 5 —

душий к разрушению континентальной коры, в наибольшей степени проявлен на западной и восточной окраинах Евразии и быстро ослабевает с продвижением во внутренние области континента. На западе он в наибольшей мере проявлен в западной части Средиземного моря, слабее выражен в восточной части (в Эгейском и Черном морях), еще слабее в Каспийском море и совершенно не заметен на огромном протяжении Центральной Азии далее к востоку. Здесь проявления деструкции континентальной коры выражены рифтовым режимом (Байкальский рифт) и режимом глыбовой тектоно-магматической активизации. На востоке максимальные проявления тафрогенного режима привели к образованию окраинных морей. Быстрое прогибание захватывает восточный край Китайской платформы. В то же время в западном направлении наблюдаются проявления режимов глыбовой тектоно-магматической активизации и орогенного.

Можно предположить, что деструкция континентальной коры в Евразии распространяется по полосе возбужденных режимов, начинаясь от окаймляющих этот континент на западе и востоке океанов, постепенно захватывая внутренние области континента. Вероятно режим глыбовой тектоно-магматической активизации предшествует тафрогенному режиму. В таком переходном состоянии находятся как Китайская платформа, так и молодая эпигерцинская платформа Западной Европы с их тонкой разбитой на глыбы корой и магматизмом преимущественно щелочного типа. Если позволительны прогнозы в масштабах геологического времени, то можно предсказать дальнейшее распространение тафрогенных впадин и с запада и востока в область Центральной Азии.

В пределах Большого Кавказа можно проследить продольный переход от мезогеосинклинального режима к парагеосинклинальному. Одновременно на юго-восточной периклинали Большого Кавказа сложная геосинклинальная структура по простирацию переходит в пучок параллельных разломов.

В Центральном Казахстане Джунгаро-Балашская миогеосинклиналь герцинского цикла, простираясь с юго-востока на северо-запад, «утыкается» в Улутауский массив каледонской консолидации. На простираии миогеосинклинали, косо пересекая массив, протягивается узкая зона глыбовых структур — поднятий и впадин (рис. 122). Складчатость общего смятия здесь сменяется узкими прерывистыми полосами линейных складок, сосредоточенных около разрывов. Снова геосинклиналь по простираию переходит в пучок разломов.

---

интрузивные массивы ордовикских и среднедевонских гранитоидов, связанные с горст-антиклиналиями); 6, 7 — герцинский складчатый комплекс (6 — ядра и крылья антиклинальных складок, сложенные красноцветными отложениями девона  $D_2-D_3j$ , 7 — отдельные синклинали, сложенные толщами фамена-перми  $D_3fm-P$ ); 8 — платформенный кайнозойский чехол Тургайской синеклизы; 9 — отдельные локальные структуры; 10 — сбросы и выбросы; 11 — расколы в нижнем структурном этаже

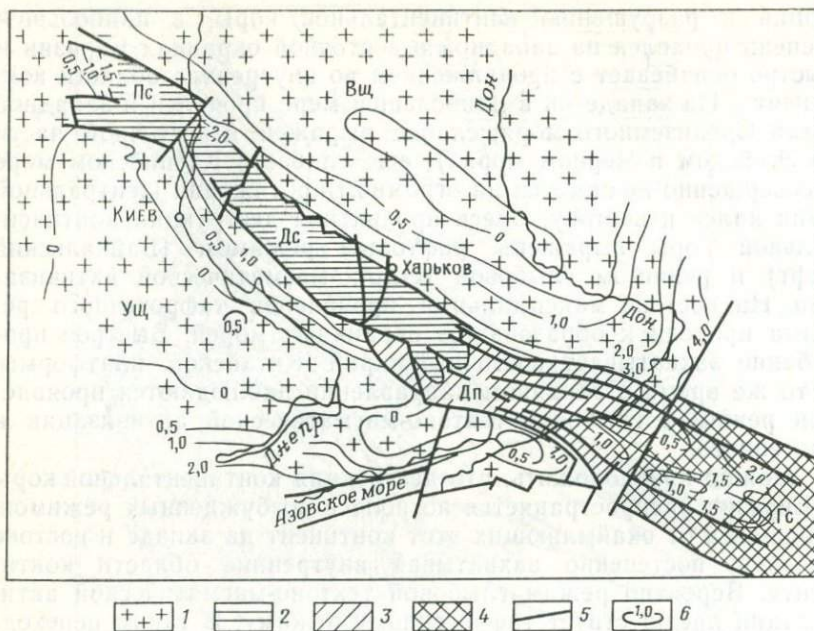


Рис. 123. Тектоническая схема юга Восточно-Европейской платформы по И. Ю. Лапкину и Э. В. Томашунас, с упрощениями):

1 — области неглубокого залегания фундамента; 2 — синеклизы; 3 — парагеосинклинали; 4 — ортогеосинклинали; 5 — разломы; 6 — изогипсы (абс. глубина) фундамента в км. Виц — Воронежский щит; Ущ — Украинский щит; Пс — Припятская синеклиза; Дс — Днепровская синеклиза; Дп — парагеосинклиналь Донецкого бассейна; Гс — герцинская интрагеосинклиналь

К разряду таких же проксимальных переходов от одного режима к другому следует отнести «внутренние углы платформы». В Донецком Бассейне можно проследить переход по простиранию от ортогеосинклинального палеозойского режима, структуры которого вскрыты под Сальскими степями, к парагеосинклинали обнаженного Донбасса и далее — к Днепровско-Донецкой и Припятской платформенным синеклизам (рис. 123). Это сочетание указывает на последовательное «вырождение» эндогенной активности с юго-востока на северо-запад.

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПОЛОЖЕНИЯ КРУПНЫХ СТРУКТУР НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Вернемся к общим закономерностям пространственного размещения эндогенных режимов и созданных ими структур на поверхности земного шара.

Статистическое обобщение данных о простирании складчатых зон разного возраста показало наличие хорошо выражен-

ного преобладания вполне определенных направлений. Для складчатых зон любого возраста (от раннепротерозойского до кайнозойского) решительно преобладают четыре простирания (см. рис. 50) — два «ортогональных» (север — юг и запад — восток) и два диагональных (северо-запад — юго-восток; северо-восток — юго-запад).

Специально подчеркнем, что сетка простираний складчатых зон устойчива в течение большей части геологической истории и расположена закономерно по отношению к современной градусной сетке.

Переходя к более крупным структурам — подвижным зонам континентов, — мы и в их расположении обнаружим явное преобладание тех же четырех простираний.

Можно усмотреть правильность и в расположении древних платформ. Они лежат попарно друг против друга по меридиональному направлению: Восточно-Европейская платформа — напротив Африканской, Сибирская — напротив Индостанской, Китайская — напротив Австралийской, Северо-Американская — напротив Южно-Американской. Исключение составляет Антарктическая платформа.

Следующим шагом может быть рассмотрение закономерностей в расположении континентов и океанов. Трудно отрешиться от впечатления, что такие закономерности существуют, хотя до понимания их еще далеко.

Общеизвестна антиподальность континентов и океанов (рис. 124). Если разделить поверхность Земли так, чтобы центр одного полушария находился во Франции, а другого в Новой Зеландии, то в первом полушарии будет сосредоточена почти вся масса континентальной коры, а во втором — океаны. Такое размещение континентов и океанов едва ли случайно.

Неравномерно распределены континенты и океаны между северным и южным полушарием. В северном полушарии континенты занимают 39 % поверхности, в южном — 19 %. Если рассматривать континенты попарно (Северная Америка — Южная Америка, Европа — Африка, Азия — Австралия), то окажется, что эти пары образуют как бы лучи, которые сходятся к северному полярному пространству. В каждой паре северный континент отделен от южного зоной молодых возбужденных режимов. Все континенты, кроме Антарктиды, расширяются к северу и сужаются к югу. Они как бы изъедены с юга. Замечателен параллелизм берегов Старого и Нового Света, который впервые натолкнул А. Вегенера на гипотезу дрейфа континентов.

Отметим также корреляцию между площадью континентов и их средней высотой. Азия — самый крупный континент (43 млн км<sup>2</sup>), и ее средняя высота наибольшая — 960 м. Площадь Африки 28 млн км<sup>2</sup>, ее средняя высота 750 м; Северной Америки —

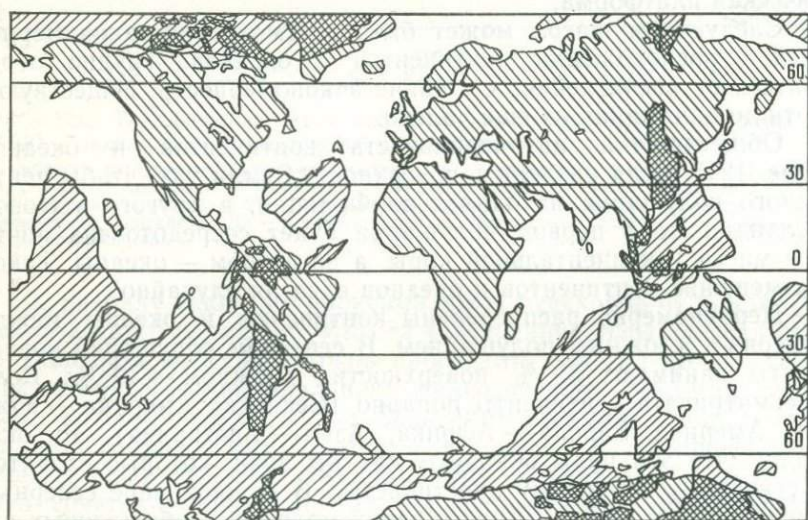
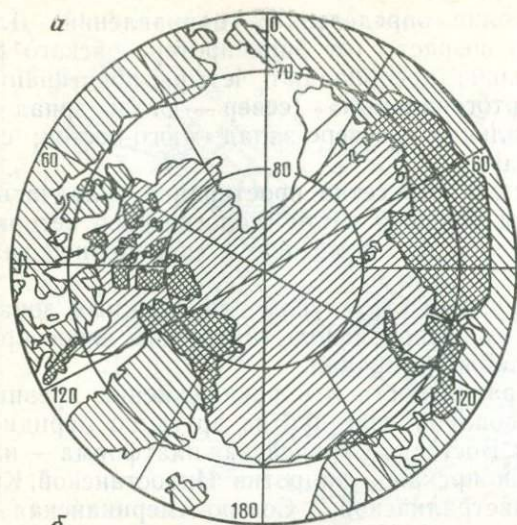


Рис. 124. Антиподальное распределение суши и океанов на поверхности Земли в полярно-азимутальной (а) и меркаторской (б) проекциях (по С. У. Кэри).

Заштрихованные области — континенты; перекрестная штриховка — области, где участки суши антиподально совпадают

23 млн км<sup>2</sup> и 720 м, Южной Америки — 18 млн км<sup>2</sup> и 590 м, Австралии — 10 млн км<sup>2</sup> и 340 м, Европы — 10 млн км<sup>2</sup> и 340 м.

Северные континенты — Северная Америка, Евразия (без Индостана) — имеют более или менее мощный осадочный че-

хол, который формировался в течение всего фанерозоя. Южные континенты — Южная Америка, Африка, Индостан, Австралия — на большей части территории лишены осадочного чехла. Таким образом, в течение неогена на северных континентах преобладало опускание земной коры, а на южных — поднятие.

Все эти закономерности, несомненно, имеют большое значение, так как должны быть связаны с глубинными процессами, определяющими развитие и континентов, и океанов.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ ВО ВРЕМЕНИ

**Ритм континентальных эндогенных процессов.** Вопрос о тектонических (тектоно-магматических, эндогенных) циклах имеет длительную историю. Были периоды, когда такая цикличность считалась очевидной, но были и попытки полностью отрицать наличие какой-либо цикличности в развитии континентов.

На рис. 125 в форме диаграммы показано распределение во времени стадий для ряда наиболее хорошо изученных разных областей. Эта диаграмма убедительно показывает, что ритм в смене стадий развития геосинклиналей и других эндогенных режимов реально существует. Выделяются эндогенные циклы, отдельным стадиям которых соответствуют определенные режимы. Каждый цикл состоит из нескольких следующих друг за другом режимов.

Основа эндогенной цикличности — ритм общих колебательных движений земной коры, чередование эпох преимущественного развития опусканий и поднятий. Эта основа наиболее ясно видна в истории древних платформ, где она не затушевана проявлением иных, более активных эндогенных процессов (рис. 126).

Обращаясь ко все более сложным явлениям, мы отметим, что отдельные эндогенные режимы накладываются на ритм общих колебаний и как бы подчеркивают его. Так, орогенный режим приурочен всегда к завершению эндогенного цикла (если завершением его считать максимальное развитие поднятий). Предгеосинклинальная и доинверсионная стадии ортогеосинклинальных режимов, характеризующиеся постепенным нарастанием опусканий за счет поднятий, соответствуют началу эндогенного цикла. Инверсионная стадия приходится на середину цикла, когда временно выравниваются опускания и поднятия.

В областях, где геосинклинальное развитие прекратилось и не возобновляется, эндогенный цикл может состоять из чередования платформенного режима, занимающего большую часть цикла, и орогенного, который возникает в конце цикла. Наконец, если эпиплатформенный орогенный режим больше не возникает, то в течение всего цикла сохраняется спокойный режим

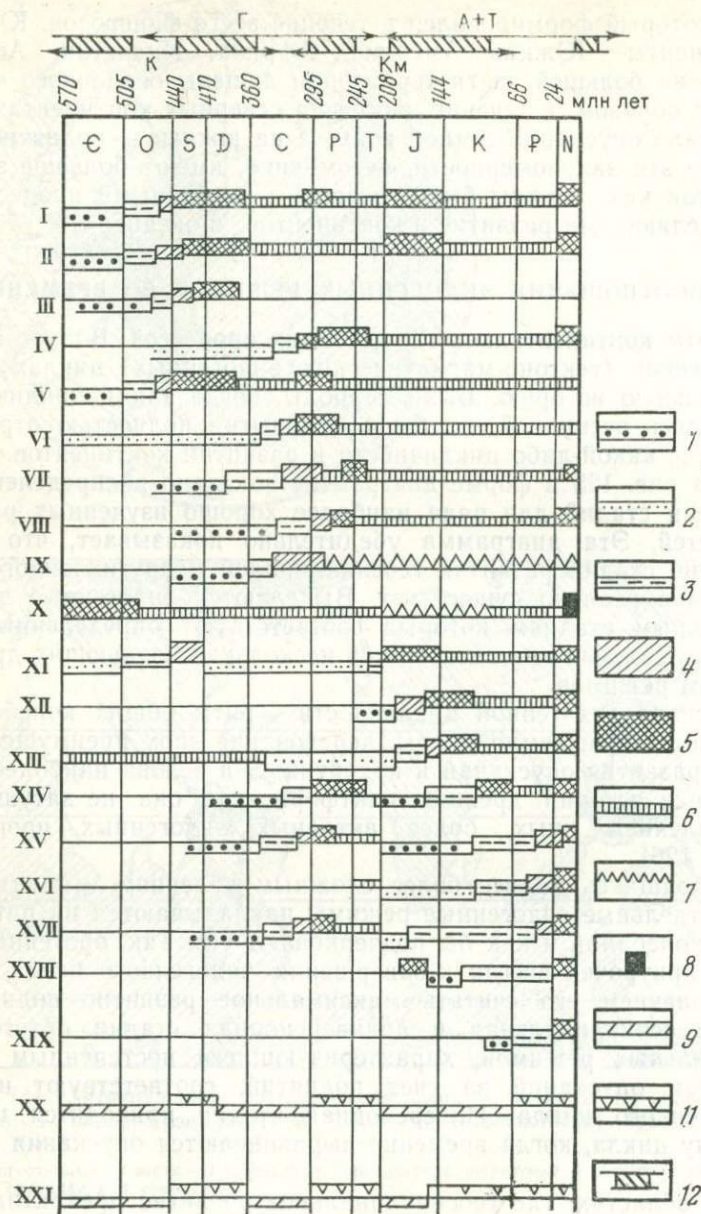


Рис. 125. Диаграмма стадий развития некоторых геосинклинальных, орогенных, платформенных, рифтовых режимов и режимов глыбовой тектоно-магматической активизации:

1 — доинверсионная стадия развития эвгеосинклинали; 2 — доинверсионная стадия развития миегеосинклинали; 3 — инверсионная стадия развития геосинклинали; 4 — после-

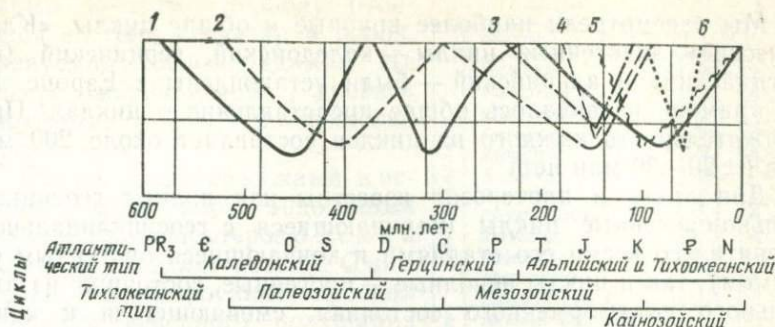


Рис. 126. Периодичность общих колебательных движений.

Кривые (1—5) условно показывают время общих опусканий и общих поднятий: 1 — 3. Евразия; 2 — Северо-Восток СССР и Новая Зеландия; 3 — Сихотэ-Алинь и Сьерра-Невада; 4 — Восточное Забайкалье; 5 — Южная Калифорния; 6 — Камчатка

платформ, а эндогенная ритмичность выражена лишь общими колебаниями земной коры, ее поднятиями и опусканиями.

Рифтовый режим, который сейчас известен на поверхности континентов, приурочен подобно орогенному режиму к концу эндогенного цикла — альпийского или тихоокеанского. Судя по тому, что рифт срединного океанического хребта непосредственно сообщается с континентальными рифтами, весьма вероятно, что и океанические рифты образовались приблизительно в то же время. Режим глыбовой тектоно-магматической активизации, вероятно, занимает продолжительную часть эндогенного цикла и завершается в конце цикла либо орогенным, либо рифтовым режимом. Точно также тафрогенный режим растягивается на продолжительное время, но, судя по его проявлениям в новейшее время, наиболее активен в самом конце альпийского цикла, когда в Средиземноморье одновременно с горообразованием, в неогене и антропогене, образовались тафрогенные впадины группы морей. Менее определенное положение в эндогенном цикле занимают режимы центральных интрузий, трубок взрыва и платобазальтовый.

инверсионная стадия развития геосинклинали; 5—8 — тектонические режимы (5 — орогенный, 6 — платформенный, 7 — глыбовой тектоно-магматической активизации, 8 — рифтовый); 9 — преимущественное опускание платформ; 10 — преимущественное поднятие платформ; 11 — эпохи возбужденных режимов.

Циклы: К — каледонский, Г — герцинский, Км — киммерийский, А+Т — альпийский и тихоокеанский. Регионы: I — Северный Тянь-Шань, II — Западные Саяны, III — Северные Аппалачи, IV — Южные Аппалачи, V — Центральный Казахстан (каледониды), VI — Центральный Казахстан (герциниды), VII — Урал, VIII — Южный Тянь-Шань, IX — Западная Европа (герциниды), X — Западное Забайкалье, XI — Индокитай, XII — Сьерра-Невада, XIII — Верхояно-Колымская геосинклиналь, XIV — Сихотэ-Алинь, XV — Западные Альпы, XVI — Балканы, XVII — Большой Кавказ, XVIII — Калифорния (Бероговой хребет), XIX — Камчатка, XX — Восточно-Европейская платформа, XXI — Сибирская платформа

Мы рассмотрели наиболее крупные и общие циклы. «Классические» эндогенные циклы — каледонский, герцинский (варисский) и альпийский — были установлены в Европе. На их примере развивалось общее представление о циклах. Продолжительность каждого из циклов составляет около 200 млн лет ( $\pm 20$ —30 млн лет).

Для архея и протерозоя известны как полные геосинклинально-орогенные циклы (начинающиеся с геосинклинального развития со всеми его стадиями и кончающиеся орогенным режимом), так и циклы неполные — орогенные, состоящие из длительного платформенного состояния, сменяющегося к концу цикла эпиплатформенным орогенезом. В силу специфики определения возраста докембрийских пород по изотопным данным, возраст циклов определяют по основным магматическим и метаморфическим «событиям»; для геосинклинального развития — по возрасту регионального метаморфизма и гранитизации, которые относят к инверсионной стадии; для орогенного режима — по возрасту образования орогенных калиевых гранитов и связанного с ними метаморфизма. Для восстановления геосинклинальных циклов используют также последовательность магматических и осадочных формаций, соответствующих разным стадиям геосинклинального процесса.

Таким образом, в докембрии можно выделить следующие циклы [59]: I — катархейский геосинклинально-орогенный (3,8—3,6 млрд лет назад); II — раннеархейский геосинклинально-орогенный (3,5—3,3 млрд лет); III — позднеархейский неполный орогенный (3,1—2,9 млрд лет); IV — позднеархейский геосинклинально-орогенный (2,8—2,6 млрд лет); V — раннепротерозойский орогенный (2,4 млрд лет); VI — раннепротерозойский геосинклинально-орогенный (2,0—1,8 млрд лет); VII — орогенный (на рубеже раннего и позднего протерозоя; 1,7—1,4 млрд лет); VIII — позднепротерозойский геосинклинально-орогенный (1—0,9 млрд лет).

Мы видим, что и в докембрии продолжительность эндогенных циклов была, как и в фанерозое (для «классической» схемы), близка к 200 млн лет.

Перечисленные геосинклинально-орогенные и орогенные докембрийские циклы на разных континентах носят разные названия, но замечательна их синхронность: эндогенному циклу на одном континенте всегда можно найти синхронный аналог в докембрийских массивах на других континентах.

Наибольшее значение в развитии земной коры имели события, связанные с двумя циклами. В результате процессов всеобщей гранитизации земной коры (2,8—2,6 млрд лет назад), в основном был сформирован гранито-гнейсовый слой в почти современном виде. В это время образовался фундамент протоплатформы. В фундаменте Восточно-Европейской древней плат-

формы к этому периоду относится система структур и пород, именуемая беломоридами. На Северо-Американской древней платформе это — киватинский цикл.

Второй не менее важный в истории земной коры эндогенный цикл — раннепротерозойский (2,0—1,8 млрд лет назад). С ним связано формирование древних платформ северного полушария (Лавразийской группы). В развитии Восточно-Европейской платформы — это свекофеночарельский цикл, а на Северо-Американской платформе — гудзонский цикл.

Значительно подробнее и точнее синхронность эндогенных циклов можно рассмотреть на примере фанерозойских циклов, в том числе байкальского, который в северном полушарии начинает серию циклов, следующих за образованием древних платформ.

На основании общего анализа развития континентов в позднем рифее и фанерозое можно выделить две основные схемы (рис. 127, см. рис. 126) крупной ритмичности эндогенного развития, которые условно назовем атлантической и тихоокеанской. Первая схема — последовательность байкальского, каледонского, герцинского и альпийского циклов. Для второй характерен киммерийский (мезозойский) цикл, а вместо альпийского цикла наблюдается более короткий тихоокеанский цикл.

Киммерийский цикл обычно начинается в конце палеозоя и заканчивается в раннем мелу. Его продолжительность, как и «классических» циклов атлантической схемы, около 200 млн лет. Типичное развитие киммерийского цикла можно видеть в Верхояно-Колымской геосинклинали, в Сихоте-Алине, на Новой Зе-

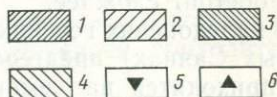
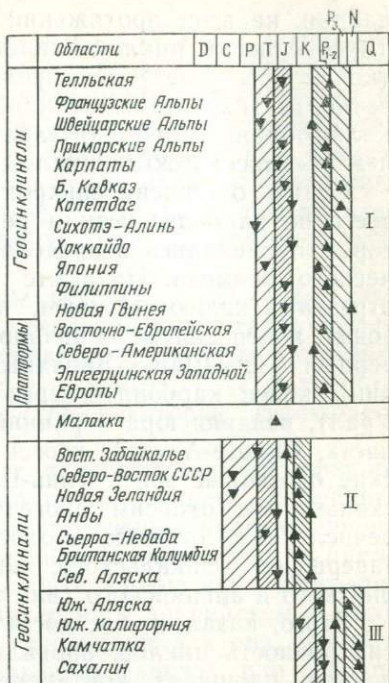


Рис. 127. Геотектонические циклы некоторых регионов в позднем палеозое и мезокайнозое:

1 — преимущественное время начала прогибания; 2 — время начала прогибания; 3 — преимущественное время начала поднятия; 4 — время начала поднятия; 5 — время начала прогибания; 6 — время начала поднятия; I — «атлантическая» схема (альпийский цикл); II и III — «тихоокеанская» схема (II — мезозойский, III — кайнозойский или тихоокеанский циклы)

ландии, на всем протяжении Северо-Американских Кордильер. Тихоокеанский цикл начинается с окончанием киммерийского (конец юры — мел). Его проявления можно наблюдать на Камчатке, на тихоокеанском побережье Японии, в Береговом хребте Калифорнии. Продолжительность Тихоокеанского цикла меньше, чем у «классических» циклов, — 150 или даже 100 млн лет.

Судить о степени синхронности эндогенных циклов лучше всего по наиболее четким реперам — орогенным режимам, которые проявлялись в пределах ограниченных отрезков геологического времени. На схеме (см. рис. 125) видно, что такими отрезками являются: конец кембрия (Байкальская орогенная зона), конец силура — начало девона (Северные Аппалачи, Северный Тянь-Шань, Западные Саяны, каледониды Скандинавии), конец карбона — пермь (Южный Тянь-Шань, Аппалачи, Урал), поздняя юра — ранний мел (Верхояно-Колымская область, Сихоте-Алинь), неоген-четвертичное время (все альпийские орогенные зоны, Тянь-Шань, Южная Сибирь и др.). Поскольку мы относим орогенный режим к концу цикла, перечисленные отрезки геологического времени попадают на завершение байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского (или тихоокеанского) циклов.

Этого, казалось бы, достаточно, чтобы установить хорошую синхронность циклов, проявляющихся на значительных и удаленных площадях континентов. Однако, в действительности, дело обстоит сложнее.

В каледонских геосинклиналиях (в Северных Аппалачах и Западных Саянах) предгеосинклиальная и доинверсионная стадии приходятся на кембрий и частично ордовик (см. рис. 125), т. е. на время развития орогенного режима байкальского цикла. Та же доинверсионная стадия на Урале, в Южных Аппалачах или в Южном Тянь-Шане совпадает по времени с орогенным режимом каледонского цикла (силур — начало девона). Когда в конце герцинского цикла (конец перми и триаса) развивается орогенный режим (на Урале), в некоторых других местах уже закладываются геосинклинали альпийского цикла. Точно также конец киммерийского цикла совпадает с началом тихоокеанского. Следовательно, наложение начала последующего цикла на завершение предыдущего широко распространено.

Обратим внимание на то, что в таких случаях синхронны режимы, родственные не только по возбужденному характеру, но и по горячему состоянию мантии и холодному состоянию коры. По этому же критерию осуществляется отмеченная выше синхронность для конца альпийского цикла орогенного, рифтового и тафрогенного режимов. Следовательно, ритмическую повторяемость режимов надо относить не столько к индивидуальным режимам, сколько к их типам, связанным общностью состояния тектоносферы по такому наиболее важному критерию, как теп-

ловой режим. А различия между индивидуальными режимами, принадлежащими к одному типу, зависят от конкретных свойств среды, среди которых проницаемость играет основную роль. В одном случае, при большой рассеянной проницаемости коры сильное разогревание мантии приводит, в конце концов, к прогибанию земной коры, в другом — при наличии кристаллического «панциря» и сосредоточенной по редким разрывам проницаемости такое же разогревание оказывается причиной поднятий земной коры.

Синхронны не только орогенные режимы и начальные стадии развития геосинклинали, но в некоторой мере стадии инверсии, когда особенно сильны складкообразующие явления, а также региональный метаморфизм и гранитизация. В каждом цикле существуют для этих процессов некоторые «излюбленные» эпохи.

В каледонском цикле инверсия в геосинклиналях приурочена к ордовику, преимущественно к его середине. В герцинском цикле частная инверсия и сопутствующие явления происходят обычно в середине или конце вize. В киммерийском цикле те же события падают чаще всего на среднюю юру. Наименее определенно положение частной инверсии в альпийском и тихоокеанском циклах. В альпийских геосинклиналях она происходит или в конце средней юры (Большой Кавказ), или в конце раннего мела (Малый Кавказ, Восточные Альпы), или в конце позднего мела и начале палеогена (Динариды, Балканы). В тихоокеанских геосинклиналях частная инверсия приходится на палеоген или начало неогена.

Эта картина нарушается рядом исключений.

Во-первых, не всегда геосинклинальное развитие начинается и завершается в пределах одного эндогенного цикла в принятой нами шкале. В ряде случаев геосинклиналь развивается в течение более длительного времени. Например, на Урале каледонский и герцинский циклы объединены в единый палеозойский цикл (конец ордовика — начало триаса). Геосинклиналь Канадских Кордильер начала очень медленно развиваться еще в конце протерозоя, ее история продолжалась в течение всего палеозоя и, наконец, завершилась в киммерийском цикле. Нередко вообще трудно установить начало развития той или иной геосинклинали, если ей предшествовало более или менее длительное платформенное состояние временного характера.

Во-вторых, заметные отклонения от схемы распределения эндогенных циклов во времени наблюдаются в Центральной Азии, в той полосе, которая Д. П. Резвым выделена как важнейший «геораздел Азии» [95]. Эти отклонения могут быть отмечены как для палеозойской, так и мезозойской истории.

На севере Алтае-Саянской области, в Северной Монголии, Салаирском хребте и Горном Алтае проявился не наблюдаемый

в других местах вполне самостоятельный эндогенный цикл — салаирский. Он начался прогибанием в геосинклиналях в венде, инверсионная стадия со складчатостью приходится на средний кембрий, а орогенный режим с молассами возникает в позднем кембрии и продолжается вплоть до ордовика включительно. Время орогенеза в этом цикле совпадает со временем орогенного режима байкальского цикла. Эти циклы частично перекрывают друг друга. Поэтому может возникнуть сомнение в самостоятельности салаирского цикла. Но различие состоит в том, что салаирский цикл начинается значительно позже (приблизительно на 200 млн лет), чем байкальский, поскольку обычно байкальский цикл начинается не в венде, а в среднем рифее.

Много южнее — в Юньнань — Малайской геосинклинальной системе — прослежен еще один значительно более поздний, но также «необычный» цикл — раннекимерийский. Он очень короткий: пермь — поздний триас (или начало юры). Следовательно, продолжительность цикла менее 100 млн лет. За это время проходят все события — от доинверсионного прогибания, начального магматизма с офиолитами до складчатости, накопления флиша и орогенеза с молассами.

Своеобразие того же «Великого геораздела» состоит и в форме и истории молодых геосинклиналей, развитых в Иране, Пакистане, Северной Индии и Тибете. Эти геосинклинали, развивавшиеся в мезозое и кайнозое, представляют собой узкие полосы шириной в несколько десятков километров, причудливо изогнутые, разделенные обширными, измеряемыми сотнями километров в поперечнике, срединными массивами. Такая форма геосинклиналей связана с длительной предыдущей историей региона. Последний геосинклинальный цикл, охвативший всю ширину подвижной зоны, — байкальский — окончился здесь на рубеже протерозоя и фанерозоя. Потом наступил платформенный этап, продолжавшийся весь палеозой и часть мезозоя. Только в юре платформа была расколота системой различно ориентированных, изогнутых глубинных взрезов, вдоль которых образовались приразломные прогибы. Нарастающее опускание прогибов и выразилось, в конце концов, в своеобразном приразломном геосинклинальном режиме. В сеноне в разломы были выжаты офиолиты. Уже в кампане наступила инверсионная стадия с накоплением флиша. Геосинклинальное развитие завершилось поднятием и накоплением нижней молассы в палеогене. Срединные массивы сохранились в виде жестких глыб [135].

Сходное развитие наблюдается и в Гималаях. Фундаментом этой горной области является древняя платформа Индостана. Ее северный край медленно прогибался в течение всего палеозоя. Прогибание носило платформенный характер. В начале мезозоя вдоль северной кромки платформы образовался разлом — так называемый «шов Инда». В дальнейшем события развива-

лись аналогично истории соседних областей: внедрение офиолитов в середине мела; инверсия, складчатость и тектонические покровы в конце мела; завершение геосинклинального развития в палеогене. Орогенный режим развился в неогене и антропогене, когда в мощное вздымание был вовлечен весь широкий край Индийской платформы.

В пределах того же «геораздела» в мезозое и кайнозое исключительно широко развивалась глыбовая тектоно-магматическая активизация, сопровождаемая щелочным магматизмом. В этой же поперечной зоне находится и Байкальский рифт.

Наконец, своеобразие зоны состоит в том, что такое, в общем ослабленное, разбросанное по отдельным узким зонам геосинклинальное развитие сменилось в неотектоническую эпоху интенсивным горообразованием, сформировавшим высочайшие горные хребты. Хотя мы и подчеркивали самостоятельность орогенного режима и отсутствие зависимости его от предшествующего геосинклинального режима, все же нельзя отделить от впечатления, что здесь проявилась резко выраженная непропорциональность двух режимов, тем более что Гималаи поднялись почти полностью на месте платформенного прогиба, а поднятию Памира предшествовала лишь парагеосинклиналь киммерийского цикла.

Вспомним теперь, что весь этот «геораздел» характеризуется особым геофизическим полем — значительной отрицательной изостатической аномалией. Очевидно, перечисленные особенности имеют глубокие корни. Здесь проходит граница между областями атлантической и тихоокеанской схем последовательности эндогенных режимов, причем переход от одной системы к другой сопровождается нарушениями ритма эндогенных процессов.

До сих пор речь шла о наиболее крупных и основных эндогенных циклах. Но последние всегда осложнены многими циклами высоких порядков, продолжительность которых очень различна и пока не поддается точному определению и группированию. Выделяют циклы с продолжительностью 50—60, 30—40, 10—15, 5—7 млн лет, вплоть до измеряемых сотнями и десятками тысяч лет. Малые циклы выражены главным образом дополнительными колебаниями земной поверхности, частными трансгрессиями и регрессиями и отражаются в чередовании фаций осадков. Они выражены также в том или ином чередовании магматических процессов, в повторных интрузиях и эффузиях, в смене состава магматических пород. Все эти процессы носят значительно более локальный характер, чем проявления крупных циклов первого порядка, и, по-видимому, могут рассматриваться как местные осложнения основного глубинного процесса.

**Пространственные взаимоотношения последовательных эндогенных режимов.** Прежде всего необходимо рассмотреть условия смены геосинклинального режима одного цикла таким же режимом последующего цикла, что неоднократно происходит в подвижных зонах за пределами разрастающихся платформ.

Вопрос этот сложен из-за неоднозначности наблюдаемых соотношений. Например, при смене циклов происходит своеобразная миграция зон прогибания и поднятия. Альпийская интрагеосинклиналь Большого Кавказа образовалась, по крайней мере в западной части, на месте межгорного или передового прогиба конца герцинского цикла. Орогенное поднятие герцинского цикла находилось к северу от современного Кавказа — на месте современного Предкавказья. Следовательно, к концу альпийского цикла произошло обращение в расположении зон поднятий и опусканий. В орогенную стадию альпийского цикла на месте бывшего герцинского прогиба образовалось поднятие, а бывшее герцинское поднятие опустилось, его корни находятся сейчас под осадочным чехлом Скифской платформы.

В Центральном Казахстане в конце каледонского цикла орогенные поднятия образовались в Улутау-Кокчетавской и Чингиз-Тарбагатайской зонах. Одновременно (в силуре и раннем девоне) находившаяся между ними Джунгаро-Балхашская зона опустилась, и из этого прогиба в дальнейшем развилась герцинская миогеосинклиналь. В этом случае мы можем проследить миграцию структур и в более раннее время. В начале и середине каледонского цикла (в кембрии и ордовике) в Центральном Казахстане развивался эвгеосинклинальный режим, наибольшее прогибание происходило в Улутау-Кокчетавской и Чингиз-Тарбагатайской зонах, а Джунгаро-Балхашская зона представляла собой интрагеоантиклиналь, в ней прогибание земной коры было меньшим. В этих случаях от цикла к циклу происходила смена основной направленности движений земной коры на обратную.

Такие простые соотношения, по-видимому, далеко не всегда являются правилом. На рубеже между циклами может происходить и резкая перестройка в расположении и ориентировке тектонических зон, как, например, на границе каледонского и герцинского циклов в Алтае-Саянской области (каледонские широтные простирания сменились северо-западными герцинскими).

Отклонения от унаследованности отмечались выше для перехода от геосинклинального режима к орогенному. Еще больше несоответствие между геосинклинальными структурами и последующими платформенными структурами (антеклизмами и синеклизмами).

На своеобразное взаимоотношение между геосинклиналь-

ными и платформенными структурами указал Н. С. Шатский [132]. Продольное разделение Большого Кавказа на восточную часть, где в начале альпийского цикла в юрском периоде прогибание было чрезвычайно глубоким (мощность юры достигает 8 км), и на западную часть, где прогибание было значительно меньшим (мощность юры около 3 км), соответствует разделению примыкающей части платформы на глубокую Прикаспийскую впадину на востоке и Ставропольскую антеклизу на западе. Геосинклиналь Большого Кавказа, по-видимому, наложилась на это расчленение, что сказывалось, по крайней мере, в течение начальной стадии геосинклинального развития.

Поперечные структуры также играют во многих случаях существенную роль в строении подвижных зон и, по-видимому, отражают какие-то древние тектонические направления. Например, на Кавказе в неотектоническую эпоху на распределении новейших движений и ориентировке разрывов чрезвычайно сильно сказалось секущее (поперечное к простиранию Кавказа) направление. К транскавказскому поперечному поднятию приурочены поперечные разломы и цепочки вулканов. Возможно, что поперечное поднятие связано с «воспоминанием» о докембрийских структурах, которые в этой области когда-то имели меридиональное простирание.

Поперечные структуры пересекают складчатую зону Карпат, продолжаясь в направлении Паннонского срединного прогиба, в одну сторону, и Восточно-Европейской платформы — в другую. Выделяется Паннонско-Волынская транскарпатская депрессия, где все структуры Карпат наиболее погружены, а в соседних районах платформы расположены Львовские прогибы — палеозойский и меловой, Стрыйский юрский и, наконец, рифейский авлакоген. Депрессия с северо-запада и юго-востока также ограничена поперечными поднятиями.

Унаследованность и наложенность разновременных структур представляют собой чрезвычайно интересную, но до сих пор плохо изученную проблему.

## Глава XII

### ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ И ТЕПЛОВЫЕ ИМПУЛЬСЫ: ПОПЫТКИ СИНТЕЗА

В предыдущих главах автор стремился излагать факты, ограничиваясь, скорее, не объяснениями, а сопоставлениями. Теперь настало время пойти дальше и попытаться разобраться в причинно-следственных взаимоотношениях между процессами в тектоносфере и сформулировать общую концепцию развития тектоносферы. При этом необходимо выйти за пределы

непосредственно наблюдаемых явлений и ввести в рассуждения заметный объем гипотетического элемента.

В самой общей форме можно сказать, что Земля — сложная тепловая машина. Из ее недр постоянно и повсеместно выделяется тепло, которое является основным фактором, определяющим развитие тектоносферы. При этом тепло выделяется неравномерно и во времени, и в пространстве. Колебания теплового потока во времени, его импульсивность ведут к чередованию возбужденных и спокойных режимов или к смене стадий развития одного режима в самых сложных режимах — геосинклинальных. Наиболее разнообразно влияние импульсивности теплового потока на эндогенные режимы проявлено на континентах. Тепловой импульс вызывает начало развития геосинклинали, а конец ее развития соответствует стадии охлаждения тектоносферы. В результате нового теплового импульса возникает орогенный режим, который при следующем охлаждении тектоносферы сменяется режимом платформенным. В дальнейшем, при очередном тепловом возбуждении могут развиваться режимы тектоно-магматической активизации или рифтовый. Импульсивность выделения тепла — причина эндогенной цикличности.

Величина теплового потока влияет на интенсивность эндогенных процессов. Так, эвгеосинклинальный режим свидетельствует о более сильном прогреве тектоносферы, чем режим мезогеосинклинальный, а последний требует более высокой температуры в тектоносфере, чем режим миогеосинклинальный, поскольку при эвгеосинклинальном режиме из мантии выплавляются основные и ультраосновные магмы, при мезогеосинклинальном — только основные, а при миогеосинклинальном режиме мантийные магмы не образуются. Точно также различный по величине прогрев континентальной коры приводит к складкообразованию разной интенсивности. Например, на периклинали Большого Кавказа мы видим, как область интенсивной складчатости, характерная для глубинного диапира, сменяется складчатостью неравномерной, приразломной, значительно более спокойной.

Вследствие пространственной неравномерности выделения тепла отдельные области континентов находятся в разных стадиях развития, и поэтому разные режимы соседствуют.

В качестве источников внутриземного тепла обычно рассматривают два энергетически приблизительно равных явления — радиоактивный распад и потенциальную энергию дифференциации вещества Земли. Мы можем не входить в эту проблему: для нас достаточно, что тепловой поток из недр к поверхности существует.

Является ли этот поток кондуктивным или конвекционным? Легко показать, что при малой теплопроводности вещества, сла-

гающего земной шар, кондуктивный тепловой поток был бы слишком консервативен и реакция на поверхности на изменения величины теплогенерации (например, в глубоких слоях верхней мантии) запаздывала бы на сотни миллионов лет. Между тем, мы констатируем такую корреляцию между величиной теплового потока и типом эндогенного режима, которая требует в геологических масштабах времени очень быстрой реакции. Например, зоны эпиплатформенного орогенеза, где горообразование началось всего 10—15 млн лет тому назад, отличаются по величине теплового потока от платформенных областей. Чрезвычайно молоды также многие окраинные моря, а тепловой поток в них уже соответствует тафрогенному режиму, который обусловил их образование. И наоборот, окраинные моря несколько более древние (например, образовавшееся в середине мела Карибское море уже характеризуется «нормальным» тепловым потоком). Следовательно, перенос тепла в земном шаре осуществляется в основном геологически быстро и поэтому должен быть конвективным, связанным с переносом вещества в виде расплавов и газов.

Однако не следует рассматривать теплоперенос как конвекцию в форме обращения вещества по замкнутому пути. Это — гравитационная конвекция (или адвекция).

В глубоких геосферах под влиянием нагрева развивается процесс фракционирования, который выражен в дегазации и частичном плавлении. Газы и выплавленные относительно легкие расплавы поднимаются в верхние геосферы, неся с собой и тепло, и вещество.

В целом поток вещества и тепла из глубины к поверхности отражает более общее явление дифференциации вещества Земли путем фракционирования.

Трудно сказать, на какой глубине начинается процесс подъема расплавов и дегазации. Предполагают, что исходным уровнем является нижняя мантия, плотность которой близка к средней плотности всего земного шара. Отсюда выделившийся относительно легкий материал поднимается к поверхности, насыщая среднюю и верхнюю мантию и кору. А тяжелый остаток от фракционирования опускается в ядро.

Впрочем, путь наверх для легкого материала не прост. Всплывая, он вступает в физико-химическое взаимодействие с окружающей средой и сам изменяется. Проникая с более глубокого уровня на относительно более высокий, порция горячего материала мобилизует вещество этого более высокого горизонта, где также начинается фракционирование. Таким образом, через цепь передач процесс достигает верхней мантии и ее фракционирование непосредственно влияет на процессы в земной коре и на формирование того или иного типа эндогенного режима.

Вслед за теплом важнейшим фактором, определяющим характер эндогенного режима, является проницаемость тектоносферы, от которой зависят распределение температур между верхней мантией и корой и изменения этих температур, что, в свою очередь, влияет на состав магм, а также на деформационные свойства коры и на ее реакцию на движения в верхней мантии.

Прогрев нижнего, обогащенного слоя верхней мантии при холодных верхнем слое мантии и коре ведет к выделению щелочных магм (например, при режимах глыбовой тектоно-магматической активизации и рифтовом). Распространение тепла в верхний слой верхней мантии в континентальной тектоносфере приводит обычно к выделению известково-щелочных магм. А прогрев коры сообщает ей пластичность и вызывает инверсию плотности, глубинный диапиризм и складкообразование наряду с региональным метаморфизмом и гранитизацией.

Различная проницаемость, одновременно существовавшая в разных областях континентальной тектоносферы, приводит к разным результатам при одновременном тепловом импульсе. Например, зарождение геосинклинали в одной области сплошь и рядом совпадает во времени с орогенным режимом в других областях, потому что один и тот же тепловой импульс встречает в тектоносфере разные условия проницаемости.

Проблема проницаемости имеет и более общий характер.

Для подъема расплавов и газов нужны пути. Вязкость вещества земного шара, по-видимому в среднем достигающая или даже превышающая  $10^{23}$  П, делает невозможным подъем материала с необходимой скоростью из нижней мантии к поверхности сквозь сплошную среду. Кроме того, в этом случае скорость подъема материала сильно зависела бы от размера отдельных порций: очень крупные порции всплывали бы значительно быстрее, чем мелкие, а самые мелкие, выделившись, практически не могли бы сдвинуться с места. Такая обстановка противоречит установленной довольно близкой синхронности эндогенных циклов на огромных площадях континентов. Чтобы обеспечить хотя бы приблизительно синхронность, необходимо, чтобы вязкость среды, через которую вещество поднимается, была на 2—3 порядка ниже указанной.

Отсюда мы приходим к выводу, что легкий материал должен всплывать не через сплошную среду большой вязкости, а по неким каналам, заполненным веществом с пониженной вязкостью. Такими зонами проницаемости могут быть глубинные разломы, пронизывающие всю тектоносферу. В каком-то виде они должны проникать и в более глубокие геосферы.

Если мы примем гипотезу глубинных каналов (глубинных зон проницаемости), то получим возможность определенным образом трактовать пространственное распределение эндогенных

режимов и изменения этого распределения во времени. Очевидно, что там, где на данной стадии развития Земли сосредоточены возбужденные режимы, должен осуществляться повышенный приток тепла, т. е. именно туда должны подходить снизу зоны проницаемости.

Пермобильная стадия развития континентов характеризуется повсеместной большой эндогенной активностью. Можно представить себе, что в эту стадию в мантии существовала очень густая сеть каналов, поэтому подъем материала из глубоких недр мог происходить почти повсеместно. Вся земная кора континентов обладала большой проницаемостью.

Действующие каналы стали более редкими в протогеосинклинальную стадию, но они не были устойчиво локализованы и легкое вещество могло проложить себе путь наверх то в одном, то в другом месте.

Появление устойчивых древних платформ, противопоставленных подвижным поясам с наступлением геосинклинально-платформенной стадии, свидетельствует уже об устойчивой локализации зон проницаемости, по которым продолжается тепломассоперенос. А дальнейшее увеличение площади платформы за счет подвижных поясов указывает на то, что локализация усиливалась и зоны проницаемости все больше сокращались. При этом некоторые ветви таких зон проницаемости отмирали, другие сохранялись. Мы отмечали, что в процессе концентрации зон возбужденных режимов заметен явный порядок.

Во-первых, установлены преимущественные простирания подвижных зон, среди которых преобладают два «ортогональных» (широтное и долготное) и два диагональных направления. Едва ли могут возникнуть сомнения в том, что такая правильная сетка зон проницаемости возникла в результате напряжений глобального масштаба. Причины возникновения таких напряжений еще предстоит выяснить.

Во-вторых, сокращение площади подвижных зон привело в начале мезозоя к их концентрации в двух полосах возбужденных эндогенных режимов: одна полоса опоясывает Тихий океан, другая протягивается субширотно через Центральную Азию, Средиземноморье и Центральную Америку. Мы можем только гадать, означает ли это, что сам исходный процесс фракционирования глубинного вещества локализовался или же локализовались зоны проницаемости, но во всяком случае здесь видна тенденция к определенной пространственной «организации» глубинных процессов в глобальном масштабе.

Чем может быть вызвана импульсивность выделения глубинного тепла?

Во-первых, возможно, что прежде чем всплыть из глубоких геосфер к поверхностным, продукты фракционирования должны

накопиться в некотором объеме. Вероятно, процессы накопления продуктов и их всплывания чередуются.

Во-вторых, можно предположить, что земной шар в небольших пределах пульсирует, и в стадии его расширения в большей мере приоткрываются зоны проницаемости, тогда как в периоды сжатия они замыкаются.

Эти два предположения могут быть и объединены: накопление на глубине продуктов фракционирования приводит к некоторому расширению Земли и к открытию глубинных каналов. После того как продукты выделяются, происходит сжатие и замыкание каналов.

Насколько такие пульсации периодичны? Мы видим, что крупные эндогенные циклы, измеряемые от одного орогенного режима до другого, длятся приблизительно 200 млн лет. Такова длительность циклов в докембрии, такова длительность их в фанерозое в областях «атлантической схемы», где эти циклы близки к синхронности. Более сложное сочетание циклов наблюдается для конца палеозоя, мезозоя и кайнозоя в зоне, окружающей Тихий океан, где проявляются циклы киммерийский и тихоокеанский. Киммерийский цикл смещен на полфазы относительно альпийского цикла и имеет продолжительность около 200 млн лет. Тихоокеанский цикл короче.

Несоответствие в фазе пульсаций для мезозоя и кайнозоя между Тихоокеанской и Атлантической областями указывает на то, что пульсации могут происходить с расхождением во времени между большими регионами и с пространственной асимметричностью.

Для всей истории континентов характерно выделение щелочных и известково-щелочных магм. Вместе с тем, характерно и выделение из мантии большого объема летучих соединений. Образование пород континентальной коры со всеми их особенностями было бы невозможно без подтока газообразных флюидов, которые выщелачивают из мантии некогерентные элементы и концентрируют их в огромном количестве в коре [58]. Поэтому в обстановке континентальных режимов дегазация мантии играет весьма существенную роль в механизме тепломассопереноса.

Сокращение площади подвижных зон в течение всего времени от архея до мезозоя свидетельствует о сокращении суммарного выделения тепла на площади современных континентов. Однако в конце палеозоя или начале мезозоя наряду с продолжающимся развитием континентальных режимов начался процесс, который означал новую и притом исключительно интенсивную вспышку тепловой активности. Мы имеем в виду формирование океанических впадин с их особой корой, совершенно отличной от коры континентальной. Выделение столь огромных объемов базальтов, покрывших сплошным слоем тол-

щиной в несколько километров две трети поверхности земного шара, свидетельствует о том, что в недрах накопилась очень большая тепловая энергия, которая и выделилась с базальтами и другими породами океанической коры. Выделение произошло за столь краткое время, что в геологических масштабах можно говорить о тепловом взрыве.

Существенно, однако, и другое. Вместе с образованием океанических впадин решительно изменился и механизм выноса тепла из недр Земли. Истощенные толеитовые магмы, повсеместно распространенные в океанах, почти вовсе лишены летучих компонентов. Поэтому теперь основная роль в выносе тепла перешла от дегазации к частичному плавлению и подъему к поверхности жидких расплавов.

Следовательно, вместе с истощением мантии постепенно сходил на нет и механизм выделения тепла путем дегазации. Этот клапан нашей тепловой машины все больше закрывался. В то же время в недрах Земли тепло продолжало вырабатываться. Не находя достаточного выхода, оно накапливалось в глубине. И, в конце концов, бурно прорвалось наружу, но использовав уже другой механизм, более энергоемкий — фракционирование вещества в жидком виде. Произошло это не повсеместно, а в некоторых областях, тогда как в других областях продолжали развиваться континентальные режимы. Локализация процесса океанообразования — еще одно проявление тенденции к «организации» в системе тектоносферы.

Два явления — геохимическое истощение верхней мантии и образование океанов с их корой, отличной от континентальной, — мы считаем тесно взаимосвязанными. Предполагается, что первоначально дегазация происходила по всей поверхности Земли и соответственно всюду формировалась кора континентального типа, в том числе в областях, где сейчас находятся океаны. В этих областях фракционирование верхней мантии происходило быстрее, чем в областях, где расположены современные континенты, и оно раньше привело к истощению вещества, к потере им некогерентных элементов.

Лишенная летучих компонентов толеитовая магма способна к большому перегреву. Это обстоятельство способствует такому подъему температуры в верхних слоях мантии и такому их уплотнению, что возникает инверсия плотности между мантией и корой. Этому содействует и одновременное возрастание плотности коры в результате ее обезвоживания, сильной метаморфизации пород и проникновения в нее мантийных основных и ультраосновных магм. Как следствие инверсии плотности, происходят обрушение континентальной коры, глыба за глыбой, в верхнюю мантию и образование на ее месте коры океанической. Возникшие котловины заполняются водой, выпаренной из мантии и из разрушенной континентальной коры.

Кажется, что только это толкование происхождения океанов позволяет понять судьбу тех некогерентных элементов, которые должны были выделиться в процессе функционирования из мантии на месте современных океанов. Выделяемые мантией в этих областях элементы никак не могли попасть в кору современных континентов. Не поможет в решении этой проблемы и мобилизм. Ни одна мобилистская концепция не предполагает, что на месте Тихого океана когда-то был континент, который затем отодвинулся в сторону. Такое предположение можно было бы высказать для Атлантического океана и частично для Индийского, но отнюдь не для Тихого. Между тем, мантия всех океанов истощена в равной степени.

Начавшись на отдельных площадях, процесс замещения континентальной коры океанической, быстро распространяясь, охватил всю площадь современных океанов, а затем стал проникать и внутрь существующих континентов. Мы имеем в виду развитие в новейшее время тафrogenного режима не только по окраинам континентов (в виде окраинных морей), но и в глубоких впадинах на тонкой коре и морях средиземного типа во внутренних областях континентов. Примеры такого проникновения процессов деструкции в глубь континентального массива описаны для Евразии.

Мы видим, как тесно переплетаются физические и геохимические процессы в тектоносфере. Смена континентальной стадии стадией океанообразования оказывается закономерно связанной с процессом геохимического истощения мантии Земли.

Вероятно, для тектоносферы возможны два уровня физико-химического равновесия. Один уровень соответствует выделению из глубин Земли тепла преимущественно путем дегазации. Это — уровень формирования и сохранения континентальной коры. Другой уровень равновесия соответствует выделению тепла преимущественно путем частичного плавления. Это — уровень образования океанической коры. На рубеже «палеозой — мезозой» в результате все большего фракционирования мантии и потери ею некогерентных и летучих элементов начался неравномерный во времени и пространстве переход от первого уровня ко второму. Этот процесс продолжается до настоящего времени.

Остальные условия, характеризующие тип эндогенного режима, его историю и распределение в пространстве и во времени, зависят от местных факторов (проницаемости тектоносферы, распределения в ней температуры, ее деформационных свойств и т. д.). Эти факторы взаимозависимы, все они в той или иной мере вторичны по отношению к тепловому и геохимическому факторам. Совсем коротко можно сказать, что развитие тектоносферы отражает пространственные и временные неоднородности теплового поля Земли.

Обоснованность изложенной гипотетической концепции зависит от решения двух кардинальных проблем: механизма замещения континентальной коры океанической и источника воды, заполняющей океанические впадины. Относительно обеих проблем выше высказаны предположения. Требуется их проверка. Многого, например, можно ждать от дальнейших стадий глубоководного бурения в океанах. Во всяком случае, наша концепция указывает на наличие тесной взаимозависимости между тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами, с одной стороны, и эволюцией вещества тектоносферы — с другой. Она призывает к дальнейшему изучению связей между эндогенными режимами и глубинным строением тектоносферы, к объединению геологических, геофизических и геохимических методов в изучении недр земного шара.

## Глава XIII

### АЛЬТЕРНАТИВЫ

#### КРАТКИЙ ОБЗОР НЕКОТОРЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В предыдущих главах автор стремился изложить и обосновать геологическими, геофизическими и геохимическими данными некую систему представлений о строении и закономерностях развития тектоносферы, которая кажется ему наиболее рациональной.

Однако известно, что в настоящее время чрезвычайно большим, почти повсеместным признанием пользуется совершенно иная система взглядов на развитие земных недр — «новая глобальная тектоника» или «тектоника литосферных плит», которую мы подробно рассмотрим ниже. Сейчас же перечислим некоторые другие представления, сформулированные за последнее время. Эти представления построены на разной методологической основе. Одни специалисты исходят из геологических данных и на фактической основе стремятся понять глубинные причины изучаемых процессов. Другие идут противоположным путем. Построив на основе соображений космогонического, геофизического и геохимического характера «модель» внутреннего устройства земного шара, они затем сопоставляют ее с некоторым комплексом геологических процессов, принимаемых за наиболее важные.

Перечень представлений первого направления может быть начат с идей А. В. Пейве [89]. В его концепции геологические данные использованы в самой общей форме. Считалось, что сложность и разнообразие одновременно происходящих геологических событий могут быть объяснены лишь с позиций крайнего и дробного мобилизма. С этой точки зрения земная кора разде-

лена на множество глыб разного размера, которые движутся друг относительно друга. Кроме того, литосфера расслоена на горизонтальные пластины, которые могут проскальзывать одна относительно другой. В пространстве и во времени перемежаются горизонтальные движения глыб, происходит их сжатие и растяжение, срывы пластин по горизонтальным поверхностям, в одних местах происходит новообразование литосферы, в других — ее деструкция. Причинами этого сложного процесса могут быть «ротационно-инерционные силы» и дифференциация глубинного материала. Последняя приводит к образованию восходящих струй относительно легкого вещества, которое, поднявшись, растекается под корой, расталкивая глыбы.

Если под «ротационно-инерционными силами» понимаются напряжения, возникающие в коре в связи с изменением скорости ее вращения (например, в результате приливного трения) и соответствующего изменения ее формы, то еще Б. Гутенберг показал, что эти напряжения ничтожны. Вторая причина, несомненно, гораздо более эффективна. Но высказанные в столь общей форме представления, с одной стороны, слишком неопределенны, чтобы можно было объяснить с их помощью ту или иную конкретную геологическую обстановку, а с другой — создают заманчивую возможность «конструировать» без каких-либо ограничений любую желательную систему глыб и их движений. Таким образом, очевидно, эти идеи — лишь заявка на обобщающую концепцию, но самой концепции еще нет. Близкие взгляды были высказаны В. К. Кучаев.

Некоторые исследователи сейчас вернулись к идеям пульсаций Земли, сходным с теми, которые еще в тридцатых годах высказывались рядом ученых. Одни исследователи предполагают при этом, что пульсации происходят на фоне общего сжатия земного шара, другие думают, что ведущим процессом является растяжение, связанное с увеличением объема Земли.

Исходные геологические наблюдения, лежащие в основе этих взглядов, очевидны: наличие в земной коре признаков как растяжения, так и сжатия. Растяжение приводит к образованию не только рифтов и им подобных структур, но и океанов. Сжатие проявляется в складчатых областях.

П. Н. Кропоткин считает, что пульсации Земли происходят на фоне ее сжатия [47]. В стадию временного растяжения в некоторых слабых местах коры образуются рифты. Возникшие при этом трещины заполняются дайками, которые консервируют щели, образовавшиеся между блоками, и поэтому, когда наступает стадия сжатия, последнее реализуется в других местах. Там и возникает складчатая зона. Новое растяжение вызывает дальнейшее раздвижение блоков коры в ее ослабленных местах, и оно снова закрепляется дайками, а последующее сжатие вызывает складчатые деформации опять же в ином месте.

Так все дальше раздвигаются блоки коры в ее ослабленных местах и все больше образуется складчатых зон в других областях. В результате многократного повторения этих процессов, континентальные массивы смещаются, а позади них, в ослабленных местах, формируются и все больше «открываются» океаны. В других местах множатся складчатые зоны. При этом общий размер сжатия преобладает над размером растяжения. Этот механизм перемещения континентов позволяет сохранять связь континентов с «корнями», опускающимися ниже астеносферы.

В отличие от П. Н. Кропоткина, Е. Е. Милановский считает, что пульсации Земли происходят на фоне ее расширения [66]. По его мнению, признаками пульсации служит наличие в земной коре структур как растяжения, так и сжатия, а также чередования трансгрессий и регрессий, которые (если допустить сохранение общего объема воды на Земле) могут быть истолкованы как результат то увеличения, то уменьшения поверхности земного шара. Е. Е. Милановский указывает на обширный спектр геопульсаций с периодами от 5—10 лет до 200 млн лет и даже до 1 млрд лет. При этом могут быть длительные периоды, когда преобладает та или иная тенденция — расширение или сжатие. Например, с мезозоя по настоящее время преобладало расширение Земли (до 5 % по радиусу). Реализуется растяжение неравномерно. В архее структурами растяжения были зеленокаменные пояса, в протерозое и палеозое — авлакогены и геосинклинали, в мезозое и кайнозое — рифты, геосинклинали и океаны. От цикла к циклу при суммировании мелких пульсаций происходит усиление растяжения в рифтах и океанах и усиление сжатия в геосинклиналях. В результате континентальные блоки перемещаются, а океаны раскрываются. При этом, как и в предыдущем слое, не нарушается связь континентальных массивов с большими глубинами, так как перемещение континентов происходит вместе с их мантийными корнями.

Нам кажется, что представление о перемежаемости фаз растяжения и сжатия чрезвычайно схематизируют действительность. Можно привести много примеров, когда растяжение в одном месте сопровождается одновременным сжатием в другом. Силы растяжения и сжатия, охватывающие сразу всю земную кору (или литосферу), — слишком грубый инструмент для того, чтобы объяснить все разнообразие процессов, происходящих в недрах Земли.

Однако представление о чередовании сравнительно небольших по амплитуде растяжений и сжатий как фона для более дробных явлений заслуживает внимания. Приблизительно синхронность эндогенных циклов на широких пространствах континентов может быть связана со стадиями растяжения, охватывающего, однако, не всю поверхность Земли, а некоторые ее

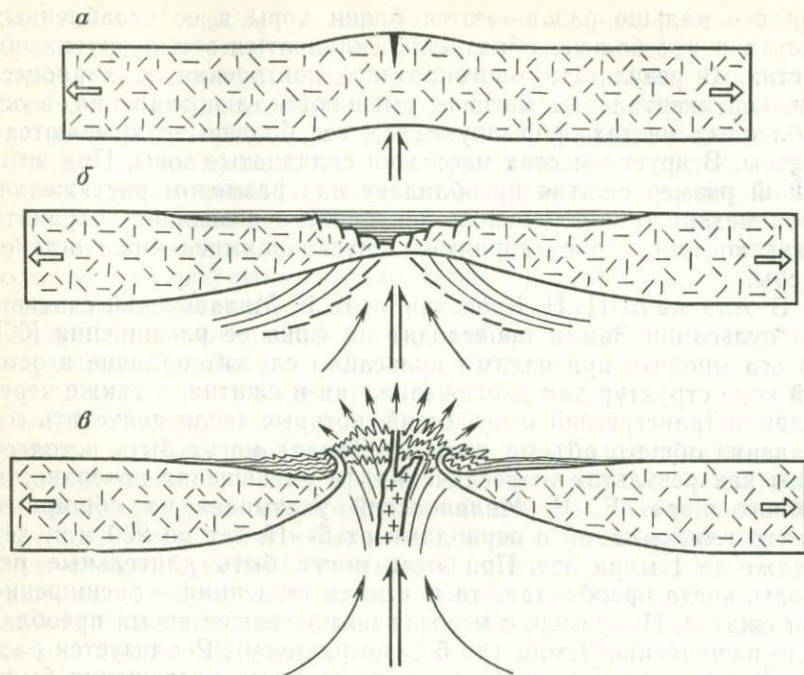


Рис. 128. Упрощенная модель геосинклинали и орогенеза при расширении (по С. Керу):

а—в — стадии образования геосинклинали и глубинного диапира в ней при раздвижении блоков коры

крупные области. Такие локализованные явления растяжения могут быть вызваны выделением в глубоких геосферах Земли в процессе их дифференциации порций относительно легкого материала, что происходит с увеличением объема.

Австралийский ученый С. Керу развивает идеи сильно и быстро расширяющейся Земли [143]. Основная задача этой концепции — объяснить образование океанов путем раздвижения континентов, но без отрыва их от глубоких недр. Критикуя тектонику плит, С. Керу считает, что если явление спрединга в достаточной мере обосновано, то «субдукция — это миф». Существует много признаков, опровергающих это явление. Следовательно, нет компенсации новообразованию литосферы в срединных хребтах и земной шар неминуемо должен увеличиваться в объеме. С. Керу не предполагает, что расширение прерывается фазами сжатия, и считает, что складчатость в геосинклиналях можно объяснить глубинным диапиризмом (рис. 128).

С. Керу предполагает, что в конце палеозоя — начале мезозоя земной шар был настолько мал, что существующие конти-

ненты полностью его покрывали. Следовательно, поверхность Земли около 200 млн лет назад составляла всего 40 % современной поверхности. Это означает, что радиус Земли был в то время равен приблизительно 4000 км и с тех пор удлинялся со скоростью около 1,3 см в год.

О причинах такого огромного и быстрого расширения Земли С. Кери говорит очень неопределенно.

Значительно точнее формулирует причины возможного расширения Земли Р. В. Вейермарс [168]. В отличие от С. Кери, он считает расширение Земли процессом гораздо более медленным, охватывающим всю историю Земли. Расширение должно было происходить со скоростью от 0,04 до 0,66 мм/год. Первоначальная Земля имела радиус, равный 4000 км. А 200 млн лет назад радиус Земли был короче современного всего на 94 км, и поверхность земного шара была лишь на 3,2 % меньше современной. Причину расширения Р. В. Вейермарс видит в дифференциации земного шара, при которой из очень плотного ядра выделяется материал мантии, приобретающий после выделения меньшую плотность и, следовательно, больший объем.

Р. В. Вейермарс считает, что различие в плотности между внешним ядром и нижней мантией достигает  $4 \text{ г/см}^3$  (10 и  $6 \text{ г/см}^3$ ), а между внутренним и внешним ядром —  $3 \text{ г/см}^3$  (13 и  $10 \text{ г/см}^3$ ). Следовательно, при выделении материала из внутреннего ядра в мантию плотность уменьшается приблизительно вдвое (с 13 до  $6 \text{ г/см}^3$ ) и соответственно увеличивается вдвое объем выделившегося материала.

Концепция расширяющейся Земли неминуемо приводят к следствию, что за геологическое время, относительно короткое или длительное, должны были произойти очень большие изменения как в скорости вращения Земли, так и в ускорении свободного падения на ее поверхности. Меньшая по размеру Земля должна была вращаться много быстрее, чем сейчас. Приливное трение, действительно, вызывает постепенное замедление вращения земного шара, но это замедление значительно меньше, чем то, которое требуется данными гипотезами. А большое замедление противоречит не только астрономическим, но и палеонтологическим данным.

Что же касается ускорения свободного падения, то в этом пункте гипотеза расширяющейся Земли особенно сомнительна. Если Земля была такого размера, что существующие континенты покрывали ее всю, то сила тяжести на поверхности должна была быть в 2,5 раза больше современной. Организмы, населявшие Землю, при такой перегрузке не могли бы существовать. Кроме того, представлениям этого типа присуща большая схематичность.

Е. В. Артюшков [4] стремится найти причины как поднятия горных хребтов, так и образования глубоких впадин, а также

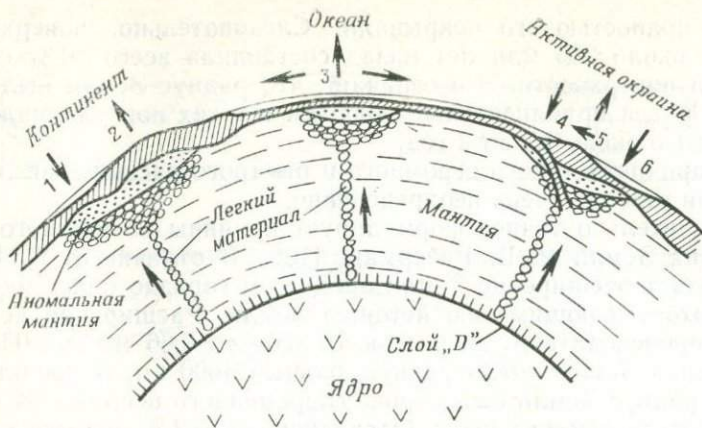


Рис. 129. Схема происхождения вертикальных и горизонтальных движений литосферы: дифференциация на границе «ядро — мантия» → поднятие легкого нагретого материала в астеносферу → вертикальные движения литосферы (поднятия и опускания) → горизонтальные движения литосферы (по Е. В. Артюшкову):

1 — внутреннее море; 2 — крупное поднятие на континенте; 3 — срединно-океанический хребт; 4 — глубоководный желоб; 5 — островная дуга; 6 — краевое море

смятия слоев в складки. Основу глубинного механизма Е. В. Артюшков видит в дифференциации вещества Земли, которая начинается на границе мантии и ядра. Оттуда к поверхности струями по разработанным ими каналам поднимается легкий нагретый материал, вызывая частичное плавление вещества верхней мантии. Так образуется «аномальная» мантия, которая благодаря своей подвижности является мощным инструментом воздействия на кору и вызывает ее различные движения. Там, где аномальная мантия присоединяется к коре, кора утолщается, поверхность ее поднимается. Напряжения, необходимые для смятия слоев в складки, возникают при растекании в стороны подобных местных утолщений коры (рис. 129). При определенных давлениях и температурах нижняя кора испытывает эклогитизацию. Обладая очень высокой плотностью, эклогит отрывается от коры и тонет в мантии. Кора при этом становится тоньше и прогибается. Так образуются впадины типа Средиземного моря, а также геосинклинальные прогибы. Соглашаясь с представлением о дрейфе литосферных плит, Е. В. Артюшков считает, однако, что плиты не могут двигаться под воздействием конвекционных течений в астеносфере, так как трение между литосферой и астеносферой слишком для этого мало. Перемещение плит может быть вызвано лишь силой тяжести, которая увлекает плиту в зону субдукции. При этом Е. В. Артюшков и зоны субдукции рассматривает иначе, чем ортодоксальная тектоника плит. Он указывает на то, что опу-

скающаяся холодная океаническая литосфера никак не может вызвать плавление в окружающей мантии. Напротив, сама субдукция вызвана тем, что мантия здесь уже была прогрета и обладает пониженной плотностью, что и способствует погружению в нее литосферы, которая скользит по границе между нагретой и холодной мантией.

Стремясь объяснить наблюдаемую длительную пространственную устойчивость крупных структур и в то же время дрейф плит, Е. В. Артюшков вводит в свою схему представление о «ловушках» в подошве литосферы — впадинах ее нижней границы. По мере того как плита проходит над различными струями легкого материала, поднимающегося из нижней мантии, в «ловушках» накапливается все больше этого материала, который постепенно присоединяется к литосфере.

Хотя концепция Е. В. Артюшкова содержит целый ряд интересных соображений, она имеет и крупные недостатки. Его модель — чисто гидродинамическая, в ней почти не участвует вещество со всеми его сложными преобразованиями в земных недрах. Эти преобразования ограничиваются дифференциацией и эклогитизацией. Первая рассматривается в самой общей форме. Реальность процесса эклогитизации в тех условиях, о которых говорит Е. В. Артюшков, вызывает большие сомнения. Условия температуры, давления и времени для этой реакции явно не благоприятны: давление слишком мало, а температура слишком велика. Особо следует отметить крайнюю искусственность представлений о «ловушках» в подошве литосферы. Данные, даже о толщине литосферы, крайне приблизительные и ненадежные. А о рельефе подошвы литосферы просто ничего не известно.

Из представлений второго направления, которые исходят из некоторой модели Земли и для которых геологические выводы оказываются следствием, упомянем прежде всего взгляды В. В. Орленка [83]. Он предполагает, что дифференциация вещества земного шара ведет не к расширению, а, наоборот, к сжатию Земли. Сжатие приводит к неравномерному оседанию коры. Таким образом, горные хребты — останцы от оседания. Что касается океанов, то под ними находится та же кора, что и на континентах, но уплотненная в результате дегидратации. Эти взгляды кажутся чрезвычайно далекими от реальности.

В. Н. Ларин выступил с гипотезой изначально гидридной Земли [50]. Считая, что предполагаемое преобладание кислорода среди элементов, образующих Землю, представляет собой необоснованную догму, он утверждает, исходя из некоторых космохимических соображений, что главный элемент в Земле — водород. Первоначальный состав земного шара — водородистые соединения (гидриды) металлов. Ядро Земли, по его мнению, до сих пор состоит из гидридов, тогда как мантия имеет

металлический состав, поскольку при радиоактивном прогревании водород оттуда выделился. Металлическая мантия постоянно продувается водородом, выделяющимся из ядра, что очищает мантию от кислорода, который переносится во внешние геосферы.

Следствием всех этих процессов является увеличение объема Земли. При этом континенты раздвигаются, а между ними образуются океаны. Сжатие в континентальной литосфере происходит при уменьшении ее изгиба, когда увеличивается радиус кривизны. Кроме того, при определенных условиях происходит «заглатывание» коры в раскрывающиеся в теле земного шара щели и при таком заглатывании слои земной коры в одних местах сжимаются и сминаются, в других растягиваются в 5 раз, чему соответствует увеличение поверхности в 3 раза и радиуса — в 1,73 раза.

Довольно сложная схема, излагаемая В. Н. Лариным, опровергается тем, что в природе не известны те гидриды тяжелых металлов, наличие которых он предполагает в ядре. Не существует и металлической мантии. Свойства последней никак не позволяют принять эту гипотезу. Сохраняется и возражение, уже приведенное выше: столь большое расширение Земли должно было существенно влиять на ускорение свободного падения на поверхности.

В. П. Мясников и В. Е. Фадеев рассматривали вопрос о возможности конвекции в мантии Земли с позиций гидродинамики [71]. Авторы строят различные модели конвекции в зависимости от распределения температур и других параметров. Выясняется возможность наличия в Земле разнообразных форм конвекции, что может быть использовано при толковании тех или иных геологических структур. Конкретно связи конвекции со структурами не рассматриваются. Но авторы указывают, что разогревание планеты, происходящее при ее расслоении на ядро и мантию, ведет на некоторой стадии к «поджиганию» таких химических реакций, которые вызывают к жизни «активные орогенические процессы», после чего расслоение снова на некоторое время становится спокойным.

Конвекции внутри Земли посвятил свое исследование и О. Г. Сорохтин [110]. Он принимает тот исходный тезис, что первоначально Земля была квазиоднородной. При прогревании в ней происходила гравитационная дифференциация, приводящая к разделению на оксидно-железное ядро и силикатную оболочку, расслоение происходит путем конвекции. Вода на поверхности Земли также является продуктом дифференциации. Первоначально ее было много меньше, и тогда срединно-океанические хребты поднимались над уровнем океана на 2,5—3 км. Сперва образовалась только океаническая кора, а на ее основе постепенно сформировалась и кора континентальная.

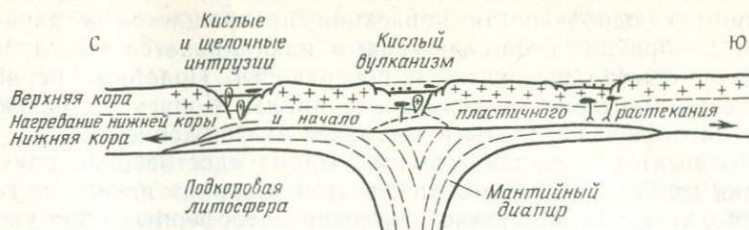
Конвективные движения время от времени перестраиваются. Например, одноячейстая конвекция превращается в двуячейстую и обратно. Тепло временами накапливается на глубине, а затем быстро выносится к поверхности. Подобные неравномерности вызывают тектонические циклы. Конвекция раскалывает литосферу на плиты и вызывает их движение.

Хотя автор убежден, что им создана «достоверная научная теория глобальной тектоники», в этой «теории» ничего не говорится о том, как конкретно движения литосферных плит увязываются с предлагаемой схемой конвекционных потоков в мантии.

Исследование О. Г. Сорохтина, так же как и другие исследования этого типа, сопровождается многочисленными расчетами отдельных процессов. Такие расчеты, хотя и создают видимость точности, основаны, как правило, на произвольных параметрах, выбираемых зачастую исходя из удобства вычислений или на основании интуитивного чувства правдоподобия, и при не критическом к ним отношении могут вызвать заблуждения. Не отрицая необходимости постепенного введения количественных методов в геологии, мы считаем, что при современной ограниченности наших знаний правильно разработанная качественная схема взаимоотношений между глубинными процессами может быть много полезнее, чем самые изысканные математические формулы, построенные на придуманных величинах.

Помимо концепций, претендующих на более или менее полный охват процессов в коре и мантии Земли, в литературе встречается огромное количество отдельных соображений по частным, но отнюдь не маловажным вопросам развития тектоносферы. Например, часто наблюдаемые геологические события связывают в той или иной форме с явлениями мантийного диапиризма. При этом диапирам приписывается нередко самая разнообразная роль. Они могут вызывать и поднятие, и прогибание, и растяжение, и сжатие земной коры; они образуют складчатые дуги, подобные Карпатам, внутри которых возникают прогибы, подобные Паннонской впадине, но образуют и моря типа Тирренского. Несомненно, во многих случаях, действительно, те или иные процессы могут быть объяснены мантийными диапирами, но при этом следует задаться также вопросом, почему такой диапир образовался и почему он в данном случае вызвал именно этот, а не иной процесс.

В качестве интересной идеи отметим представление о так называемой «деламинации», которая развивает и конкретизирует для определенных условий представление о мантийных диапирах. Механизм деламинации состоит в том, что вещество горячей мантии в форме диапира проникает сквозь мантийную литосферу вплоть до подошвы коры и под последней растекается в стороны. Твердая мантийная литосфера при этом отслаивается



750 млн. лет



650-500 млн. лет



Рис. 130. Модель «деламинации» применительно к складчатой зоне Дамара в Южной Африке (по А. Крёнеру, 1977)

вається от коры и тонет в разогретой мантии. Это ведет к прогибанию земной коры, а затем к ее соскальзыванию в разогретую мантийную подушку. Механизм деламинации использован для объяснения развития некоторых геосинклиналей, например, геосинклинали Дамара в Африке (рис. 130).

Мы хотели бы отметить, что эта последняя идея кажется очень близкой к нашим представлениям о взаимодействии мантии и коры. А если предположить, что разогретая мантия может оказаться менее плотной, не только чем мантийная литосфера, но и чем нижние слои коры, которые могут оторваться и тонуть в мантии, то мы приблизимся к нашему представлению об океанизации.

## «НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА», ИЛИ «ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ»

Эта концепция возникла как результат стремления понять и увязать между собой новые сведения, полученные при изучении дна океанов. Основные ее авторы английские и американские исследователи Р. Дитц, Г. Хесс, Д. Матьюс, Ф. Вайн и др. [80].

В основу концепции положены следующие данные.

1. Разнородность континентальной и океанической литосферы.

2. Наличие сравнительно узких сейсмических поясов и обширных сейсмически спокойных областей между ними. Эти спокойные области выделяют в качестве «литосферных плит», границы между которыми соответствуют сейсмическим поясам. Всего на поверхности земного шара, таким образом, выделяются семь больших «плит» (рис. 131).

3. Разделения сейсмических поясов по направлению смещений в очагах землетрясений: в одних очагах направление смещений указывает на растяжение земной коры, в других — на сжатие. Растяжение характерно для сейсмических поясов, связанных со срединными океаническими хребтами, сжатие — для поясов с континентальными горными хребтами.

4. Наличие слоя астеносферы в верхней мантии на глубине около 100 км. Предполагается, что астеносфера «окутывает» весь земной шар и служит той подстилкой, по которой литосферные плиты могут легко скользить.

5. Присутствие осадков на дне океана, возраст которых не древнее юры.

6. Выклинивание слоев океанических осадков последовательно снизу вверх по мере продвижения от периферии океана к гребню срединного хребта, так что более молодые осадки распространены ближе к осевой части хребта. Изотопные определения возраста подстилающих осадки базальтов второго слоя позволили предположить, что их возраст совпадает с возрастом непосредственно налегающих на базальты осадков. Таким образом, базальты становятся моложе с приближением к гребню срединного хребта.

7. Полосовое расположение магнитных аномалий, протянувшихся вдоль срединного хребта, состоящее из перемежаемости положительных и отрицательных аномалий. В некоторых местах наблюдается симметричное расположение аномалий по обе стороны от оси хребта.

Известно, что горные породы часто сохраняют в намагниченности следы древних магнитных полей, существовавших во время формирования породы (при застывании излившейся лавы или при осаждении частиц из воды). Известно также, что в течение нескольких последних миллионов лет неоднократно про-

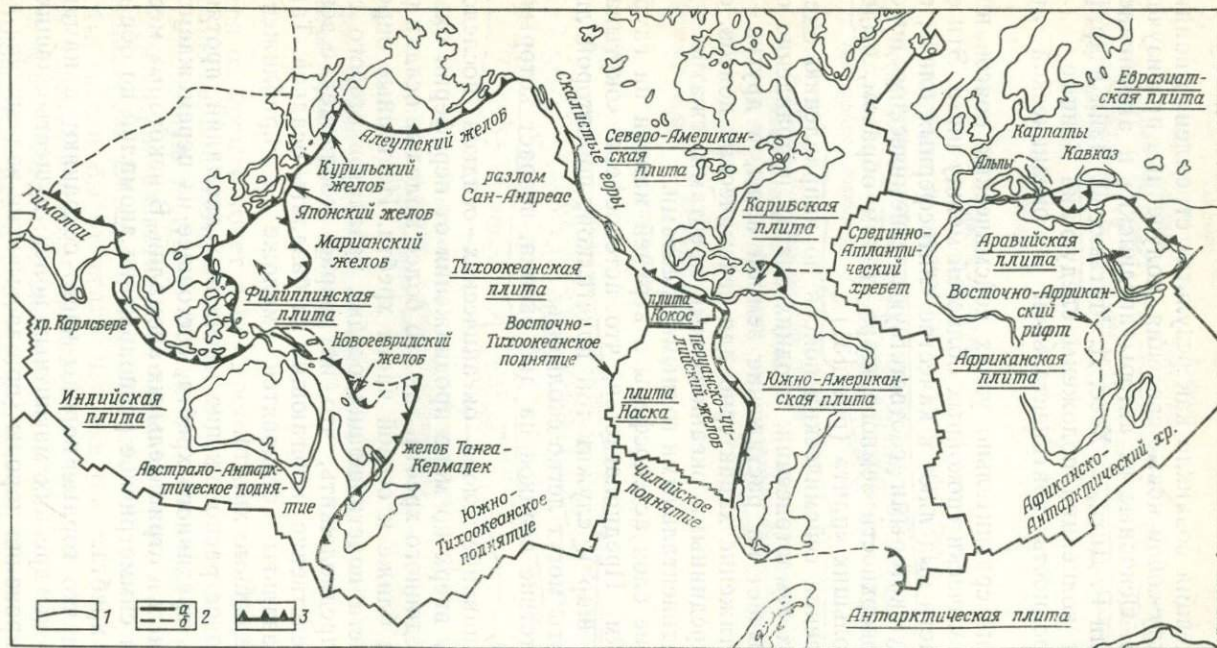


Рис. 131. Тектоническая схема Земли с границами основных литосферных плит (в меркаторской проекции): 1 — береговая линия и границы континентальных шельфов; 2 — границы плит (а — установлены надежно, б — проведены неуверенно); 3 — границы желобов (зубцы обращены к надвигающейся плите)

исходили инверсии магнитного поля Земли, когда расположение полюсов менялось на обратное. Можно предположить, что такие же инверсии происходили и раньше. Если будем считать, что современное поле имеет положительное направление, то поле при обратном расположении полюсов — отрицательное. Сопоставив эти предположения с наблюдаемым изменением возраста базальтов второго слоя с удалением от оси хребта, мы можем предположить, что в чередовании положительных и отрицательных аномалий запечатлена своеобразная магнитная геохронологическая шкала: каждой аномалии соответствует определенный возраст второго слоя.

8. Повышенный тепловой поток в гребне срединного хребта. На небольшой глубине под гребнем залегают линза «аномальной» (частично расплавленной) мантии.

9. Приуроченность зон Бенюфа к переходным областям тихоокеанского типа. Наличие сопровождающего параллельного этим «зонам» слоя мощностью около 100 км, отличающегося от окружающей среды меньшим поглощением поперечных сейсмических волн, что свидетельствует о его относительной «твердости».

10. Если учесть, что земное магнитное поле всегда было в основном дипольным, то палеомагнитные данные могут быть истолкованы как признаки значительных горизонтальных перемещений континентов. В частности, они могут быть согласованы с предположением, что в конце палеозоя — начале мезозоя все континенты образовывали единый массив (Пангею), который в дальнейшем был расколот на части, и эти части постепенно заняли места современных континентов.

На основе этих постулатов были сформулированы конкретные представления об истории литосферы Земли. Существует процесс постоянного обновления океанической литосферы, поэтому мы и видим ее такой молодой, хотя океаны (как впадины, заполненные водой) очень древние. Новый материал, основной по составу, в расплавленном виде поднимается из астеносферы вдоль оси срединного океанического хребта по разлому, которому на поверхности соответствует рифтовая долина. Заполнив разлом, мантийный материал застывает, образуя новый узкий, вытянутый вдоль рифтовой долины блок литосферы (рис. 132). При застывании составляющие его породы намагничиваются в существовавшем в то время геомагнитном поле — положительном или отрицательном.

Далее, этот новый блок литосферы включается в процесс, именуемый спредингом (растеканием) океанического дна. Блок раскалывается вертикально вдоль хребта, половины блока раздвигаются, открывая между собой новую щель. Эта щель вновь заполняется материалом, выплавленным из мантии. Если за это время направленность геомагнитного поля изменялась на об-

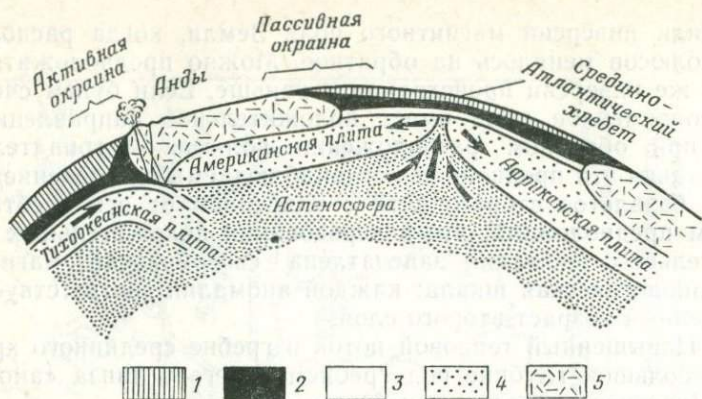


Рис. 132. Срединг и субдукция с позиции «тектоники плит» (по М. Тальвани, 1984):

1 — вода; 2—5 — литосфера (2 — осадки, 3 — базальтовая океаническая кора, 4 — верхняя мантия, 5 — континентальная кора)

ратную, то соответственно второй блок намагничивается после застывания в обратном направлении.

Так постепенно формируется литосфера океана, собираясь из вертикальных блоков, последовательно присоединяющихся симметрично один к другому по мере «растекания» океанической литосферы. А в линейных аномалиях запечатлевается геомагнитная шкала времени: наиболее старые участки дна со следами старых магнитных полей наиболее удалены от гребня хребта, тогда как близ гребня находятся наиболее молодые блоки литосферы. Плиты литосферы движутся по астеносфере как жесткие пластины.

Там, где между океаном и континентом нет глубоководного желоба, т. е. там, где переходная зона принадлежит к атлантическому типу, пластина литосферы океана едина с литосферой континента. В этом случае континент движется вместе с литосферой океана, образуя с последней общую «плиту». Такие «плиты» разделены срединными океаническими хребтами. Например, срединный Атлантический хребет разделяет плиты Северной и Южной Америки, с одной стороны, и Евразии и Африки — с другой. Плиты перемещаются в противоположных направлениях, по мере того как дно Атлантического океана «растекается».

В то же время объем и поверхность земного шара не увеличиваются и, следовательно, появление новой литосферы в одних местах должно компенсироваться ее уничтожением в других. Такое уничтожение предполагается в переходных зонах тихоокеанского типа, где океан окаймлен глубоководным желобом. Считается, что в подобных областях океаническая лито-

сфера погружается в мантию, двигаясь наклонно вдоль зоны Бенъофа и образуя тот слой, который по сейсмическим данным относительно более твердый, чем окружающая среда. Погружение литосферы объясняется ее охлаждением по мере удаления от срединного хребта и повышением в связи с этим ее плотности, что заставляет ее, в конце концов, проваливаться в разогретую мантию. Проникая в зону высоких температур, океаническая литосфера плавится, и ее материал смешивается с материалом мантии. При погружении литосферной плиты, лежащие на ней рыхлые осадки должны «сгребаться» и «скупиваться» на краю глубоководного желоба, сильно при этом деформируясь. Процесс поглощения океанической литосферы называется субдукцией.

Зоны субдукции образуют, как и срединные хребты, границы между плитами. Но если срединные хребты представляют собой конструктивные границы, где происходит образование и приращение литосферы, то зоны субдукции являются границами деструктивными — областями, где плиты разрушаются. На конструктивных границах происходит растяжение, на деструктивных — сжатие.

Однако существует и так называемая обдукция: породы океанического дна не погружаются под континент, а напользают на него, что объясняется не вполне ясными местными условиями.

Континентальная литосфера обладает большой «плавучестью» (в связи с ее меньшей средней плотностью) и, как правило, не подвергается субдукции. Если два массива континентальной литосферы сходятся после того как вся океаническая литосфера, находившаяся между ними, поглощена мантией, то происходит столкновение массивов, приводящее к деформации их краев. Такая граница «коллизийного» типа предполагается между Индостаном и остальной Евразией. Допускают, в соответствии с палеомагнитными данными, что в мезозое Индостан в виде отдельного массива находился на значительном расстоянии к югу от Евразии, а между ними располагался широкий океан. Постепенно Индостан приближался к Евразии, а океаническая литосфера, находившаяся между ними, поглощалась мантией в одной или двух зонах субдукции, пока два континентальных массива не столкнулись. Результатом столкновения было поднятие Гималайского хребта. Этому поднятию способствовало и то, что литосфера Индостана, будучи несколько тяжелой, пододвинулась под литосферу Евразии и ее приподняла.

Причины движения плит неизвестны. Возможно, что они вызваны потоками материала в астеносфере, а также силой тяжести, которая затягивает тяжелые концы плит в зоны субдукции. Ясная картина глубинного механизма, приводящего в движение плиты, до сих пор не разработана.

Первоначально данная концепция предназначалась для объяснения строения и развития лишь океанического дна, но в дальнейшем стала претендовать и на объяснение процессов, происходящих в континентальной литосфере.

Так, исходя из сходства формации офиолитов с составом и строением океанической коры и верхних слоев мантии, предположили, что развитые в эвгеосинклиналих офиолиты являются реликтами древней океанической литосферы. Возникло представление, что эвгеосинклинали «закладываются» на океанической коре, являясь зонами полного разрыва континентальной литосферы. В разрыв поступает новый расплавленный материал из мантии, т. е. создается ситуация, вполне сходная со средним океаническим хребтом. Новое океаническое дно растекается, и континентальные массивы все больше раздвигаются. Однако на некоторой стадии растяжение сменяется сжатием и континентальные блоки начинают снова сближаться. При этом на границе между океанической и континентальной литосферой (с одной или с обеих сторон) образуются зоны субдукции, в которых происходит поглощение океанической литосферы. Отдельные куски ее отрываются и зажимаются между сомкнувшимися континентальными блоками. Эти отторженцы мы и видим в форме офиолитов. Кроме того, осадки, накопившиеся в эвгеосинклинальном прогибе, при сближении континентальных массивов сминаются в складки. С этой точки зрения современные зоны субдукции представляют собой современные геосинклинали, в которых происходят сжатие и деформация накопившихся в глубоководных желобах осадков.

С субдукцией связывают также и геосинклинальный магматизм и, более того, формирование новых участков континентальной литосферы. Предполагается, что по мере погружения в мантию океанической плиты происходит ее дегидратация и частичное плавление, последнее охватывает и находящуюся поверх плиты область мантии. В результате ряда довольно сложных геохимических преобразований из мантии, в конце концов, выплавляются известково-щелочные магмы — андезиты и граниты, которые при застывании и образуют новые блоки континентальной литосферы (рис. 133).

Миогеосинклираль, в соответствии с этими взглядами, — тоже зона растяжения континентальной литосферы, но растяжения меньшего, приводящего лишь к утонению литосферы и прогибанию ее поверхности, а не к полному разрыву. Как и в эвгеосинклиналих, здесь растяжение сменяется сжатием, но офиолиты при этом не образуются, так как континентальная кора не теряет сплошности.

Континентальные рифты рассматривают как начальные стадии разделения континентов. Особенное внимание привлекает рифт Красного моря, где по простиранию сменяются участки,

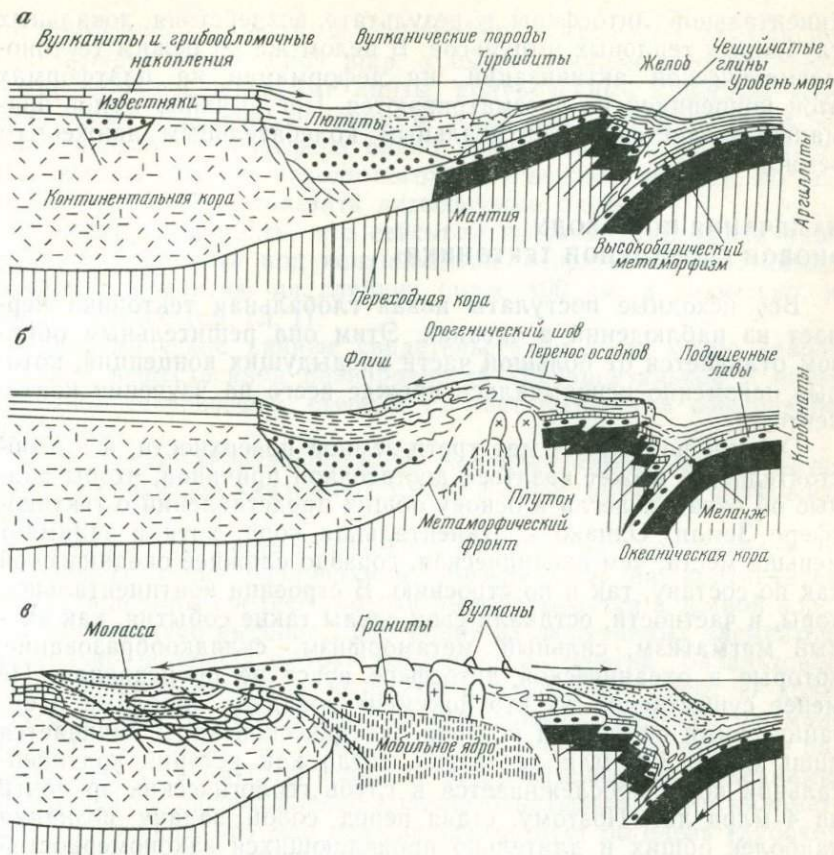


Рис. 133. Зона субдукции с позиции «тектоники плит» (по А. Миясино и др., 1985):

а—в — стадии процессов, развивающихся в зоне субдукции

находящиеся целиком на континентальной коре, и участки, где в разрыве между двумя блоками континентальной коры — Африканским и Аравийским — уже образовалась узкая зона, сходная по строению с океанической корой. Еще дальше по простиранию — в Аденском заливе и Индийском океане — можно видеть дальнейшую стадию раздвижения континентов с образованием между ними уже настоящего океана.

Относительно внутриконтинентальных магматических проявлений (типа плато базальтов, центральных интрузий или магматизма, сопровождающего глыбовую тектоно-магматическую активизацию) данная концепция ограничивается тем, что считает их «горячими точками», связанными с проплавлением кон-

тинентальной литосферы в результате воздействия локальных глубинных тепловых импульсов. В целом же ни режим тектономагматической активизации, ни деформации на платформах этой концепцией не рассматриваются. Чрезвычайно малое внимание уделяется и вертикальным колебательным движениям земной коры.

### **ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ «НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ»**

Все исходные постулаты новая глобальная тектоника черпает из наблюдений в океанах. Этим она решительным образом отличается от большей части предыдущих концепций, которые неизменно основывались прежде всего на изучении континентов.

Океаны покрывают две трети земной поверхности, и это обстоятельство может казаться достаточной причиной, чтобы данные об океанах легли в основу общих представлений о тектоносфере Земли. Однако континентальная кора, хотя и занимает меньше места, чем океаническая, гораздо сложнее океанической как по составу, так и по строению. В строении континентальной коры, в частности, оставили свои следы такие события, как кислый магматизм, сильный метаморфизм, складкообразование, которые в океанической литосфере вовсе не происходили. Не менее существенно то, что документированная породами и органическими остатками история океанической коры начинается лишь около 170 млн лет назад, тогда как история континентальной коры прослеживается в глубь геологических эр почти на 4 млрд лет. Поэтому, ставя перед собой задачу познания наиболее общих и длительно проявляющихся закономерностей развития тектоносферы, мы должны обращаться не к океанам, а к континентам. Именно они являются «окнами» в глубины истории Земли, а отнюдь не океаны.

Естественно, что новые данные, полученные при исследованиях океанического дна, должны полноценно участвовать в содержании обобщающих представлений, но нельзя подчинять последние целиком этим данным. Если говорить о породообразовании и структурообразовании, то по содержанию процессы, устанавливаемые для океанического дна, составляют лишь небольшую часть того широчайшего спектра процессов, которые происходят на континентах.

Обращаясь к исходным постулатам новой глобальной тектоники, отметим, что сейчас, в свете все растущих сведений о строении глубоких недр Земли, недостаточно говорить о разнородности одной литосферы и сводить ее только к самым общим различиям между континентами и океанами. Из предыдущего мы видели, что неоднородна не только литосфера, но вся

тектоносфера, включая и астеносферу. Последняя отнюдь не «окутывает» весь земной шар, а имеет локальное распространение, образуя отдельные линзы, приуроченные к местам возбужденных эндогенных режимов, тогда как в областях спокойных режимов астеносфера слабо проявлена или отсутствует. Нет того сплошного «скользящего» слоя верхней мантии, по которому могли бы скользить литосферные плиты.

Следует прибавить, что сейсмологическая томография указывает на наличие под континентами «корней», погруженных в верхнюю мантию на глубину более 400 км, а возможно, и много глубже (см. гл. I).

Геохимические данные свидетельствуют о не менее значительной вещественной разнородности континентальной и океанической тектоносфер, степени их «истощенности» совершенно различны.

На глубокую разнородность континентальной и океанической тектоносфер указывают также данные изучения теплового потока.

Средние величины теплового потока на континентах и в океанах мало различаются. Между тем, на континентах около половины среднего потока вырабатывается в земной коре, где установлено высокое содержание радиоактивных элементов. И только половина потока поступает из мантии. Базальтовая кора океанов способна выработать лишь одну десятую долю всего потока, а девять десятых его должны поступать из мантии. Это указывает на совершенно различное распределение радиоактивных элементов в мантии под континентами и океанами, и это разное распределение должно охватывать сотни километров по глубине, что еще раз свидетельствует об очень глубокой разнородности континентальной и океанической тектоносфер.

Все эти данные противоречат идеям мобилизма вообще, в том числе и идее горизонтальных перемещений литосферных плит. Не только литосфера, но вся тектоносфера оказывается слишком неоднородной; и поверхностные структуры, и все эндогенные процессы связаны с этими неоднородностями на слишком большую глубину.

Перейдем теперь к рассмотрению некоторых, более специфических сторон новой глобальной тектоники и начнем с явления спрединга, которое обычно считается наилучшим образом обоснованным.

Представление о спрединге опирается на интерпретацию магнитных аномалий. Даже если полосовые аномалии, действительно, распространены вдоль всего океанического бассейна, их интерпретация в духе спрединга остается возможной, но не единственной [30]. Известно, что подобные обратные задачи, когда по аномалии отыскивают ее источник, не имеют единственного решения.

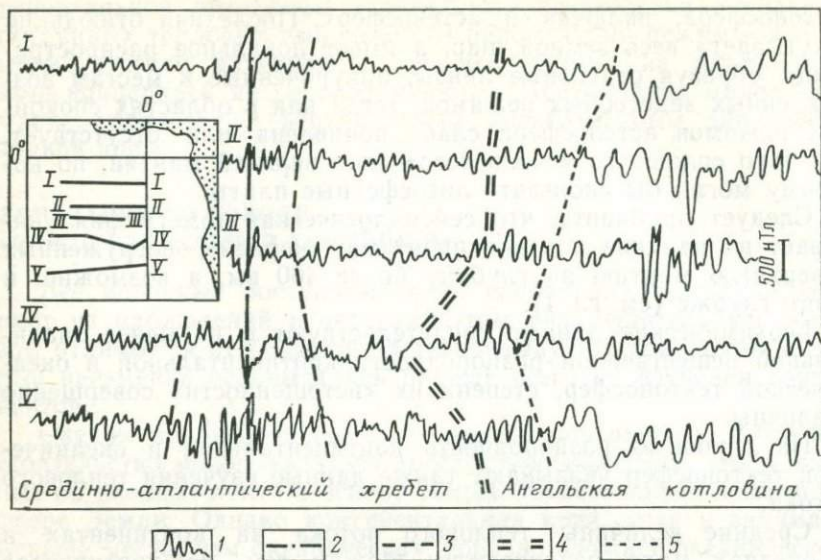


Рис. 134. Аномальное магнитное поле в Южной Атлантике (по В. М. Гордину):

1 — графики  $\Delta T$ ; 2 — ось Срединно-Атлантического хребта; 3 — внешняя граница осевой зоны; 4 — внешняя граница срединного хребта; 5 — внешняя граница «переходной» зоны.

На врезке — схема расположения профилей

Следует добавить, что при толковании полосовых аномалий не уделяется должного внимания оценке достоверности трассирования линейных элементов поля и методологическим и технологическим аспектам идентификации аномалий. Отнесение аномалий к тому или иному «номеру» или установление симметрии в их расположении делается «на глазок», по визуальным признакам «похожести» и «непохожести». Применение каких-либо объективных методов для распознавания аномалий из-за многочисленных помех в сигналах невозможно. В связи с этим многое в сопоставлении аномалий субъективно (рис. 134).

Дело осложняется тем, что магнитные свойства пород второго слоя не соответствуют регистрируемым на поверхности моря аномалиям. В тех немногочисленных скважинах, которые проникли на несколько сот метров в глубь второго слоя океанической коры, обнаружилось, что этот слой состоит из перемежаемости базальтовых покровов и пластовых интрузий; при этом каждый слой обладает собственным направлением намагничивания. Поле, наблюдаемое на поверхности, представляет собой результат суммирования ряда различно ориентированных

полей, причем основной источник аномалий остается неизвестным. Естественно, что до тех пор, пока не выяснено все строение магнитного поля океанов не только на площади, но и в вертикальном разрезе, любые умозаключения о значении аномалий гипотетичны.

Существуют многочисленные расхождения между предсказанным по геомагнитной шкале возрастом базальтов второго слоя и наблюдаемым в действительности. Выше приводились примеры обнаружения древних пород (мезозойских, палеозойских и докембрийских) в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (см. гл. IX). На восточном склоне срединного хребта Рейкьянес в Северной Атлантике на 5-й аномалии (предполагаемый возраст 10 млн лет) обнаружены породы с возрастом 5 млн лет. На западном склоне того же хребта на 13-й аномалии (предполагаемый возраст 38 млн лет) оказались породы с возрастом 25—27 млн лет. В Тихом океане в котловине Науру установлен возраст базальтов 120—100 млн лет, тогда как для них предсказан возраст 160—140 млн лет. Таких примеров можно привести много.

Подобные несоответствия вызывают необходимость вносить в процесс спрединга различные осложнения, допускать изменения скорости движения плит, временные их остановки, ту или иную степень асимметрии спрединга, перескоки осей последнего, изменения направления движения плит и т. п. Такие допущения произвольны и вызваны лишь стремлением во что бы то ни стало сохранить основную схему. Наслоение дополнительных гипотез привело, например, к тому, что в Индийском океане с мела до нашего времени предполагается шестикратная перестройка системы спрединга. Никаких независимых обоснований этим событиям нет.

Наконец, последнее и, несомненно, самое важное, что можно сказать о явлении спрединга — за последние годы появляется все больше сомнений в том, что полосовые аномалии, действительно, являются полосовыми. Дело в том, что эти полосы рисуются на основании экстраполяции между океанографическими траверсами, которые прокладываются, как правило, поперек срединного хребта на значительных расстояниях друг от друга (сотни, а в некоторых случаях тысячи километров). При таких условиях соединение аномалий в полосы приобретает большую долю условности.

В общем, на основании имеющихся данных можно утверждать, что полосовидность аномалий довольно убедительно устанавливается лишь для осевой части срединного хребта вплоть до тех аномалий, которые соответствуют по геомагнитной шкале времени возрасту 15—20 млн лет (не древнее миоцена). Возможно, что эти аномалии, действительно, указывают на спрединг, который привел за указанное время к растеканию

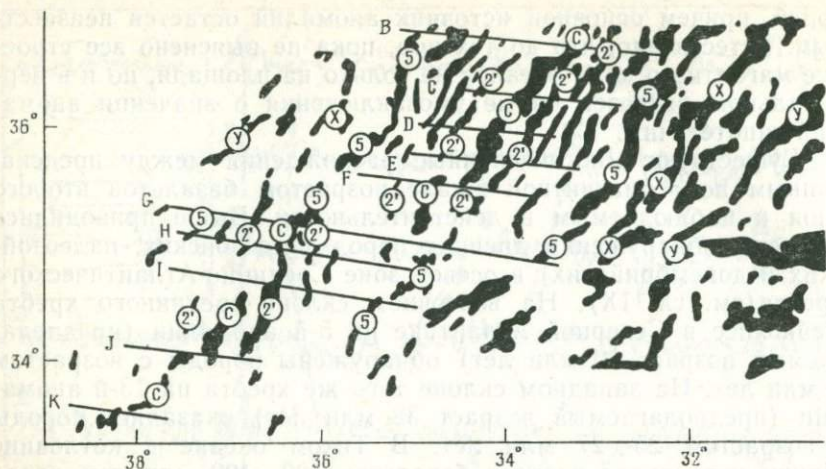


Рис. 135. Схематическая карта аномального магнитного поля Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Ошенографер (по Дж. Филлипсу и др.).  
Цифры в кружках — номера аномалий; линии с латинскими буквами — трансформные разломы

дна на сотни километров, хотя и это предположение не единственное. Однако полосовидность более древних аномалий сейчас с полным правом можно поставить под серьезное сомнение. Выполненные локально более подробные исследования показали, что аномалии эти распадаются на отдельные пятна, которые, хотя и несколько вытянуты вдоль срединного хребта, но отнюдь не сливаются в сплошные полосы. Скорее, они образуют ячеистое строение с расположением отдельных аномалий в шахматном порядке (рис. 135). Чтобы как-то увязать эту картину с требованиями концепции, предполагается чрезвычайно густая система поперечных к хребту трансформных разломов, по которым отдельные отрезки полос аномалий смещены в горизонтальном направлении в ту или другую сторону. Но если трансформные разломы проводят через каждые 7—12 км и специально для того, чтобы объяснить распадение аномалий на кусочки (аномалии «обязаны» образовывать полосы), то привлекает сугубое внимание обстоятельство, что указанные расстояния между разломами вполне соизмеримы с поперечными размерами аномалий, следовательно, вся эта сложная конструкция с трансформными разломами воспринимается как искусственная.

Общий вывод состоит в том, что если спрединг и существует, то он охватывает не все дно океана, а лишь осевую часть срединного хребта. Лежащие дальше от оси хребта участки дна должны были формироваться иначе.

Отметим также, что если спрединг установлен лишь с миоцена, то он вполне синхронен развитию современных рифтов на континентах. Таким образом все рифты — океанические и континентальные — увязываются в единую систему не только в пространстве, но и во времени.

Гораздо сложнее, чем со спредингом, обстоит дело с субдукцией. По существу, нет никаких объективных данных, подтверждающих это явление. Напротив, многие обстоятельства противоречат его существованию.

Согласно рассматриваемой концепции, зона субдукции — зона сжатия. Признаки сжатия следует ожидать в строении глубоководных желобов, а также в деформациях тех океанических осадков, которые приносятся на океанической литосфере к месту ее погружения. В действительности же, в строении глубоководных желобов нет признаков сжатия, а есть хорошо выраженные признаки растяжения (см. рис. 113). Океанические осадки, вместо того чтобы накапливаться в желобе в большом объеме и при этом сильно деформироваться, на самом деле всюду на дне желобов имеют очень малую мощность и при этом залегают совершенно спокойно, горизонтальными слоями. На континентальной (или островной) стороне желоба осадки, действительно, часто бывают деформированы. Однако в тех случаях, когда удалось их достичь скважинами (например, в желобе около Японских островов), осадки оказались не океанического, а континентального происхождения: снос материала с прилегающих участков суши. Деформации их вызваны не поддвижением океанической литосферы под континентальный склон, а простым гравитационным оползанием на крутом склоне желоба.

Сторонники новой глобальной тектоники находят выход из этого положения, предполагая, что и рыхлые осадки могут быть вовлечены в процесс субдукции. Такое предположение механически невероятно. Нельзя считать признаком субдукции и сейсмические очаги вдоль зоны Беньофа: изучение их механизма указало на чрезвычайно разное для разных глубин распределение смещений и соответствующее сложное распределение напряжений, отнюдь не отвечающее простому поддвигу океанической литосферы под континентальную [6].

Не последнее значение имеет и чрезвычайно молодой (неогеновый) возраст глубоководных желобов, тогда как в соответствии с идеями тектоники плит они должны быть значительно древнее.

Наконец, значение зон субдукции в образовании известково-щелочных магм и континентальной коры в целом можно поставить под серьезное сомнение. Известково-щелочные магмы (в частности, андезиты) широко проявлены на континентах вне всяких зон Беньофа. Предполагаемые геохимические преобра-

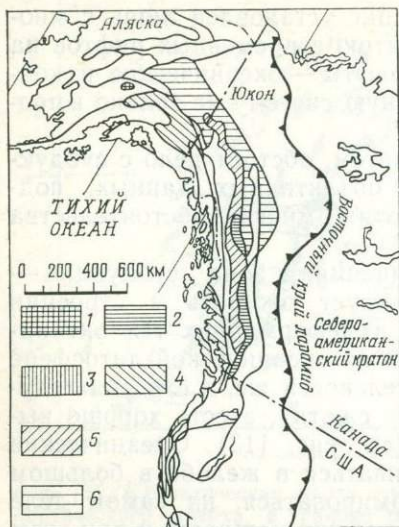


Рис. 136. «Чуждые земли» на западной окраине Северо-Американского континента (по Д. Л. Джонсу и др.):

1 — «Чулитна» (основные породы, D—J); 2 — «Каче Крик» (карбонатные породы, C—T); 3 — «Францискания» (океанические (?) осадки, J—P); 4 — «Стикине» (вулканические средние породы); 5 — «Врангелия» (вулканические средние породы, океанические осадки, C<sub>2</sub>—K); 6 — «Юкон-Танана» (метаморфические породы)

произволу, когда каждый исследователь чувствует себя совершенно свободным в своих «реконструкциях».

Хотя в общем виде предполагаемые движения основных больших плит как будто строго согласованы, обстановка решительно меняется, как только исследователь стремится объяснить ту или иную конкретную геологическую ситуацию. Тут считается допустимым вносить в общую схему любые дополнения и изменения. Допускается, например, что большие плиты могут дробиться на малые и эти последние могут приобретать свои собственные, совершенно независимые движения.

Вершины подобный произвол достиг в представлении о так называемом «тектоническом коллаже». Известно, что строение Кордильер Северной Америки очень сложно и далеко не полно изучено. Взаимоотношения между отдельными тектоническими блоками, на которые разделены Кордильеры, еще не вполне ясны. Вместо того чтобы пытаться эти взаимоотношения выяснить путем дальнейших детальных геологических исследований, пущена в ход версия, что Кордильеры состоят в значительной

звания, в результате которых над погружающейся океанической литосферой, состоящей из основных и ультраосновных пород, образуются породы известково-щелочного ряда, — чрезвычайно искусственны и во многом маловероятны. К тому же, погружение холодной литосферы в мантию не может сопровождаться плавлением среды. Напротив, погружение холодной литосферы должно вызывать охлаждение значительных объемов окружающей мантии [4].

Все это позволяет согласиться с приведенным выше мнением С. Кери, что «субдукция — это миф» [143].

Так как не найдены причины движения плит, концепция тектоники плит оказалась чисто кинематической. А это сняло все преграды для предположений о возможных движениях плит. Все движения оказались возможны, лишь бы они были горизонтальными. Это, в конце концов, привело к полному про-

степени из чуждых друг другу глыб, которые образовались где-то в иных местах, а затем приплыли к берегам Северо-Американского континента и здесь случайным образом примкнули друг к другу (рис. 136). Как только эта идея возникла, она стала усиленно применяться и к другим областям земного шара (например, к восточной окраине Евразии).

Все эти искусственные построения полностью нарушают ту складную картину, которая была свойственна тектонике плит первоначально, когда она воспринималась в самых общих чертах. Каждая такая реконструкция придумывается для того или другого частного случая, тогда как упускается из вида общее. В результате возникает несогласованность между разными «моделями».

Отметим чрезвычайную схематичность идей новой глобальной тектоники применительно к процессам на континентах. Например, вся история геосинклинали, как мы видели, вкладывается в представление о простой последовательности растяжения и сжатия. Это возвращает нас к идеям столетней давности американского геолога Дэна, когда в семидесятых годах прошлого столетия он впервые сформулировал представление о геосинклиналях. Столь же схематичны и представления о складкообразовании.

Наконец, новая глобальная тектоника обладает особым свойством, которое можно отнести к философской стороне вопроса.

Классическая геология является естественно-исторической дисциплиной, она изучает историю Земли. История эта понимается в масштабах геологического времени, измеряемого десятками, сотнями и тысячами миллионов лет. Закономерности развития Земли, устанавливаемые классической геологией, — тоже исторические. Так, историческим является понятие геосинклиналь, которое отвечает определенному типу развития эндогенных процессов, определенной их последовательности и типичным «геосинклинальным» формам их проявления.

Тектоника плит началась на дне океана, при изучении которого преобладали и до сих пор преобладают методы геофизические. Эти методы, как правило, не приспособлены к раскрытию истории земной коры. Они направлены на изучение современной структуры земных недр и происходящих в них современных же процессов. В отличие от геологии, геофизика по преимуществу — наука «сиюминутная».

Не удивительно поэтому, что с новыми методами произошло внедрение в науки о Земле своеобразного «сиюминутного» подхода: обобщения, формулируемые тектоникой плит, основаны не на изучении длительного развития коры, а на особенностях современных процессов в ней. Литосферные плиты оконтурены по зонам современной сейсмичности. Последняя

вообще стала единственным индикатором тектонической активности. Направление движения плит устанавливается, в первую очередь, по смещениям в очагах современных землетрясений. В соответствии с этим, совершенно иначе ставится вопрос об общих закономерностях развития земной коры. В сущности, те закономерности, о которых говорит классическая геология, для новой глобальной тектоники просто не существуют. Она отрицает реальность понятия «геосинклиналь», поскольку нет критериев для выделения геосинклиналей в современной структуре коры. Действительно, таких критериев в сиюминутных данных нет, так как геосинклиналь — понятие не сиюминутное, а историческое. Выделить геосинклинальные зоны можно лишь путем изучения длительной истории земной коры.

Сиюминутный подход не способствует раскрытию длительных геологических закономерностей. Это приводит к отрицанию вообще каких бы то ни было закономерностей в развитии земной коры. История коры представляется тогда в виде последовательности событий, в которой нет связи последующего с предыдущим [162 и др.].

Тот же подход ведет к стремлению для каждой геологической обстановки находить аналог в современности. Это приводит к своеобразному геоморфологическому уклону в толковании геологических структур. Для простоты здесь был даже выработан особый упрощенный «код». Например, выходы базальта сразу вызывают ассоциацию со срединным океаническим хребтом. Офиолиты, как уже говорилось, становятся дном древнего океана. А андезиты свидетельствуют о бывшей островной дуге, около которой необходимо искать признаки зоны субдукции, и т. д. В осовременивании древних геологических обстановок теряется статистический характер геологических данных. В классической геологии, когда говорится о зоне поднятия или зоне прогибания, имеется в виду суммарная длительная тенденция, характерная для той или иной зоны. И мы понимаем, что движения в данной зоне могли быть знакопеременными, что основная их направленность прерывалась противоположными движениями.

Точно также переходящи и изменчивы любые формы рельефа. В геологическом строении земной коры они запечатлеваются всегда в усредненном и обобщенном виде. Поэтому искать точную аналогию между геологическими структурами и единичными проявлениями рельефа принципиально неправильно.

Мы перечислили далеко не все изъяны тектоники плит. Но и из сказанного видно, что эта концепция очень далека от геологической реальности.

В настоящее время единственным независимым обоснованием предполагаемых перемещений плит являются, в сущности,

лишь данные палеомагнетизма, которые обычно толкуются в пользу дрейфа континентов.

Отметим, что с совершенствованием методики результаты палеомагнитных определений уже многократно пересматривались, отбраковывались и это этот процесс пересмотра результатов в этой области науки продолжается до сих пор. Отсюда видно, что далеко не все в этой области окончательно утвердилось. Много важнее то, что интерпретация палеомагнитных данных основана на некоторых допущениях гипотетического характера. Среди них то положение, что геомагнитное поле, усредненное за любые промежутки времени (порядка  $10^5$  лет и более), является полем диполя, помещенного в центр Земли. Это положение основывается на принимаемой сейчас теории происхождения магнитного поля Земли, которая сама является лишь гипотезой. Наблюдения над магнитным полем других планет позволяют думать, что эта гипотеза не единственная. Достаточно предположить, что в прошлые геологические периоды геомагнитное поле было не дипольным, а более сложным, чтобы данная гипотеза стала недостоверной и палеомагнитные определения можно было бы интерпретировать, не прибегая к перемещениям континентов. Кроме того, совершенно не изучено влияние на палеомагнитные векторы той истории, через которую проходит порода после намагничивания. Какие механические и физико-химические преобразования происходят в осадке и расплаве, пока первый отвердевает, а второй застывает и оба превращаются в твердую горную породу? Да и после этого порода может претерпевать многие изменения внутренней структуры. Обращает на себя внимание, например, тот факт, что в огромном большинстве случаев палеомагнитные данные регистрируют движение блоков коры для всего мезозоя неизменно с юга на север. Достаточно предположить, что магнитные векторы с течением времени меняют наклонение на более пологое (возможно, просто в результате уплотнения породы в вертикальном направлении), чтобы северный дрейф стал кажущимся.

Подобные сомнения по поводу однозначности интерпретации палеомагнитных данных тем более обоснованны, что в целом ряде случаев она решительно противоречит очевидным геологическим фактам. Так, например, геология указывает, что непосредственная связь между Европой и Африкой через зоны Гибралтара и Рифа, с одной стороны, и Калабрии и Сицилии, с другой, существовала, по крайней мере, с конца палеозоя. А палеомагнитные реконструкции нарушают эту связь для мезозоя и палеогена. Таким же образом палеомагнитные реконструкции нарушают древнюю геологическую связь Чукотки с Аляской. Они предполагают существование широчайшего океана в палеозое и мезозое на месте Центральной Азии, что полностью опровергается геологическими данными (рис. 137).

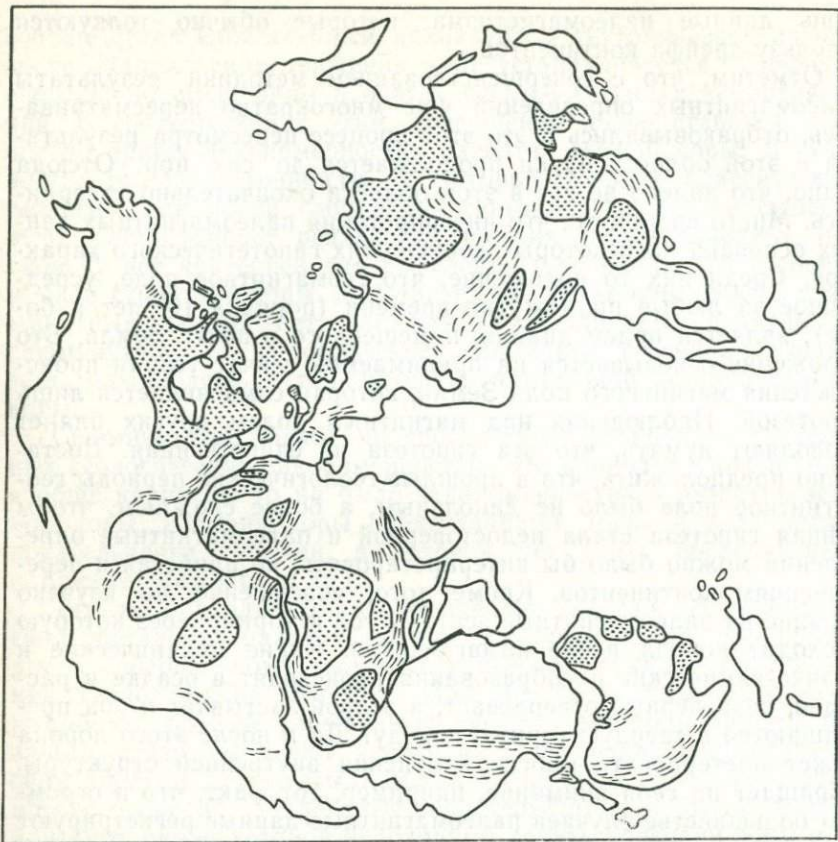


Рис. 137. Реконструкция положения континентов по палеомагнитным данным для конца палеозоя — начала мезозоя (по Брейдену и др., 1970). Точками показаны кристаллические щиты, штрихами — подвижные пояса

Очевидно, что считать бесспорной и тем более решающей принятую сейчас интерпретацию палеомагнитных данных ни в коем случае нельзя. Этот интересный метод исследований требует дальнейшей разработки.

Вынося отрицательное заключение по существу новой глобальной тектоники, мы все же будем судить ее менее строго, если отнесемся к ней не как к окончательному решению стоящих перед науками о Земле проблем, а как к рабочей гипотезе, примерно того же ранга как предшествующие и сопутствующие ей иные общие геотектонические воззрения. Ведь и другие гипотезы также не сумели пока справиться со всеми задачами и не дали полного и окончательного ответа на вопросы строения и развития тектоносферы.

Если отнестись к тектонике плит как к очередной рабочей гипотезе, то мы найдем основания оценить ее роль в развитии наук о Земле в целом положительно. Но не потому, что она ввела представления о плитах с их загадочными перемещениями. Ее положительное влияние носит косвенный характер. Сформулировав некоторые положения наук о Земле языком более привычным для физиков и математиков, чем язык геологический, она привлекла к проблемам строения и развития Земли внимание многих представителей этих дисциплин. Впервые оказался возможным комплексный подход к изучению земных недр, в котором существенную роль стали играть количественные методы. Здесь мы сталкиваемся с хорошо известным в истории науки парадоксом, когда неверная по существу идея играет положительную роль в научном прогрессе, привлекая внимание новых категорий исследователей и способствуя разработке более совершенных методов.

Еще недавно науки о Земле были предметом занятий немногочисленной группы академических ученых. А сейчас это — целая армия исследователей, в распоряжении которых и совершенная аппаратура, и мощная техника, и специальные корабли, и искусственные спутники Земли. Каждодневная работа этой большой армии исследователей приносит результаты, которые, независимо от исповедуемой тем или иным ученым теоретической концепции, имеют и, несомненно, сохраняют в будущем непреходящую ценность.

Современный философ говорит [91, с. 78]: «Научная игра в принципе не имеет конца. Тот, кто когда-либо решит, что научные высказывания не нуждаются больше в проверке и могут рассматриваться как окончательные, выбывает из игры».

Эти слова имеют особое значение для наук о Земле, где мы, несомненно, находимся еще в самом начале пути.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975.
2. *Артемьев М. Е., Артюшков Е. В.* О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.
3. *Артемьев М. Е., Голланд В. Э.* Изостатическая компенсация Тянь-Шаня. Выбор модели компенсации.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1983, № 1, с. 43—52.
4. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М., Наука, 1979.
5. *Артюшков Е. В., Беэр М. А.* О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9, с. 25—32.
6. *Балакина Л. М.* Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах).— Геотектоника, 1983, № 5, с. 20—37.
7. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966.
8. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968.
9. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978.
10. *Белоусов В. В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982.
11. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы и мантийный магматизм.— Геотектоника, 1983, № 6, с. 3—12.
12. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1986.
13. *Белоусов В. В., Дмитриева Б. И.* О преимущественных простираниях складчатых структур фанерозоя и докембрия.— Геотектоника, 1984, № 5, с. 15—21.
14. *Белоусов В. В., Павленкова Н. И.* Типы земной коры.— Геотектоника, 1985, № 1, с. 3—14.
15. *Белоусов В. В., Павленкова Н. И.* Взаимодействие земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1986, № 6, с. 8—20.
16. *Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И., Рябчиков И. Д.* Магмообразование на границе океан — континент.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1983, ч. 62, вып. 2, с. 153—163.
17. *Ван-Беммелен Р. В.* Горообразование. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
18. *Вегенер А.* Происхождение континентов и океанов. Л., Наука, 1984.
19. *Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М., Наука, 1975.
20. *Восточно-Африканская рифтовая система*/В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, А. В. Горячев и др. М., Наука, 1974.
21. *Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М., Наука, 1972.
22. *Геншафт Ю. С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Наука, 1977.
23. *Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Каминский Ф. В.* Опыт построения кайнозойских геотерм по минеральным термометрам.— В кн.: Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., Наука, 1981, с. 24—30.
24. *Геология континентальных окраин*/Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка. М., Мир, 1978.
25. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
26. *Гзовский М. В., Никонов А. А.* Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническими режимами и складчатостью.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 10, с. 17—33.

27. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., Недра, 1979.
28. Гончаров М. А. Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма.—Вестник МГУ. Сер. геол., 1983, № 2, с. 14—24, № 4, с. 16—25.
29. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов. Киев, Наукова Думка, 1982.
30. Гордин В. М., Розе Е. Н., Углов Б. Д. Морская магнитометрия. М., Недра, 1986.
31. Горячев А. В. О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов.—Геотектоника, 1980, № 1, с. 56—71.
32. Дибнер В. И. Морфоструктура шельфа Баренцова моря. М., Недра, 1978.
33. Дмитриев Ю. И., Цветков А. А. Магматизм активных окраин океанов.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 3, с. 3—18.
34. Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
35. Егоркин А. В., Павленкова Н. И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям.—Геология и геофизика, 1981, № 4, с. 86—94.
36. Зверев С. М., Тулина Ю. В. Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ.—В кн.: Тр. II Вулк. совещ. т. III, М., 1966, с. 39—43.
37. Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., Наука, 1972.
38. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971.
39. Ильин А. В. К тектонике Южного Китая.—Геотектоника, 1986, № 1, с. 32—46.
40. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М., Мир, 1979.
41. Кинг Ф. Б. Геологическое строение Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
42. Козан С. Д. Об особенностях строения мантии Земли.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 5, с. 3—17.
43. Козловский Е. А. Кольская сверхглубокая скважина.—В мире науки, 1984, № 3, с. 38—49.
44. Колман Р. Г. Офиолиты. М., Мир, 1979.
45. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии/М. С. Нагибина, В. С. Антипин, Ю. Г. Гатинский и др.—Геотектоника, 1981, № 6, с. 77—91.
46. Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.—Бюл. Совета по сейсмологии, 1963, № 15, с. 95—100.
47. Кропоткин П. Н. Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре.—В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М., Наука, 1985, с. 9—29.
48. Крылов Н. А. Основные черты региональной тектоники платформенного чехла запада Средней Азии.—В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М., Наука, 1966, с. 75—104.
49. Крылов С. В. О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах.—Геология и геофизика, 1976, № 4, с. 3—17.
50. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Недра, 1980.
51. Латеральные неоднородности верхней мантии океанов по материалам ГСЗ/Н. Я. Кунин, Н. В. Гончаров, С. В. Усенко и др.—В кн.: Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М., Наука, 1986, с. 53—70.
52. Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны.—Советская геология, 1966, № 2, с. 70—72.
53. Логачев Н. А., Зорин Ю. А. Строение и стадии развития Байкальского рифта. XXVII МГК, секция С.07, доклады, т. 7. М., 1984, с. 126—134.

54. Ломизе М. Г. Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 48—69.
55. Ломоносов М. В. О слоях земных. М.—Л., Госгеолыздат, 1949.
56. Лутц В. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974.
57. Лутц В. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975.
58. Лутц В. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980.
59. Лутц В. Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М., Наука, 1985.
60. Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978.
61. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л., Недра, 1981.
62. Мецераков Ю. А. Вековые движения земной коры.— В кн.: Современные движения земной коры. М., изд. АН СССР, 1963, № 1, с. 7—24.
63. Мецераков Ю. А. Рельеф и современная геодинамика. М., Наука, 1981.
64. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968.
65. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
66. Милановский Е. Е. Пульсация и расширение Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое.— Природа, 1978, № 7, с. 22—34.
67. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983.
68. Милашин А. П., Панаев В. А. Тектоника и нефтегазоносность дна Мирового океана. М., Недра, 1985.
69. Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964, с. 48—66.
70. Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 3, с. 3—48.
71. Мясников В. П., Фадеев В. Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. М., ВИНТИ, 1980, (Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли, т. 5).
72. Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 5, с. 26—32.
73. Нагибина М. С., Хаин В. Е., Сытин А. Л. Типы структуры тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1975, с. 41—55.
74. Неволин Н. В. Глубинное строение Прикаспийской впадины.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 49—60.
75. Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование. М., Недра, 1971.
76. Николаев В. Г. Лабигенные структуры западной части Альпийской складчатой области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1986, № 1, с. 64—79.
77. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР, М., Госгеолтехиздат, 1962.
78. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расщепленность земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 1, с. 16—28.
79. Никонов А. А. Современные движения земной коры. М., Наука, 1979.
80. Новая глобальная тектоника (тектоника плит)/Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., Мир, 1974.
81. Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 13—24.
82. Обуэн Ж. Геосинклинали. М., Мир, 1967.
83. Орленок В. В. Физика и динамика внешних геосфер. М., Недра, 1985.

84. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхов мантии Европейского континента по сейсмическим данным.— В кн.: Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии. М., 1984, с. 7—19.
85. Павленкова Н. И. Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов.— В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М., Наука, 1985, с. 58—72.
86. Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—9.
87. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 7—14.
88. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
89. Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движения в литосфере.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 5—24.
90. Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968.
91. Поппер К. Логика и рост научного знания. М., Прогресс, 1983.
92. Происхождение вулканических серий островных дуг/Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, А. В. Гушин и др. М., Недра, 1985.
93. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М., Недра, 1985.
94. Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., Наука, 1964.
95. Резвой Д. П. О Великом георазделе Азиатского материка.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., Недра, 1964, с. 173—186.
96. Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа.— Геотектоника, 1983, № 3, с. 87—98.
97. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979.
98. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., Наука, 1979.
99. Розанов Л. Н. Основные закономерности морфологии и причины образования тектонических структур Волго-Уральской области.— В кн.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., Наука, 1962, с. 19—30.
100. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. Чтения им. В. И. Вернадского. М., Наука, 1980.
101. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 6, с. 3—36.
102. Рудич Е. М. Движущиеся материка и эволюция океанического ложа. М., Недра, 1983.
103. Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М., Недра, 1984.
104. Рябой В. З. Структуры верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М., Недра, 1979.
105. Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С. Щелочно-базальтовый вулканизм и неоднородности континентальной тектоносферы.— В кн.: Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М., Недра, 1986, с. 139—156.
106. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/Под ред. С. М. Зверева и И. П. Косминской. М., Наука, 1980.
107. Сейсмогенез коровых землетрясений Средней Азии с  $M \geq 5$  и возможности их предсказаний по месту и времени/Н. В. Чигарев, С. В. Варущенко, Г. Н. Иванченко и др.— В кн.: Неотектонические исследования и сейсмотектоника. М., изд. ИФЗ АН СССР, 1985, с. 180—192.

108. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., Наука, 1974 (Тр. ГИН АН СССР).

109. *Современные движения земной коры.* Геолого-геоморфологические исследования/Под ред. Ю. Д. Буланже. М., Радио и связь, 1982 (Результаты исследований по международным геофизическим проектам).

110. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974.

111. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., Наука, 1968.

112. *Суворов А. И.* Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., Наука, 1979, с. 238—256.

113. *Сычев П. М.* Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1979.

114. *Сычева—Михайлова А. М.* О периодичности колебательных движений Сибирской платформы и их сравнение с развитием Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 23—38.

115. *Тектоническая неоднородность как предпосылка геохимической неоднородности дна океана/Г. Б. Удинцев, А. Ф. Береснев, В. М. Гордин и др.* Геодинамические исследования, № 8. Геолого-геофизические исследования дна океанов. М., МГК, 1985, с. 86—99.

116. *Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур).* Отв. ред. Я. Б. Смирнов. М., ГУГК СССР, 1980.

117. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники. Л., Геолиздат, 1941.

118. *Тимофеев П. П., Холодов В. Н.* Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 7, с. 10—34.

119. *Трифонов В. Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М., Наука, 1983.

120. *Трифонов В. Г.* Особенности развития активных разломов.— Геотектоника, 1985, № 2, с. 16—26.

121. *Усов М. А.* Геотектоническая гипотеза саморазвития материи Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 3—11.

122. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М., Мир, 1981.

123. *Фролова Т. И., Гуцин А. В.* Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1981, № 4, с. 3—16.

124. *Фролова Т. И., Коновалов Ю. И.* Вулканизм Японского моря как индикатор его образования.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1985, № 2, с. 54—74.

125. *Хаин В. Е.* Геосинклиальный процесс и эволюция тектоносферы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12, с. 3—27.

126. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971.

127. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973.

128. *Чермак В.* Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 25—38.

129. *Чэнь Гоуда.* Область Дива—послеплатформенная подвижная область нового типа. Scientia Sinica, 1965, v. XIV, No 10, 1478—1498.

130. *Шатский Н. С.* Тезисы доклада в Геологическом Институте АН СССР.— Советская геология, 1939, № 8, с. 3—6.

131. *Шатский Н. С.* О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 4, с. 10—26.

132. *Шатский Н. С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6, с. 57—90.

133. *Шолло В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., Недра, 1978.

134. *Шолло В. Н.* Сравнительный анализ современной структуры и тектонической эволюции Альп, Апеннин и Кавказа.— В кн.: Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М., Недра, 1986, с. 14—32.

135. Штёклин Я. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений. XXVII МГК, Тектоника Азии, доклады, т. 5. М.: Наука, 1984, с. 53—69.
136. Ярошевский А. А. О химическом составе гранулит-базитового слоя континентальной коры и химическом строении земной коры с позиций концепции геохимического баланса.— *Геохимия*, 1985, № 8, с. 1139—1147.
137. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic/M. Ozima, K. Saito, J. Matsuda et al.— *Tectonophysics*, 1976, v. 31, No 1/2, 59—71.
138. A summary of Genozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench transect/V. R. Huene, M. Lanseth, N. Nasu et al.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1982, v. 93, No 9, 829—846.
139. Berry M. J., Knopoff L. Structure of the Upper Mantle and the Western Mediterranean Basin.— *Journ. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, No 14, 3613—3626.
140. Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— *Journ. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No 17, 3825—3831.
141. Bonatti E., A. Chermak. Formerly emerging crustal blocks in the Equatorial Atlantic.— *Tectonophysics*, 1981, v. 72, 165—180.
142. Bucher W. H. Deformation of the Earth's Crust. Princeton, 1933.
143. Carey S. W. The Expanding Earth. Developments in geotectonics 10, Elsevier Co, 1976.
144. Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus.— *Geol. Rundschau*, 1939, Bd. 30, H. 4A, 405—527.
145. Dziewonski A. M. Mapping the Lower Mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6.— *Journ. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, No B7, 5929—5952.
146. Dziewonski A. M., Anderson Don L. Seismic tomography of the Earth's Interior.— *American Scientist*, Sept.—Oct., 1984, 483—494.
147. Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales, *Revue de geogr. physique et de la geologie dynamique*, 1973 (2), v. XV, fasc. 1—2, 11—72.
148. Haarmann E. Die Oszillations theorie. 1930.
149. Hadley D., Kanamori H. Seismic structure of the Transverse Ranges, California.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, v. 88, No 10, 1469—1478.
150. Hinz K. The seismic crustal structure of the Norwegian continental margin in the Vøring Plateau, in the Norwegian Deep Sea and on the Eastern Flank of the Jan Mayen Ridge between 66° and 68°N.— *Inter. Geol. Congr.*, 24th sess., sect. 8. Montreal, 1972, 28—36.
151. Honnorez J., E. Bonatti, C. Enuliani. Mesozoic limestone from the Vema offset zone, Mid-Atlantic ridge.— *Earth a. Planet. Science Letters*, 1975, v. 26, 8—12.
152. Illies J. H. The Rhine graben rift system — plate tectonics and transform faulting.— *Geophys. Surveys*, 1972, v. 1, No 1, 27—60.
153. Jordan Th. H. The Continental Tectonosphere.— *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1975, v. 13, No 3, 1—12.
154. Makris J. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys.— *Journ. Geophysics*, 1978, v. 41, 441—443.
155. Martin H. Alternative Geodynamic Models for the Damara Orogeny. A critical discussion. Intracontinental Fold Belts, H. Martin, F. W. Eder, ed.— *Springer-Verlag*, 1983, 913—945.
156. Mc. Kenzie D. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions.— *Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc.*, 1978, v. 55, 217—254.
157. Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic/E. Bonatti, M. Saruthein, A. Boersma et al.— *Earth a. Planet. Science Letters*, 1977, v. 35, 369—383.
158. Norris R. M., Webb R. W. Geology of California. John Willey and Sons, 1976.

159. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. The chemical evolution of the Earth's mantle—*Sci Amer.*, 1980, v. 242, No 5, 91—101.
160. Pücher W. S. The anatomy of a batholith.—*Journ. Geol. Soc. Lond.*, 1978, v. 135, Pt. 2, 157—182.
161. Selli R. Appunti sulla geologia del Mar Tirreno. Paleogeografia del terziario sardo nell'ambito de Mediterraneo occidentale. Rendiconti del seminario della Facolta' di Scienza dell'Universita di Cagliari, Bologna, 1974, 327—351.
162. Sengör A. M. C. Eduard Suess' relations to the Pre—1950 schools of thought in global tectonics.—*Geol. Rundschau*, 1982, Bd. 71, H. 2, 381—420.
163. Sipkin S. A., Jordan Th. H. Lateral heterogeneity of the Upper Mantle determined from the travel times of ScS.—*Journ. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, No 11, 1474—1484.
164. Sonder R. A. Die Lineamenttektonik und ihre Probleme.—*Ecl. Geol. Helv.*, 1938, v. 31, No 1, 199—238.
165. *Transverse Ranges Province*, a unique structural-petrochemical belt across the San Andreas Fault System/A. K. Baird, D. M. Morton, A. O. Woodford et al.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, v. 85, No 2, 163—174.
166. *Stratigraphy and structure of Southern Blake Plateau, Northern Florida Straits and Northern Bahama Platform multichannel seismic reflection data.*—*Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 1981, v. 65, No 12, 2571—2593.
167. Trümpy R. Stratigraphy in mountain belts. *Q. J. G. S. Lond.*, No 503, v. 126 (for 1970), Pt. 3, 1971, 293—318.
168. Wejermars R. Slow but not fast global expansion may explain the surface dichotomy of Earth.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, 1986, v. 43, 67—89.
169. Wezel F.-C. The Tyrrhenian Sea: A rifted tectonic swell basin.—*Mem. Soc. Geol. It.*, 1982, v. 24, 531—568.
170. Woodhouse J. H., Dziewonski A. M. Mapping the Upper Mantle: Three-dimensional modeling of Earth Structure by Inversion of seismic Waveforms.—*Journ. Geophys. Res.*, 1984, v. 87, No B7, 5953—5986.
171. Zeil W. The Andes. A geological review. 1979.

# ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

## А

- Авлакоген 199, 211, 306
- Адвекция 133, 179
- Анатексис 139, 296, 302
- Антикорни 23, 238
- Асейсмичные хребты 274, 284, 286
- Астеносфера 11, 37, 40, 43, 224, 260, 287, 351, 359
- Атолл 276

## Б

- Базальтовый (гранулит-базитовый) слой коры 31, 240, 242

## В

- Внутреннее море 288
- Внутренние углы платформ 209, 320
- Волновод 33, 37, 40, 95, 214
- Вулканические острова 275, 276, 284, 285

## Г

- Геоморфологическая кривая 59
- Геораздел 329, 330, 331
- Геосинклиналь 144, 151, 158, 168, 302
- Геотермический градиент 24, 134
- Геофизические методы геотермические 23
  - гравиметрические 19
  - магнитометрические 24, 359, 360
  - магнитотеллурические 26, 40, 43
  - палеомагнитные 26, 367
  - сейсмические 18, 19
  - сейсмологические 18, 19
- Геохимические методы изотопного анализа 27
  - палеогеотермии 26, 27, 146
  - палеобарометрии 26, 27, 146
- Гайоты 276, 279

Гипотеза изначально гидридной Земли 347

- континентального дрейфа 15, 321
- контракции 13, 176
- осцилляционная 14
- поднятия 13
- пульсационная 13, 342, 343
- расширяющейся Земли 344, 345
- Глубинные взбросы 93
  - взрезы 93, 106, 108, 151
  - линеаменты 110, 111, 112
  - надвиги 93, 95, 108
  - раздвиги 93, 106
  - разломы 92, 93, 106, 117, 119
  - рифты 108, 109, 110
  - сбросы 93
  - сдвиги 97, 99, 103, 106
- Глубинный диапиризм 133, 137, 143, 181, 344
- Глубоководные желоба 34, 264, 265, 266, 267, 363
- Градиентная модель коры 31
- Градиенты колебательных движений 53, 151
- Гранитный (гранитно-метаморфический) слой коры 31

## Д

- Деламинация 349
- Диапиры мантийные 46, 227, 287, 349
  - соляные 46, 205
- Диастрофизм 116, 195, 240, 256, 294
- Днасхизис 229, 236

## З

- Зона Беньофа—Заварицкого (Беньофа) 16, 95, 263, 264, 265, 268, 269, 270, 353, 363

## И

- Изопахиты 78
- Изостазия 23

Изоэстатические аномалии положительные 242, 260

— отрицательные 222, 233, 331

Изоэстатическая компенсация 23, 37

Инверсия геотектонического режима 151

Инверсия плотности 131, 190, 247

Интрагеоантуклиналь 158, 159, 162, 170, 171, 302

Интрагеосинклиналь 158, 159, 162, 163, 168, 170, 171, 302

## К

Кливаж 92

Колебательные движения волновые 87

— глыбово-волновые 86, 87, 151, 205

— древние 49, 57

— молодые 49

— новейшие 54, 90

— общие 86, 205

— современные 49, 52, 90

Коллизия 177

Конвекция 133

Консервативность вертикальных движений 208, 209

Континентальный склон 251, 265

Кора консолидированная 31, 241, 245

— континентальная 14, 18, 28, 32, 33, 214, 245, 246, 258, 358

— океаническая 14, 15, 17, 18, 33, 243, 245, 248, 258, 262, 286, 358

— субконтинентальная 35

— субокеаническая 35, 259

Корни гор 18, 23, 222

Крип 119

## Л

Лабигенные структуры (овалы оседания) 238

Лептогеосинклинали 78

Листрические надвиги 138

Литосфера континентальная 40, 355, 356

— океаническая 354, 355, 356

378

## М

Мантия аномальная 36, 222, 226, 227, 247, 346

— верхняя 17, 18, 36, 145

— истощенная 145, 299, 300

— насыщенная 145, 299, 300

— нижняя 17, 18

— средняя 17, 18

Мезогеосинклиналь 148, 160

Меланж 155

Методы изучения колебательных движений геодезические 48, 51

— геоморфологические 49

— исторические 48

— мощностей 9, 78

— объемный 81

— фаций 9, 78

Механизм очага 18

Микроконтиненты 34

Миогеосинклиналь 148, 160, 164, 356

## Н

Неотектоническая активизация 54

Новая глобальная тектоника (тектоника литосферных плит) 15, 177, 341, 351, 358, 365, 368, 369

## О

Обдукция 355

Океанизация 245, 246, 248, 288

Океанические котловины 274, 277, 280

Окраинные моря 258, 263, 268, 335

Оперяющие структуры 98, 127

Орогенез эпигеосинклинальный 148, 218, 220, 222

— эпиплатформенный 148, 218, 220, 222

Островные дуги 254, 261, 262, 263

## П

Парагенез вертикального сдвига 128

— горизонтального сдвига 128

— горизонтального сжатия 126

— горизонтального растяжения 127

Парагеосинклиналь 148, 160, 165, 169, 170

Переходные зоны атлантического типа (пассивные) 249, 250, 269  
 — — колумбийского типа (промежуточные) 271  
 — — тихоокеанского типа (активные) 254, 260, 269, 270  
 Платообразные возвышенности 275, 284, 286  
 Платформы древние 195, 199, 205, 214, 310, 321  
 — молодые 195, 210, 213, 215, 230  
 Плита 201  
 Поверхность геоида 20, 21  
 Подводные горы 276  
 Покровы гельветского типа 130, 157  
 — навесы 131  
 — пеннинского типа 137, 156, 167  
 — растекания 137  
 — скольжения 131  
 — стекания 131  
 Поровое давление 124  
 Правило Рикке 124  
 Прогибы краевые 159, 165, 171, 188, 218  
 — межгорные 159, 218  
 — передовые 159, 171, 218, 266  
 — периферические 206, 207, 208, 209, 210  
 — приразломные 98, 107, 213, 263  
 Проницаемость рассеянная 146, 147, 224, 296, 302  
 — сосредоточенная 146, 147, 224, 227, 296  
 Протогеосинклинали 162, 310  
 Протоплатформы 195, 197, 198, 310

## Р

Раздел Конрада 31  
 — Мохоровичича 19, 35, 145, 215, 240  
 Рассеянный спрединг 268  
 Рифтовая долина 276, 277  
 Ротационно-инерционные силы 342

## С

Слой Голицына 11, 17  
 Гутенберга 37

Складчатость глубинная 142, 177, 189, 309  
 — глыбовая (идноморфная) 128, 157, 179, 201, 203, 230  
 — нагнетания 131, 134, 157, 179, 189, 201, 205  
 — общего смятия (голоморфная) 126, 156, 171, 176, 177, 189  
 — приразломная 188  
 — промежуточного типа 134  
 Спрединг 268, 289, 344, 353, 359, 361  
 Спутниковая альтиметрия 19  
 Срединно-океанический хребет 16, 40, 274, 276, 277, 290, 291  
 Срединные массивы 161  
 Стадия развития геосинклинали доинверсионная 151, 153, 168  
 — — — инверсионная 151, 155, 174  
 — — — неустойчивая протогоеосинклинали 309, 337  
 — — — пермобильная 309, 337  
 — — — послейверсионная 151, 169  
 — — — предгеосинклинали 152, 153, 174  
 — — — устойчивая геосинклинали-платформенная 309, 310, 337  
 Структуры «дриады» 231  
 Субдукция 270, 344, 355, 356, 363

## Т

Тафрогенез 238  
 Тектонический коллаж 364  
 Тектоно-магматическая активизация глыбовая 229, 232, 233, 235, 307  
 — — метаморфическая 236  
 — — платобазальтовая 236, 237, 307  
 — — трубок взрыва 237, 306  
 — — центральных интрузий 237, 306  
 Тепловой поток 24, 44, 214, 215, 227, 233, 244, 260, 273, 287, 292, 294, 334  
 Тектоносфера 11, 17, 23, 28, 146, 214, 215, 301—308  
 Томография 18, 287, 359  
 Точка Кюри 25  
 Трансформные разломы, 291, 362

**У**

Унаследованность 88, 219

**Ф**

Фациальные зоны 72, 73

Фигура Земли 21

Формация аспидная 154

— габбро-плагиигранитовая 154

— известняковая 160

— молассовая 159, 160, 216

— осадочная 76

— офиолитовая 154, 172, 173, 356

— спилит-диабазовая 154

— флишевая 155, 243

— угленосная 91, 160

**Ц**

Центральное поднятие 159, 168, 171

**Ч**

Частная инверсия 156, 168, 170

**Ш**

Шельф 249, 255

Шиханы 61

**Щ**

Щиты 201, 210

**Э**

Эвгеосинклиналь 152, 160, 162

Элементы когерентные 32, 35

— некогерентные 32, 35

Эндогенные режимы возбуждения 33, 146, 267, 293

— геосинклинальные 148, 149, 151, 302, 312

— деструктивные 270, 297, 307, 311

— конструктивные 270, 297, 307, 311

— океанических котловин 148, 307, 308

— орогенные 148, 215, 216, 268, 303, 315

— платформенные 33, 194, 306, 312, 317

— рифтовые 148, 224, 226, 306, 315

— спокойные 33, 267, 293

— срединных хребтов 148, 307

— тафрогенные 148, 238, 244, 268, 269, 307, 315

— тектоно-магматической активизации 148, 229, 263, 315

Эндогенные циклы альпийский 149, 312, 314, 326

— байкальский 196, 312, 314, 330

— герцинский 149, 312, 314, 326

— каледонский 149, 312, 314, 326, 329

— карельский 196

— киммерийский 196, 312, 314, 327, 330

— тихоокеанский 196, 312, 314, 328

Эндогенная цикличность 149, 323, 334

Эпейрогенез 44, 45

Эпейрофорез 45

Эпигеосинклиналь 148, 303

Эпиплатформенный режим 297, 303, 305

**Я**

Ядро Земли 18, 347

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>Глава I. Общие сведения о тектоносфере и структурообразующих процессах</b>	<b>17</b>
Методы изучения тектоносферы . . . . .	17
Строение тектоносферы . . . . .	28
Структурообразующие процессы . . . . .	44
<b>Глава II. Медленные вертикальные (колебательные) движения земной коры</b>	<b>47</b>
Современные и молодые колебательные движения . . . . .	49
Новейшие колебательные движения . . . . .	54
Древние колебательные движения . . . . .	57
Методы изучения древних колебательных движений . . . . .	77
Свойства колебательных движений земной коры . . . . .	83
Значение исследований колебательных движений . . . . .	90
<b>Глава III. Глубинные разломы . . . . .</b>	<b>92</b>
Общая характеристика . . . . .	92
Методы и основные результаты изучения древних глубинных разломов . . . . .	99
Региональные сочетания глубинных разломов . . . . .	107
Современные проявления глубинных разломов . . . . .	117
<b>Глава IV. Внутрикоровые структуры континентов . . . . .</b>	<b>121</b>
Тектоническое структурообразование в континентальной коре . . . . .	125
Магматогенные структуры . . . . .	138
Метаморфогенные структуры . . . . .	140
<b>Глава V. Эндогенные режимы. Общая характеристика. Геосинклинальные режимы . . . . .</b>	<b>144</b>
Определение и признаки эндогенных режимов . . . . .	144
Классификация эндогенных режимов . . . . .	147
Геосинклинальные эндогенные режимы . . . . .	149
Примеры геосинклиналей . . . . .	162
Некоторые общие проблемы, связанные с геосинклиналями . . . . .	172
<b>Глава VI. Платформенные эндогенные режимы . . . . .</b>	<b>194</b>
Общие сведения. Возраст платформ . . . . .	194
Протоплатформенный режим . . . . .	197
Режим древней платформы . . . . .	199
Закономерности развития древних платформ . . . . .	205
Режим молодых платформ . . . . .	210
Тектоносфера платформ . . . . .	214
<b>Глава VII. Эндогенные режимы: орогенные, континентальный рифтовый, тектоно-магматической активизации, тафрогенный . . . . .</b>	<b>215</b>
Орогенные режимы . . . . .	215
Континентальный рифтовый режим . . . . .	224
Режимы тектоно-магматической активизации . . . . .	229
Тафрогенный режим . . . . .	238
	381

<b>Глава VIII. Переходные зоны между континентами и океанами</b> . . . . .	249
Переходные зоны атлантического типа . . . . .	249
Переходные зоны тихоокеанского типа . . . . .	254
Переходные зоны колумбийского типа . . . . .	271
<b>Глава IX. Эндогенные режимы океанов</b> . . . . .	274
Рельеф дна океанов . . . . .	274
Океанические котловины . . . . .	277
Срединно-океанические хребты . . . . .	290
<b>Глава X. Сопоставление эндогенных режимов</b> . . . . .	293
Группирование эндогенных режимов . . . . .	293
Тектоносфера при различных эндогенных режимах . . . . .	301
<b>Глава XI. Закономерности развития эндогенных режимов</b> . . . . .	309
Крупнейшие стадии в развитии эндогенных режимов . . . . .	309
Пространственные взаимоотношения геосинклинальных и платформенных режимов . . . . .	312
Пространственная взаимосвязь различных возбужденных режимов . . . . .	315
Особенности расположения крупных структур на поверхности Земли . . . . .	320
Взаимоотношения эндогенных режимов во времени . . . . .	323
<b>Глава XII. Дифференциация вещества Земли и тепловые импульсы: попытки синтеза</b> . . . . .	333
<b>Глава XIII. Альтернативы</b> . . . . .	341
Краткий обзор некоторых представлений . . . . .	341
«Новая глобальная тектоника», или «тектоника литосферных плит» . . . . .	351
Замечания по поводу «новой глобальной тектоники». . . . .	358
<b>Список литературы</b> . . . . .	370
<b>Предметный указатель</b> . . . . .	377



# ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!



В 1989 г. ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
выпускает в свет

## «СПРАВОЧНИК ГЕОЛОГА ПО ПОИСКАМ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА».

Авторы: *Н. П. Лаверов, М. В. Шумилин, И. В. Мельников и др.*

Справочник представляет собой первое краткое руководство, в котором в сжатой форме изложены основные сведения по физическим и химическим свойствам урана, его минералогии и геохимии, геологии месторождений урановых руд, методам прогнозирования и проведения поисковых и разведочных работ.

Справочник предназначен для геологов, минералогов, геохимиков и геофизиков, непосредственно осуществляющих геологоразведочные работы по выявлению и изучению урановых месторождений. Он может быть использован также работниками научно-исследовательских институтов и студентами геологических вузов. Излагаемые в справочнике сведения отражают новейшие достижения по геологии и металлогении урана, методам анализа вещества и методике проведения геологоразведочных работ.

Справочник содержит ряд оригинальных таблиц, систематизирующих информацию по основным свойствам всех известных минералов урана, включая свойства, определяемые оптическими, люминесцентными, рентгеновскими, термическими методами и инфракрасной спектроскопией; сведения по геологии, составу и возрасту руд, а также ресурсам большинства известных зарубежных месторождений урана; данные по методам анализа проб и изучения урановых руд на месте залегания.

Дан ретроспективный анализ развития уранодобывающей промышленности в мире и развития атомной энергетики, приведены прогнозы потребности в урановом сырье.

В материалах справочника получили дальнейшее развитие современные идеи советских ученых о геохронологической эволюции урановой металлогении и закономерной смене типов урановых месторождений в геологическом времени, что иллюстрируется оригинальной диаграммой.

**Книгу можно приобрести в местных магазинах,  
торгующих геологической литературой,  
или заказать через отдел «Книга—почтой» по адресу:  
199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61, магазин № 17.**

---

**В 1989 г. ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
выпускает в свет справочник коллектива авторов  
«ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ».**

**Редактор Л. В. Чернышева.**

---

Данная книга в отличие от традиционных минералогических справочников акцентирует внимание читателей на явлениях типоморфизма минералов, т. е. на зависимости внешнего облика, формы, окраски, других физических свойств минералов, особенностей их химического состава и кристаллической структуры от условий образования и дальнейшего существования. В этом отношении справочник не имеет аналогов в мировой минералогической литературе. В нем на многочисленных примерах (более ста описаний индивидуальных минеральных видов и групп минералов) точно показано, насколько существенно может меняться один и тот же минерал, происходящий из месторождений разного генезиса и формационной принадлежности или из различных типов горных пород.

Типоморфизм минералов ныне все более широко используется в геологоразведочной практике, особенно при поисках и поисково-оценочных работах, а также в процессе разведки месторождений полезных ископаемых. Настоящий справочник представляет собой первый опыт обобщения сведений по типоморфизму многих минералов различных классов. В результате выявлены основные типоморфные особенности минералов (химические, кристалломофологические, структурные, физические и др.), а также возможность их использования для решения ряда генетических и практических задач. Во вводной и заключительной главах справочника изложены научные принципы практического использования типоморфизма минералов и сформулированы основные поисковые и оценочные задачи, эффективно решаемые на основе учения о типоморфизме минералов и минералах-индикаторах оруденения.

Книга составлена по инициативе профессора А. И. Гинзбурга большим коллективом сотрудников ведущих научно-исследовательских институтов Мингео СССР, Академии наук СССР и Московского государственного университета.

Справочник предназначен для широкого круга геологов-поисковиков и разведчиков, работников минералогических лабораторий, научных сотрудников. Он представляет также большой интерес для любителей и коллекционеров минералов.

**Книгу можно приобрести в местных магазинах,  
торгующих геологической литературой,  
или заказать через отдел «Книга—почтой» по адресу:  
199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61, магазин № 17.**

5174

MEMPHIS

Схема тектоники Земли (составили В. В. Белоусов, А. В. Горячев, Е. М. Рудич, Г. Б. Удинцев, В. Н. Шолпо):

1 — щиты древних платформ; 2 — плиты древних платформ; 3 — молодые платформы не активизированные; 4 — активизированные молодые и древние платформы с щелочным магматизмом; 5 — активизированные молодые платформы с известково-щелочным магматизмом; 6 — палеозойские складчатые зоны; 7 — мезозойские складчатые зоны; 8 — альпийская складчатая зона (область эпигеосинклинального орогенеза); 9 — области эпиплатформенного орогенеза; 10 — области тафрогенного режима; 11 — рифты; 12 — платобазальты; 13 — Чукотско-Катазиатская зона андезитового вулканизма; 14 — островные дуги второго типа; 15 — глубоководные желоба; 16 — группы вулканических островов в океанах; 17 — срединно-океанический рифт; 18 — «микроконтиненты»; 19 — «трансформные» разломы; 20—26 — области океанического дна с возрастом океанизации (20 — плиоценовым, 21 — миоценовым, 22 — олигоценым, 23 — эоценовым, 24 — палеоценовым, 25 — позднемеловым, 26 — раннемеловым); 27 — неопределенные границы между областями разного возраста океанического дна; 28—32 — возраст океанической коры в зонах рифтогенеза в срединно-океанических хребтах (28 — плиоценовый, 29 — миоценовый, 30 — олигоценый, 31 — эоценовый, 32 — палеоценовый)

