



С. С. ШУЛЬЦ

# ТЕКТОНИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ

(НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА  
НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ)

Под редакцией чл.-корр. АН СССР В. Д. НАЛИВКИНА



ЛЕНИНГРАД  
«НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1979

Шульц С. С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Под ред. чл.-корр. АН СССР В. Д. Наливкина. Л., Недра, 1979. 272 с.

Рассмотрены современные тектонические движения: медленные (вековые), быстрые (землетрясения и извержения вулканов) и периодические. Описаны новейшие тектонические движения, создавшие современный рельеф. Дан анализ движений, о которых можно судить по формам структуры и строению осадочных толщ. В отличие от существующих представлений автор не выделяет «колебательных» движений, а говорит об эпейрогенезе и эпейрогенической складчатости, унаследованно развивающейся в различных условиях седиментации (конседиментационная складчатость) или размыта (конэрозионная и конденсационная складчатость). Длительность формирования конседиментационной складчатости, соизмеримая с осадконакоплением, определяет не только условия залегания, но и вещественный состав отложений, их фаций и формации. Наряду с вопросами развития структурных форм во времени рассматриваются закономерности пространственного их положения. Выделяются геоструктурные области, каждая из которых характеризуется своим режимом тектогенеза, своей направленностью и интенсивностью развития. Особое значение придается планетарной трещиноватости. В заключение кратко рассматриваются история тектонических воззрений и современные тектонические представления, в том числе и неомобилистские.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и может быть использована студентами старших курсов высших учебных заведений геологической специальности.

Табл. 6, ил. 77, список лит. 168 назв., прил. 1.

ИБ № 2811

СЕРГЕЙ СЕРГЕЕВИЧ ШУЛЬЦ

**ТЕКТОНИКА  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
(на основе анализа  
новейших движений)**

Редакторы издательства Л. Н. Шарпенко, Л. А. Рейхерт. Переплет художника И. М. Сенского. Технический редактор И. Г. Сидорова. Корректор Н. Д. Баримова. Сдано в набор 18.07.78. Подписано к печати 01.02.79. М-25533. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 2. Печать высокая. Гарнитура литературная. Печ. л. 17. Уч.-изд. л. 20.17. Тираж 2800 экз. Заказ 2027/350. Цена 3 р. 30 к. Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Типография № 2 Ленинградата. 192104, Ленинград, Литейный пр., 55.

Ш 20802—306 89 — 78. 1904030000  
043(01)—79

© Издательство «Недра», 1979.

*Как полевой геолог, я склонен  
верить больше тому, что вижу, чем  
тому, что я читаю в книгах.*

Л. У. де Ситтер

Основной задачей этой книги является рассмотрение тектонических явлений, наблюдаемых в доступных геологическим исследованиям верхних частях земной коры.

Опираясь на современную динамику тектонических процессов и принцип актуализма, автор стремится выяснить закономерности их развития во времени и пространстве.

Определяя геотектонику как раздел геологии, изучающий строение земной коры и историю развития ее структуры, нельзя забывать о связях коры с верхней мантией, астеносферой и другими оболочками Земли, так как все в природе взаимосвязано и тектонист должен быть в курсе геофизических и геохимических представлений о глубинном строении Земли. Но разработка этих представлений является задачей геофизиков и геохимиков. То же относится и к получающим сейчас все большее значение данным о космических влияниях на развитие структуры Земли. Тектонист должен быть знаком с ними, но обычно сам не имеет возможности их исследовать.\*

В эпоху современных исканий и накопления огромного фактического материала о нашей планете, когда новые идеи стремятся подчинить себе сложившиеся в результате многолетних исследований представления «наземных» геологов, последние должны критически пересмотреть свой богатейший эмпирический материал.

Знание строения верхней части континентальной земной коры, наиболее нам близкой и доступной, необходимо для всестороннего освещения и использования земных недр. При этом следует учесть, что в верхней части континентальной земной коры и на ее поверхности выходят горные породы разного происхождения и всех возрастов — от архея до голоцена, что позволяет полно осветить историю развития Земли.

Непосредственные наблюдения над тектоническими явлениями в поле (и в море) и собственные о них суждения являются основой тектонических построений.

\* Здесь не идет речь об изучении Земли по космическим снимкам и вообще из космоса. Такая работа, как и прикладная геофизика, является одним из подсобных методов геологических исследований.

**СОВРЕМЕННЫЕ  
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ДВИЖЕНИЯ**

Предлагаемая читателю монография начинается с рассмотрения так называемых вековых движений — наблюдаемых на дневной поверхности современных поднятий и опусканий. Все особенности этих повсеместно распространенных движений говорят об их ведущем значении в развитии новейшей структуры и рельефа Земли. С интенсивностью их взаимосвязаны землетрясения и вулканизм. Следы проявления их в разных областях Земли и в разные эпохи различны. При этом в некоторых случаях наблюдается периодичность.

Рассмотрение современной динамики не дает нам основания для выделения так называемых колебательных движений. Изучая намечающиеся формы структуры, рельеф, размыв и аккумуляцию осадков, как современных, так и древних, мы видим появление, развитие и отмирание структурных форм, иногда смещение и даже инверсию форм структуры или рельефа, но нигде не встречаем тех «колебательных движений», которые описываются почти во всех советских учебниках по геотектонике и в наших современных геологических работах. Этот термин сохраняется нами при ссылках на чужие исследования, но от своего лица автор никогда не употреблял и не употребляет его.

Возрожденный нами старый термин эпейрогенез отнюдь не является заменой термина колебательные движения. Он имеет другое содержание, другой объем, что самое главное, не противопоставляется складчатым тектоническим движениям.

Однако кроме эпейрогенеза и эпейрогенической складчатости, создающей первичные структурные формы и неровности земной поверхности, выделяется функционально с ними связанная вторичная складчатость, которая вместе с поверхностными денудационными процессами ведет к расчленению, выравниванию и уничтожению положительных форм структуры и рельефа и формированию интенсивной складчатости и разрывов в зонах опускания и седиментации.

В целом первичный тектогенез ведет к нарушению гравитационного равновесия земной коры, а вторичный тектогенез вместе с денудационными процессами — к гравитационному выравниванию. Курс геотектоники, читавшийся автором в течение двадцати лет геоморфологам Ленинградского университета, строился с этих позиций.

В предлагаемой читателю книге автор изложил взгляды, сложившиеся у него в результате многолетних геологических исследований гор Средней Азии, а затем и отдельных частей Восточно-Европейской платформы. Большинство примеров приводится по материалам этих знакомых автору областей.

Автор выражает сердечную благодарность Р. И. Баевой, М. Б. Волковой, М. А. Гиляровой, А. Ф. Грачеву, А. И. Зоричевой, Б. Н. Можяеву, Т. В. Николаевой, С. С. Шульцу (мл.) и С. В. Эпштейну за помощь при составлении монографии.

Современными называются тектонические движения, которые происходят в настоящее время или происходили на памяти человечества. В отличие от более древних движений, о характере которых мы судим по следам их, по структуре, рельефу и изменениям вещества горных пород, современные тектонические движения доступны непосредственным, а также повторным наблюдениям и измерениям.

Повторные наблюдения производятся в настоящее время точными методами (например, повторными нивелировками), что позволяет дать не только качественную, но и количественную характеристику современных тектонических движений и анализировать их как текущий процесс.

Существуют попытки ограничить понятие современной тектоники определенным сроком (6000 лет — В. Е. Хаин; 10 000 лет — Ю. А. Мещеряков), что едва ли удачно.

Некоторые исследователи рассматривают современную тектонику как особый, новый, процесс, не имеющий аналогов в прошлом (Ю. А. Мещеряков). С нашей точки зрения, современные движения не представляют собой такого процесса, а являются лишь ближайшим кадром тектонического развития земной коры и ее поверхности.

Современная тектоника — это живая тектоника — *la tectonique vivante* Э. Вегмана (1957). Мы можем ближе и внимательнее рассмотреть этот процесс, так как он происходит на наших глазах.

Изучение современной тектоники очень важно для понимания процессов развития структуры Земли не только в настоящее время, но и в геологическом прошлом. В этом смысле современную тектонику можно сравнить с динамической или физической геологией. Последняя изучает современные геологические процессы и полученные результаты использует для объяснения генезиса древних пород. Метод этот — метод актуализма — широко используется во всех разделах естествознания. В тектонике до последнего времени метод актуализма систематически не применялся. Углубленное

изучение современной и новейшей тектоники должно восполнить этот пробел.

В этом отношении чрезвычайно ценно предложение Ю. А. Косыгина о выделении в качестве одного из важнейших разделов геотектоники динамической тектоники.

Среди современных тектонических движений выделяют:

- 1) медленные (вековые),
- 2) быстрые (землетрясения, извержения вулканов),
- 3) короткопериодические.

#### Вековые движения

Медленные, так называемые вековые тектонические движения в отличие от катастрофических явлений — землетрясений и извержений вулканов — происходят почти незаметно, и уловить их можно только путем сравнения повторных наблюдений. Тем не менее они давно уже привлекали к себе внимание ученых. Издревле было известно, что суша и море не всегда были там, где они находятся сейчас. Но систематическое изучение медленных движений, изменяющих положение береговых линий, началось гораздо позже. Для северо-запада Европы историю изучения этих движений можно начать с писем, которые в 1694 г. разослал Урбан Йарне ученым северных стран. В этих письмах спрашивалось, наблюдается ли изменение уровня моря на берегах Швеции, Норвегии, Финляндии, Германии. Ответы были опубликованы в 1702—1706 гг. Из них было видно, что наблюдения над береговыми линиями проводились в ряде мест, и реальность смещения была совершенно точно доказана уже этими письмами. Несколько позже знаменитый шведский ученый А. Цельсий обратил внимание, что порт Торнео (северная часть Ботнического залива), который был построен в 1620 г., чрезвычайно обмелел, и в 1724 г. многие причалы его уже находились на суше. Порт обмелел настолько, что большинство морских судов уже не могли в него войти. Вновь вместе с К. Линнеем посетив этот порт в 1743 г., А. Цельсий пришел к заключению, что за сто лет уровень моря опустился на 1 м 27 см, т. е. падал больше, чем на сантиметр в год. Как же объяснить это явление? Первое объяснение, которого придерживались А. Цельсий и К. Линней и которое давалось в большинстве писем в ответ на запросы Урбана Йарне, заключалось в том, что уровень моря повсеместно падает. Это подтверждали наблюдения рыбаков на островах и на берегах Швеции и Финляндии. Такие изменения уровня моря были впоследствии названы эвстатическими колебаниями. Они могут быть объяснены либо изменением количества воды в океане (гидрократический фактор), либо изменением емкости океанических впадин (геократический фактор).

Мак Ларен (1842) предложил гляциоэвстатическую гипотезу, согласно которой количество воды в океанах уменьшается в эпохи материковых оледенений, а увеличивается при

таянии ледников. Если подсчитать количество льда в эпоху четвертичного оледенения и сейчас, то можно предположить, что уровень воды в результате таяния ледников должен был бы подняться приблизительно на 100—180 м. А если растают все ледники, которые существуют в настоящее время, то уровень океана должен подняться еще на 66,3 м.

Но является ли эвстатический фактор единственным? Еще М. В. Ломоносов (1757—1759) писал, что потопления бывают двойные — одни от избытка воды, другие «от нечувствительных и долговременных земной поверхности понижений и повышений» [53, с. 48].

В 1802 г. английский ученый Дж. Плейфер предложил объяснение изменения высоты береговых линий тектоническим колебанием данного района — поднятием или опусканием отдельных его участков. Вначале мало кто соглашался с таким толкованием. Но постепенно ряд ученых прикнул к этой точке зрения. Можно назвать имена Л. Буха, Ч. Лайеля и др. Ч. Лайель первоначально стоял на точке зрения чистого эвстатизма, но побывав в Скандинавии, увидев там следы поднятий и сравнив это со своими наблюдениями в других частях Европы, прикнул к тектоническому объяснению. И действительно, трудно объяснить колебание береговых линий только общим поднятием или опусканием уровня моря. В то время как Скандинавия поднимается над этим уровнем, Голландия опускается.

По-видимому, нельзя основываться только на одной из этих двух точек зрения и объяснять изменения высоты береговых линий или только собственным колебанием уровня моря, или только движениями данного участка. И та, и другая причина находятся во взаимодействии.

Изменения уровня моря изучаются на урвнеммерных постах с помощью установленных на них специальных реперов — футштоков или, в настоящее время, с помощью самозалисьвающих урвнеммеров — мареографов. Наблюдения с помощью футштоков велись на Балтийском море начиная с XVII в. Примером их работы могут служить кривые в портах Питео и Ротан (рис. 1). Следует отметить, что в течение длительного срока наблюдений поднятие обоих рассматриваемых пунктов идет очень равномерно (без колебаний). Урвнеммерные наблюдения доказали, что в разных участках Балтийского моря поднятие его побережий происходит с разной скоростью.

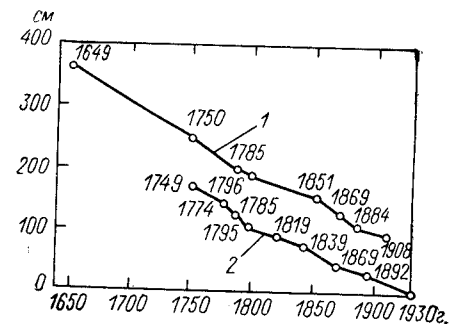


Рис. 1. Изменение уровня моря в портах Питео (1) и Ротан (2) (Швеция). Цифры на кривых обозначают годы наблюдений (по Г. Цубои).

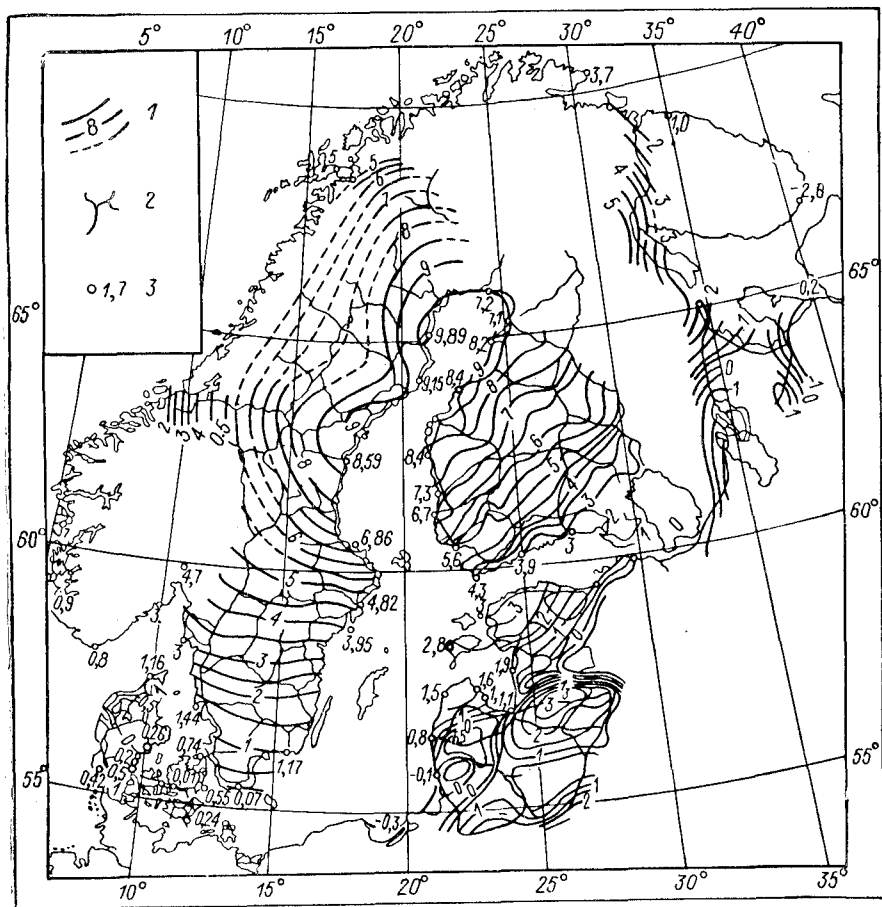


Рис. 2. Поднятие Фенноскандии, мм/год (к годовому изменению уровня моря добавлено 0,8 мм/год, обусловленное эвстатическим подъемом).  
1 — изобазы; 2 — линии последнего нивелирования; 3 — мареографическая станция.

Соединяя на карте пункты с одинаковой величиной годового поднятия (или опускания) линиями — изобазами, мы получаем весьма наглядное изображение распределения на площади средних скоростей вертикальных движений или карту изобаз (линии равных величин скорости поднятий называют изобазами, одинаковых опусканий — изокатабами).

Необходимо помнить, что на картах изобаз показывается суммарный результат местных тектонических движений земной коры и эвстатических колебаний уровня моря. Как показали последующие исследования (Б. Гутенберг, Л. Кайё и др.), в первой половине XX в. происходило эвстатическое поднятие уровня мирового океана со средней скоростью 1,1—1,3 мм/год. Для определения

величины местных, собственно тектонических движений следует в областях поднятий к среднегодовым величинам скоростей (к изобазам) прибавлять 1,3 мм, а в областях опусканий (из изокатаб) вычитать 1,3 мм.\*

На карте современных поднятий Балтийского щита, составленной А. А. Никоновым (рис. 2), видно, что центральные части щита поднимаются наиболее интенсивно — до 9—9,5 мм/год. Изобазы менее значительных поднятий последовательно, концентрически, плавно огибают на карте центральную часть щита, окраины которого не поднимаются.

Карты изобаз могут быть составлены не только для средней величины современных движений за год, но и для отрезков времени более продолжительных. Такие карты составляются не по повторным наблюдениям, а по геоморфологическим и геологическим данным.

Используя современные высоты над уровнем моря древних береговых линий, отложений террас, ленточных глин и т. п., можно определить пункты одинаковых поднятий следов прежних бассейнов того или иного возраста и, соединив их, составить соответствующую карту изобаз.

Для Балтийского щита составлены такие карты для поздне- и послеледниковое времени (рис. 3). Рассматривая эти карты, мы видим, что Балтийский щит в послеледниковое время поднимался в виде огромной очень пологой куполовидной складки («сводовое поднятие»). Общий план поднятия в целом сохранился и соответствовал современному. Максимальное поднятие все время было приурочено к северной части Ботнического залива, что соответ-

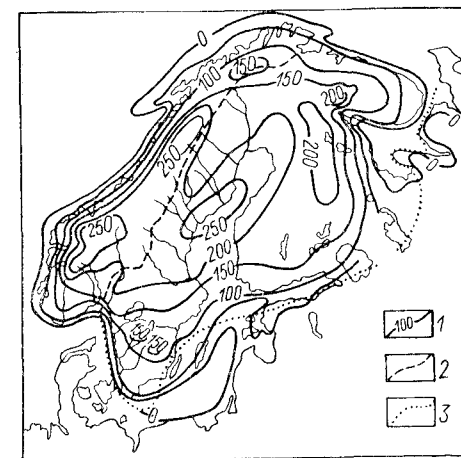


Рис. 3. Схема суммарных сводово-глыбовых поздне-послеледниковых поднятий с учетом соотношений неотектонических и гляциологических движений.  
1 — изобазы поднятий, м; 2 — граница геоструктурных областей; 3 — граница Балтийского щита.

\* Действительные колебания уровня мирового океана должны быть неодинаковыми в разных областях Земли и изменчивыми во времени. Гидрологи Г. П. Калинин, Р. К. Клиге, Е. И. Бреслав (1974) считают, что за время с 1900 по 1964 г. уровень океана в среднем поднимался на 1,5 мм/год, причем поднятие уровня в Тихом океане происходило со средней скоростью 0,9, в Атлантическом — 1,9, Индийском — 0,6, Северном Ледовитом — 2,6 мм/год. Вместе с тем во вторую половину периода (1933—1964 гг.) поднятие уровня увеличилось и достигло 1,9 мм/год.

ствовало былому расположению центрально-ледниковой области. При этом скорость поднятия во времени изменялась. За весь голоцен, т. е. за 10 000 лет, величина поднятия достигала 250 м (рис. 3). Следовательно, при постоянной скорости она должна была бы равняться 2,5 см/год.

За последние 5—7 тыс. лет, со времени распространения бассейна Литторина-Тапес, максимальное поднятие достигло величины 100 м, т. е. в центре свода оно равнялось в среднем 1,4—2 см/год. А в настоящее время наблюдается максимум поднятия, равный 9 мм/год (рис. 2). Следовательно, интенсивность поднятия постепенно убывает.

Геологи и геофизики, изучающие четвертичную историю Скандинавии, считают, что поднятие ее после таяния Скандинавского ледника может быть объяснено гляциоизостазией. Согласно теории изостазии вес образовавшихся во время оледенений шапок льда, мощность которых достигала свыше 2000 м, вызывал опускание земной коры и пластический отток подкоровых масс из-под занятой ледником площади. Последующее таяние ледника имело следствием компенсационное изостатическое поднятие Балтийского щита и обратные течения в астеносфере.

Последледниковый подъем наблюдается во всех областях, испытывавших материковое оледенение: на Канадском щите, в Гренландии, в Антарктиде. Изобазы оконтуривают площади былой максимальной толщины льда. В послеледниковое время изостатическое поднятие постепенно должно было замедляться и прекратиться при достижении равновесия. Период релаксации, т. е. время, потребное на восстановление нарушенного равновесия земной коры, определяется в 10 000 лет (Б. Гутенберг). Но современное отрицательное значение гравитационных аномалий на Балтийском щите и увеличение их по направлению к центру былого оледенения говорит, по-видимому, о недостигнутом еще равновесии. Приложение теории гляциоизостазии к новейшим и современным движениям Балтийского щита объясняет и постепенное замедление темпов поднятия, и величину и конфигурацию послеледниковых изобаз.

Однако ряд исследователей (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и др.) отрицают значение гляциоизостазии. Н. С. Шатский выдвигал идею об упругих деформациях верхних частей земной коры, вызываемых в данном случае оледенением. В этом отношении интересен выявленный В. К. Гуделисом [104] в Прибалтике быстрый подъем периферических участков области оледенения, следовавший в виде волны вслед за отступающим фронтом ледника. Амплитуда таких волн достигала 10—15 м. Упругие колебания происходили быстро и контролировались темпом таяния, мощностью и динамикой ледника. После прохождения упругой волны местность испытывала опускание.

Упругие колебания не умаляют значения изостатического поднятия Балтийского щита, которое было вызвано движением под-

корового вещества с периферии к центральным районам области былого оледенения.

На окраине Балтийского щита — в Прибалтике, — по мнению В. К. Гуделиса, максимальные скорости изостатических движений относятся к позднеледниковью, доанциловому периоду (16 000—9000 лет тому назад). В послеледниковое время (9000 лет тому назад — поныне) в Прибалтике преобладает собственно тектоническое поднятие. Вырисовываются движения отдельных структурных форм, унаследованно развивающиеся и ныне.

Тщательное изучение Балтийского щита показывает, что и общее поднятие щита, и рост отдельных поднятий и прогибов на его поверхности происходили и ранее до оледенений, и происходят в настоящее время независимо от явлений гляциоизостазии и упругих деформаций, вызванных таянием ледника.

Унаследованное тектоническое поднятие Балтийского щита в виде огромного свода началось еще в протерозое. Медленно поднимавшийся щит срезался денудационными процессами. Только благодаря многокилометровому срезу щита на поверхность его вышли глубинные породы, позволившие судить о древнейших этапах развития Земли.

Согласно гляциоизостатической гипотезе поднятие могло быть подавлено в эпохи оледенений. Возможно, что во внутренних частях щита, где мощность льда достигала максимального значения (более 2 км), под тяжестью ледника поднятие временно уступало место прогибанию. Однако затем тектоническое поднятие возобновилось. В течение последующей эпохи (эпохи релаксации) оно было даже больше «нормального», будучи усилено постепенно ослабевающим процессом изостатического всплывания.

В настоящее время главное значение имеет общее сводовое тектоническое поднятие Балтийского щита, осложненное поднятиями и прогибами меньшего масштаба. Они рисуются на схеме, составленной Н. И. Николаевым (рис. 3). Продолжающееся и ныне сводово-глыбовое поднятие Фенноскандии, дополняемое еще изостатическими подвижками, а также новейшим слабым процессом образования Скандинавских гор, делает этот район более подвижным, чем прилегаемых с юга областей. Этим объясняются и известные в Скандинавии землетрясения и движения глыб по планетарным разломам (гл. VI).

Но важнейшим из всех этих процессов является неизменно действующий собственно тектонический (процесс эпейрогенеза — см. гл. II), вызывающий и вызывавший медленное «вековое» поднятие Балтийского щита. Ни изостазия, ни упругие деформации, ни эвстатические колебания уровня моря не могут объяснить этого неизменного процесса.

Южнее Балтийского щита происходят опускания побережья Европы. Особенно наглядны они в Голландии. Защищая свою землю от наступающего моря, жители Нидерландов начиная с XV в. строят дамбы, высота которых достигает в настоящее время более

15 м. Только благодаря наличию плотин существует весь северо-запад Нидерландов.

Общее прогибание Голландии, увеличивающееся на северо-запад, в сторону Северного моря, осложняют более мелкие складки. Проведенные здесь нивелировки показывают, что эти складки представляют собой очень медленно развивающиеся формы. Они испытывают либо поднятие до 1 мм/год, либо опускание 1 мм/год. (Все это относительно Амстердама.) Если сравнить карту современных движений Голландии с картой по подошве палеогеновых отложений, то они оказываются чрезвычайно похожими. Мало того, частные формы структуры и общая структура Голландии и даже отдельные линии, например крупный взброс, который развивался и в палеогеновое время, продолжают расти. Вдоль выраженного в рельефе сбросового уступа в 1843 и в 1932 г. были зарегистрированы незначительные землетрясения. Таким образом, современные и более ранние движения и здесь, в области общего опускания, происходят в одном плане. Те части, которые поднимались, продолжают подниматься, а те, которые опускались, продолжают опускаться.

На юге Европы, в области альпийской складчатости, современные тектонические движения происходят значительно интенсивнее, чем в рассмотренных выше областях.

Как пример современных интенсивных движений можно привести низовье р. По. Исключительно быстрые опускания стали происходить здесь в самое последнее время, достигая 30 см/год. Возникли предположения, что это происходит от того, что в долине р. По разрабатывается природный газ. Местные власти возбудили судебный процесс против компании, которая занималась разработкой газа, однако назначенная для рассмотрения этого вопроса комиссия пришла к заключению, что опускание связано с двумя причинами — с деятельностью самой реки, выносящей большое количество материала, и с современными тектоническими процессами.

Тектонические движения в долине р. По, по-видимому, связаны с общим опусканием Ломбардской низменности — предгорного прогиба Альп.\*

Современные движения, отражающие тектоническое развитие складчатых форм структуры, наблюдаются на древней Римской дороге, проходящей вдоль восточного побережья Адриатического моря. Участки дороги, пересекающие новейшие антиклинали, хорошо сохранились. Участки, пересекающие синклинальные прогибы, находятся под уровнем моря.

Дифференцированные движения земной коры, вызвавшие сложную тектонику Динарид, так же как и во всей альпийской зоне, продолжают поныне. Наблюдаются крупные продольные и попе-

\* Интенсивные движения в Альпах и других областях современного горообразования более подробно рассмотрены в гл. VII.

речные разрывы, покровы, сопровождаемые каскадами лежащих складок, складки нагнетания, диапировые и целый ряд гравитационных складок и поверхностных оползней. Все это живет.

Мы рассмотрели некоторые примеры современных движений в прибрежных районах Балтийского, Северного и Средиземного морей. В первых двух относительно стабильных районах движения, происходившие на памяти человечества, улавливаются только при многолетних наблюдениях. Наиболее наглядно они рисуются на картах изобаз. Средиземноморье — это тектонически мобильный район. Здесь современные движения характеризуются не только большей интенсивностью поднятий и опусканий, но и проявлением в некоторых случаях иного типа складчатых и разрывных дислокаций, подобных указанным выше для Адриатического побережья Динарид. С мобильностью Средиземноморского региона связаны частые землетрясения и извержения вулканов. В отличие от северных областей рельеф здесь контрастный, горный.

Примером области разной степени мобильности может служить Каспийское море и Прикаспий. Она изучена разными методами. Очень интересен сравнительно-картографический метод. В приложении к Каспию он использовался еще в середине века, когда Омар Эль-Аалем сравнивал между собой древние карты и описания Каспия.

В первой четверти XX в. конфигурация Каспийского моря, особенно в северной мелководной части, сильно отличалась от современной. В настоящее время море здесь почти повсеместно отступило от прежних берегов, в том числе и там, где происходит тектоническое опускание, например в Волжской дельте. В некоторых местах старые рыбацкие поселки оказались на расстоянии до 40 км от современного берега.

В восточной части Северного Каспия зал. Комсомолец вдавался ранее на 150 км на восток, а оттуда еще на 150 км на юго-запад, занимая соры Мертвый Култук и Кайдак. В настоящее время залив и очертания северо-восточной части Каспийского моря на современных картах не похожи на дореволюционные изображения его. На высохшем дне этого залива встречаются раковины моллюска *Mytilaster lineatus*, точно фиксирующие время усыхания залива. Дело в том, что этот прикрепляющийся моллюск попал в Каспийское море вместе с броневыми катерами, срочно переброшенными в Баку из Черного моря в 1918 г. Быстро расселившись по мелководьям Каспия, *Mytilaster lineatus* в двадцатых годах достиг зал. Мертвый Култук, который вскоре затем высох.

Фаунистически охарактеризованный слой и сравнение картографических данных точно датируют здесь время регрессии моря.

В Каспийском море много внимания было уделено колебаниям уровня моря, связанным с общеклиматическими или местными изменениями климата и количества воды в этом замкнутом бассейне. Систематические водомерные наблюдения проводятся в Бакинской бухте начиная с 1830 г. Материалы футшточных наблюдений дополнялись данными повторных нивелировок. Региональные колебания уровня Каспийского моря связывались с общими колебаниями климата. Они сопоставлялись с наблюдениями над уров-



нем Волги в Нижнем Новгороде и даже с условиями плавания судов в Арктике (Л. С. Берг). Наряду с климатическими колебаниями уровня Каспийского моря на побережьях его наблюдаются и следы собственно тектонических современных движений. Эти движения, относительно слабые в северной, платформенной части Каспия, но резко проявляются на юге — в мобильной зоне. Можно указать, что смещения на восточном продолжении оси Главного Кавказского хребта вызывали неоднократные разрывы труб бакинского водопровода.

Как классический пример так называемых колебательных движений приводился «караван-сарай» в Бакинской бухте (А. В. Вознесенский, 1926, с. 320; Д. И. Мушкетов, 1935, с. 703; В. В. Белосусов, 1954, с. 171). Однако в результате последующего изучения этого вопроса было установлено, что в период с 1723 по 1946 г. происходило неуклонное поднятие «караван-сарая» относительно нуля бакинского футштока со скоростью, устойчиво державшейся в пределах 7—10 мм/год (В. Г. Рихтер, 1960), а то или иное затопление его связано с климатическим колебанием уровня моря.

Данные о колебательном характере современных тектонических движений, часто приводимые в учебной и научной литературе, обычно связаны с наложением эвстатических колебаний уровня моря на устойчивый, направленный процесс собственно тектонических (эпейрогенических) движений. При наличии разных и разнонаправленных процессов, общих и частных, сочетающихся друг с другом, результирующее движение может приобрести колебательный характер. Но убедительные примеры закономерных смен знака современных вертикальных тектонических движений в результате того, что в одном и том же месте поднятие сменяется опусканием и наоборот [5], нам не известны.

Следует отметить, что и другой «классический» пример колебательных движений, приводимый в учебниках, — пример храма Юпитера Сераписа в Поццуоли, близ Неаполя, связан с вулканической активностью района и развенчан итальянскими геологами.

Медленные вековые движения, происходившие на памяти человечества, охватывают геологически ничтожный отрезок времени. Количественное структурное выражение этих движений, как правило, ничтожно. Поэтому надо очень критически относиться к получаемым данным и очень осторожно делать из них выводы и обобщения.

Важно, чтобы полученные результаты опирались не на один какой-либо метод, а на комплекс методов и подтверждались бы геолого-геоморфологическими данными. Мы не можем здесь изложить содержание многочисленных методов изучения современных движений. Выше указывались лишь важнейшие из них. Исторический, или историко-археологический, метод охватывает наиболее продолжительный отрезок времени. Благодаря этому наблюдаемая амплитуда может быть наиболее значительной, а сам эффект движения особенно нагляден и несомненен. Так, например, ясно,

что расположенные ныне на дне моря древние поселения не были построены под водой. Но для суждений о причинах наблюдаемого факта этого мало. Надо знать, когда и в каких условиях были возведены постройки, какова их последующая история. Надо знать историю эвстатических колебаний уровня моря. Надо иметь данные о современных движениях по показаниям мареографов и по повторным нивелировкам. Но, главное, надо выяснить положение рассматриваемого участка в общей и частной структуре исследуемого района. Общие заключения должны соответствовать геоморфологическим и тектоническим данным.

В настоящее время наиболее распространенным методом изучения современных вертикальных движений земной коры является проведение повторных нивелировок высокой точности. Метод этот дал наиболее полные количественные результаты. Уже первые сводки по повторным нивелировкам, произведенным в пределах СССР, показали, что повсеместно наблюдающиеся современные движения согласуются с основными чертами новейшей тектоники и общим устройством поверхности Европейской части Советского Союза. Ю. А. Мещеряковым и М. И. Синягиной (1951) было показано, что Предкавказье (кроме Ставропольской возвышенности) опускается относительно Ростова, а севернее Ростова идет поднятие с разными скоростями, достигающими максимумов в районе Воронежского массива и Средне-Русской возвышенности.

Поднятие хребтов Кавказа и опускание межгорных впадин характеризовались более ранними нивелировками.

Те же закономерности связи с рельефом рисуются на картах современных движений, составленных для ряда зарубежных территорий (США, Канада, Великобритания, Япония и др.).

Повторные нивелировки позволили установить вертикальные составляющие движений по разрывам, а также интенсивность и амплитуды роста отдельных складок.

В то же время нивелировочные данные обладают рядом недостатков, особенно заметных при характеристике современной тектоники значительных регионов. При составлении карт принимается условный нуль (в СССР нуль кронштадтского футштока), используются случайные ходы, обычно вдоль железнодорожных линий, сопоставляются нивелировки, не всегда соответствующие требуемой точности. Старые реперы рассматриваются без достаточной критичности, особенно необходимой в районах бывших военных действий, и т. п.

При кратком промежутке времени, отделяющем обычно друг от друга повторные наблюдения, эффект современных медленных движений, как правило, очень мал. Поэтому ошибки наблюдений и случайные причины могут повести к неправильным выводам. Точность современных приборов не спасает положения.

Если какой-либо район по данным повторных нивелировок поднимается, тогда как по геолого-геоморфологическим данным он является регионом унаследованного опускания, надо поста-

раться выяснить причины противоречивости этих данных, пересмотреть исходные материалы. Так, на карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (1971 г.) Урал показан как область наиболее интенсивного прогибания (достигающего более 7 мм/год), а Каспийская синеклиза — как область поднятия. Есть много оснований, для того чтобы выразить сомнение в правильности этих заключений, построенных на геодезических данных. Даже высокоточное нивелирование может быть отягощено достаточно большими погрешностями измерения. Влияние температур, характер и особенно надежность реперов зачастую оказываются решающими. А кроме того, изменение высот реперов может быть обусловлено не собственно тектоническими причинами. Мы рассматривали выше, на примере Балтийского щита, значение гляциоизостатических явлений. В других районах изостатические движения совсем не обязательно связаны с ледниковыми процессами. Большой частью они обусловлены размывом и седиментацией. Но могут быть и другие причины. Например, понижение уровня воды в большом замкнутом бассейне, обусловленное уменьшением количества (и веса) воды в нем, тоже может вызвать изостатическое или упругое поднятие. Большую роль может играть соляная тектоника, особенно если реперы попадут на соляные купола. Современное разбухание, сжатие или растворение приповерхностных горизонтов может быть вызвано не только естественными причинами, но и хозяйственной деятельностью человека. Так, при прокладке Туркестанской железной дороги профиль ее пути на некоторых участках нарушался вследствие проникновения в подпочвенные слои воды из прорытых кюветов и превращения неглубоко залегающих пермских ангидритов в гипс.

Примером оседания поверхности могут служить очень многие крупные города. Так, например, в Токио вследствие чрезмерной откачки подземных вод на нужды населения и промышленности происходит опускание поверхности, достигающее в северной части города 6—10 см/год. По мере застройки Москвы увеличивается и меняет конфигурацию ее «чаша оседания». За пределами этой чаши возникла кольцевая полоса относительного поднятия со скоростью 1—1,8 мм/год. Лондон со времени своего основания опустился более чем на 5 м. В последнем случае главную роль играет, вероятно, не деятельность человека, а эвстатическое поднятие уровня океана и положение столицы Англии в области общего прогибания. То же можно, по-видимому, сказать и о медленно погружающейся в море Венеции. Комиссия ЮНЕСКО пытается выяснить причины и изыскивает способы, как спасти эту замечательную культурную ценность.

Причины современных вертикальных движений земной поверхности множественны и еще далеко недостаточно изучены. Немалую роль в них начинает играть и хозяйственная деятельность человека. Огромные подземные выработки, добыча нефти и газа, строительство крупнейших долговременных сооружений, городов,

портов, водохранилищ несомненно должно влиять на проявление современных тектонических движений. При этом главное практическое значение имеет вертикальная составляющая современных движений; изучение которой производилось и производится разными методами, в первую очередь уровнемерными методами и повторными нивелировками.

Однако повторные наблюдения точными методами позволяют выяснить роль и горизонтальной составляющей современных тектонических движений. В начале нашего века в районе Мюнхена повторными триангуляциями были определены унаследованные горизонтальные смещения со скоростью до 18 мм/год [66, с. 707]. В СССР в пределах платформы горизонтальные движения вдоль древнего разлома установлены повторными триангуляциями в Криворожском бассейне (К. Ф. Тяпкин, 1966). Горизонтальные смещения типа надвигов и особенно сдвигов широко известны в сейсмических районах. Как пример можно указать надвиг со скоростью 12—15 мм/год, установленный повторными триангуляциями в Таджикистане.

Особенно детально сейсмотектонические сдвиги как мгновенные, так и медленные (крип), происходящие в промежутки времени между землетрясениями, изучены в Калифорнии и в Японии. В Японии методом повторных триангуляций составляются карты современных горизонтальных движений. Направление и величина смещения показаны на них соответствующими векторами. На карте, составленной Миямура (1960), горизонтальные движения достигают 35 см/50 лет.

Повторные триангуляции ввиду недостаточной точности угловых и линейных измерений не позволяют сделать надежных заключений для больших областей. Новые возможности измерения горизонтальных расстояний (с точностью до  $10^{-6}$  относительно измеренной длины) дают лазерные светодальномеры.

Другим методом изучения горизонтальных движений для точек, далеко отстоящих друг от друга, является метод повторного определения географических координат. В тектонике метод этот использовался в связи с появлением гипотезы мобилизма, говорящей о подвижности (плавании) материков. А. Вегенер [17] для доказательства удаления Америки от берегов Европы привел данные 3 измерений долготы на восточном берегу Гренландии. Однако не только эти старые, но и более поздние определения долгот, по мнению специалистов, недостаточно точны для правильного суждения о смещении материков (Д. И. Щеглов, 1973).

Надо думать, что наблюдения искусственных спутников Земли и определения разности долгот путем измерений лазерами расстояний до установленных на Луне отражателей позволят получить более достоверные результаты.

В настоящее время в связи с идеями новой глобальной тектоники новыми методами вычисляются современные скорости раздвижения (спрединга) океанического дна, достигающие 6 см/год.

Точность измерений, по мнению Ле Пишона [159], превышает 0,1 см/год! Однако в данном случае все построение основано на ряде допущений. Для определения спрединга используется распределение магнитных аномалий, возраст которых связывается с построенной геомагнитной временной шкалой. Учитывая этот возраст и расстояние от рифта, вычисляют скорость движения. Эти построения не могут заменить фактически измеренных скоростей современных горизонтальных движений на дне океанов. Пока мы не имеем таких данных.

### Землетрясения

Землетрясениями называются колебания земной поверхности, вызванные внезапным высвобождением потенциальной энергии земных недр [19]. Землетрясения имеют своим источником движение Земли [66]. Совокупность явлений, связанных с землетрясениями, называется сейсмикой и изучается сейсмологией — разделом геофизики.

Перед тем как начать рассмотрение примеров землетрясений, необходимо очень кратко остановиться на некоторых основных положениях сейсмологии.

Как известно, землетрясения могут быть различной силы — от грозных катастроф до улавливаемых лишь точными приборами — сейсмографами. В среднем ежегодно на Земле происходит одно катастрофическое землетрясение, около 100 сильных, разрушительных землетрясений и около 1 млн. ощутимых человеком. Сила землетрясения определяется проявлением его на поверхности. В настоящее время у нас принята 12-балльная международная шкала (MSK-1964).

#### Международная шкала силы землетрясений (в баллах)

I. Сотрясение, регистрируемое сейсмографами, но не ощутимое для человека.

II. Ощущается в исключительных случаях, преимущественно в верхних этажах зданий.

III. Сотрясение достаточно сильное, чтобы его заметило некоторое число людей. Можно установить длительность и направление толчка.

IV. Вне зданий ощущается немногими, внутри — большинством людей. Посуда дребезжит, полы и потолки скрипят. Напоминает вибрацию от грузовика, едущего по тряской мостовой.

V. Замечается всеми: сдвигается мебель, звенят некоторые колокола.

VI. Спящие пробуждаются. Многие в испуге выбегают из домов. Звенят все колокола. Раскачиваются люстры, останавливаются маятниковые часы. Заметное колебание деревьев. В плохо построенных домах трескается и обваливается штукатурка.

VII. Всеобщая паника. Хорошо построенные здания не страдают. Звон церковных колоколов, трещины в стенах некоторых построек; падение находящихся в плохом состоянии печных труб, которое может повредить крыши. Разбиваются стекла; помутнение воды в прудах; на поверхности воды могут образоваться волны. Деревянные постройки, тропические хижины из сплетенных ветвей, японские деревянные дома остаются невредимыми.

VIII. Обрушение большинства печных труб; зияющие трещины в стенах хорошо построенных домов; статуи поворачиваются на пьедесталах или падают;

разрушаются колокольни церквей и заводские трубы, их падение может вызвать значительные разрушения; в горных областях с вершин срываются камни.

IX. Частичное или полное разрушение некоторых зданий; серьезное повреждение домов европейского типа, значительное число их становится непригодным для жилья.

X. Разрушение большинства каменных зданий, повреждение прочных деревянных построек и мостов, некоторые из них разрушаются. Разрывы водопроводов и газопроводов; на улицах появляются трещины; в местах с сыпучим грунтом возникают расщелины, по склонам и крутым берегам происходят обвалы. Вода рек и озер выплескивается на берега.

XI. Не выдерживают никакие каменные сооружения; прочные деревянные постройки и жилища из сплетенных ветвей способны устоять лишь в единичных случаях. Разрушаются наилучшим образом построенные мосты, изгибаются рельсы, разрываются дамбы.

XII. Гибнет все, созданное человеческими руками. Изменяется ландшафт: сбросы, большие горизонтальные смещения, горные обвалы, образование новых озер, водных потоков и т. д.

При изучении землетрясений применяются неинструментальные и инструментальные методы.

Первые заключаются в сборе материалов о землетрясениях путем опроса очевидцев и наблюдений на местах за разрушениями. Особый интерес (как наглядные следы современной тектоники) представляют остаточные деформации. Они проявляются в виде сбросов, сдвигов, надвигов, зияющих трещин, а также в виде изгибов пластов и образования складок, вызывая обвалы и оползни, изменения режима грунтовых и поверхностных вод и т. п.

Одновременно собираются все материалы о силе землетрясений, происходивших в данном районе в прошлом.

Инструментальные сейсмические методы позволяют выявить землетрясения, происходящие как поблизости, так и на большом расстоянии от места наблюдения, от сейсмической станции. Чрезвычайно точные, все время совершенствующиеся приборы — сейсмографы улавливают упругие волны крупных землетрясений, происходящих в любом участке земного шара. Отражая упругие волны, приходящие на станцию наблюдения, перо сейсмографа (или сейчас световой луч) рисует на вращающемся барабане сейсмограмму (рис. 4).

Сейсмические волны распространяются с разной скоростью: продольные волны  $P$  движутся со средней скоростью 7,17, поперечные  $S$  — 4,01 и длинные  $L$  — 3,5 км/сек. Разность между временем прихода волн  $P$ ,  $S$  и  $L$  указывает на расстояние до очага землетрясения.

Использование данных неинструментальных и инструментальных наблюдений позволило выделить области, в которых землетрясения могут достичь (и достигли) того или иного максимального балла, и изобразить расположение этих областей на карте сейсмического районирования территории СССР (рис. 5).

По карте видно, что большая часть Советского Союза представляет собой асейсмичную область или, вернее, область, где ощущаемые землетрясения силой свыше 6 баллов не проявляются. Эта обширная область с востока, юга и запада охватывается сейс-

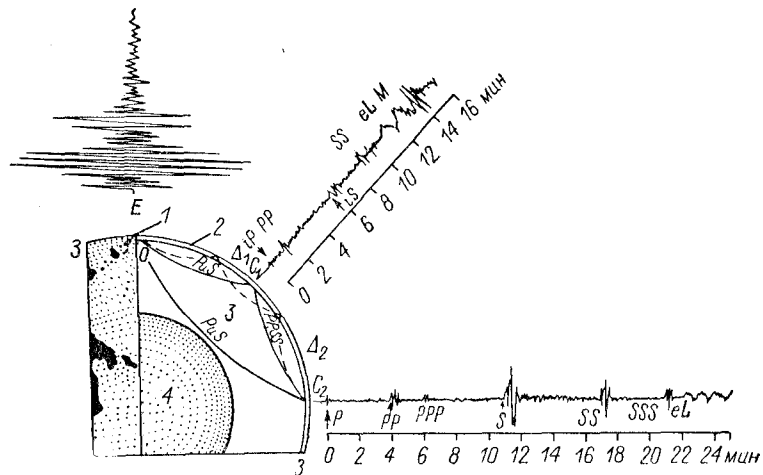


Рис. 4. Схема распределения сейсмических волн (сейсмограмма).  
1 — эпицентр; 2 — кора; 3 — промежуточный слой; 4 — ядро.

мическими областями с различными, вплоть до катастрофических, проявлениями землетрясений. Распространение сейсмических областей в основном совпадает с распространением современных подвижных областей на территории СССР. Это наглядно видно на «Карте новейшей тектоники СССР» [40], на которой помещена в виде врезки схема сейсмичности СССР. Проявления разрушительных землетрясений вне «мобильных областей» наблюдаются редко и имеют то или иное объяснение. Примерами могут служить упоминавшиеся выше землетрясения в Скандинавии, сильные землетрясения в повышенной подвижной области Кызылкумов (Б. А. Петрушевский, 1977) и др.

Карта сейсмического районирования СССР показывает не отдельные точки землетрясений, а области той или иной максимальной балльности. Она может служить в известном смысле для прогноза возможных землетрясений, но лишь в самом общем виде. Где именно в пределах области произойдет землетрясение, какой силы и когда оно разразится, по такой карте сказать нельзя.

При изучении отдельных землетрясений в настоящее время сейсмологи определяют не только местоположение эпицентра его, но и глубину очага, энергию смещения в очаге (магнитуду) и положение сместителя, а также направление движения масс вдоль разрыва — то, что называется динамическими параметрами очага.

Эпицентром отдельного землетрясения называется место, где проявляется наибольшая сила данного землетрясения на поверхности Земли. Эпицентр находится над гипоцентром или очагом землетрясения, расположенным на той или иной глубине (рис. 6).

Естественно, что на поверхности Земли землетрясение проявляется гораздо слабее, чем в очаге. При той же энергии земле-

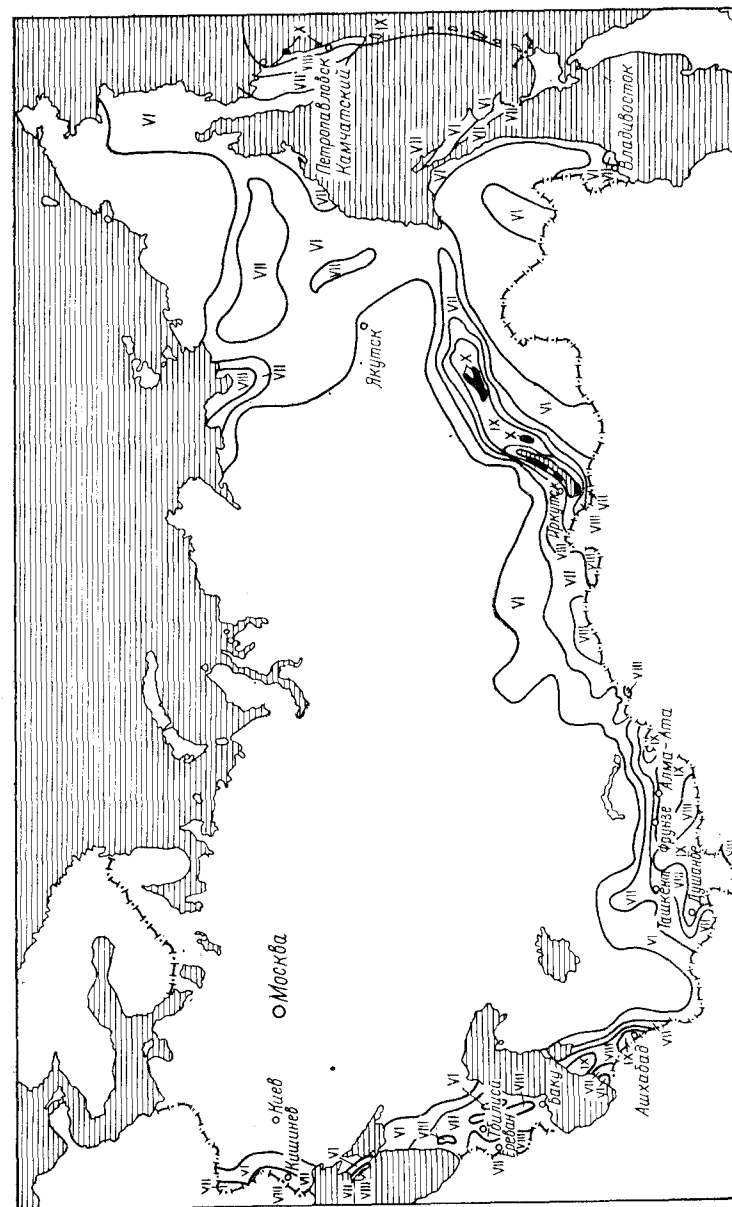


Рис. 5. Карта сейсмического районирования территории СССР. 1967 г.  
Римские цифры обозначают балльность землетрясений.

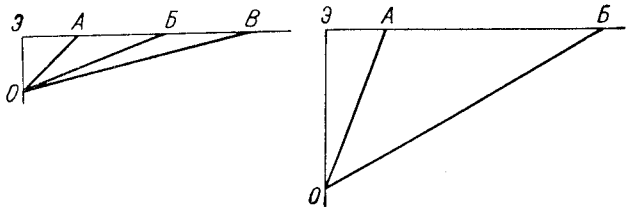


Рис. 6. Расположение изосейст в зависимости от глубины очага землетрясения  
 0 — очаг; Э — эпицентр; А, Б, В — изосейсты.

трясения в очаге, балл землетрясения на поверхности будет меньше, чем глубже очаг. Сила (балл) землетрясения уменьшается также и по мере удаления от эпицентра по поверхности Земли. Линии, соединяющие на карте участки, в которых рассматриваемое землетрясение проявилось с одинаковой силой, называются изосейстами (рис. 7). Чем глубже очаг землетрясения, тем шире расстояния между изосейстами, тем больше площадь, охватываемая землетрясением.

По глубине очага землетрясения делятся на нормальные — глубина менее 60 км, промежуточные — от 60 до 300 км и глубокофокусные — более 300, до 700—800 км. Принято также деление на землетрясения с глубиной очага менее 100 и более 100 км.

Помимо силы землетрясения, проявляющейся на поверхности и выраженной в баллах, определяется его магнитуда. По шкале К. Рихтера она определяется смещением частиц почвы, измеряемым сейсмографом на условном расстоянии 100 км от эпицентра землетрясения. Эта величина ( $M$ ) считается соответствующей де-

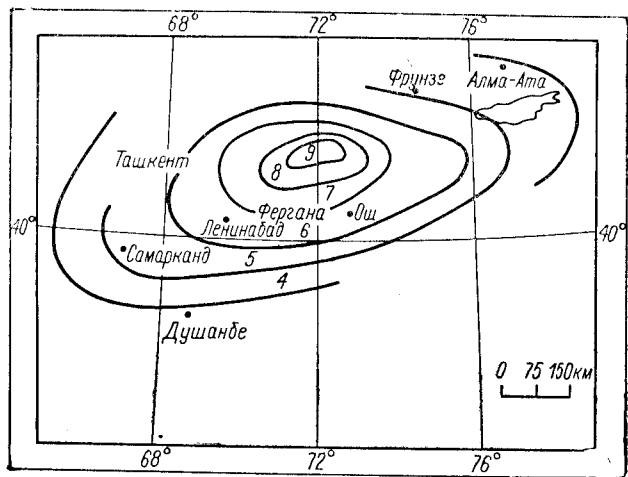


Рис. 7. Карта изосейст Чаткальского землетрясения 2.11.1946  
 (по Г. П. Горшкову и С. В. Медведеву).

сятичному логарифму амплитуды смещения в очаге. Самые слабые землетрясения по этой шкале имеют интенсивность 0, самые сильные — около 9. Абсолютная шкала Рихтера интересна тем, что она связана с энергией землетрясения, проявляющейся в очаге его и выраженной в эргах.

Максимальная магнитуда соответствует энергии  $5 \cdot 10^{25}$  эрг — величине, равной залпу 22 млн. 16-дюймовых орудий. Землетрясение с магнитудой 8,6 выделяет в очаге энергию  $2 \cdot 10^{25}$  эрг, что равно энергии атомной бомбы с тротильным эквивалентом 400 000 т.

Географическое распределение землетрясений на земном шаре очень показательно. Оно рисуется в виде зон огромной протяженности. Одна из них почти сплошным кольцом опоясывает Тихий океан, совпадая с наиболее подвижной областью Земли, другая протягивается вдоль области альпийской складчатости — через Средиземноморье к Зондским островам. Внутри континентов располагаются зоны землетрясений разной силы и глубинности, представляющие собой главным образом области новейшего послеплатформенного горообразования. Наконец, вдоль всех океанов, частично выходя на материк, протягивается зона землетрясений, связанная с рифтовыми поясами (рис. 8).

Наиболее сильные и наиболее глубокофокусные землетрясения характерны для островных дуг Тихого океана (рис. 9). При этом в поперечном к дугам разрезе очаги землетрясений располагаются по поверхности, падающей под материк в мантию Земли на глубину 700—800 км (рис. 10). Поверхность эта рассматривается некоторыми геологами как зона всасывания земной коры вглубь мантии.

В противоположность ей рифтовые области Земли рассматриваются как зоны растяжения. Сейсмическая активность этой подвижной зоны проявляется почти исключительно в поверхностных землетрясениях с магнитудой, редко превышающей 6.

По мнению ряда геологов и геофизиков, высокосейсмичные зоны и пояса являются границами крупных смещающихся блоков литосферы — литосферных плит (рис. 73).

В приводимых ниже примерах землетрясений мы помимо описания самого явления обращаем внимание на связь его с определенными сейсмоактивными зонами и на разнообразные явления, сопутствующие землетрясению (наземному или подводному).

В России первое научное описание землетрясения принадлежит участнику 2-й Камчатской экспедиции (1733—1743 гг.) С. П. Крашенинникову [50]. Он указывает, что землетрясение 1737 г. на Южной Камчатке и северных Курильских островах сопровождалось океаническими волнами, то набегавшими на берега, то отступавшими далеко в океан. Это явление, связанное с подводными землетрясениями, известно в Японии под названием «цунами».

Вдали от берегов волны цунами, как правило, очень пологи; у побережья высота волн быстро возрастает (до 5—10 и даже 25—30 м), и цунами обрушиваются на берега с огромной силой.

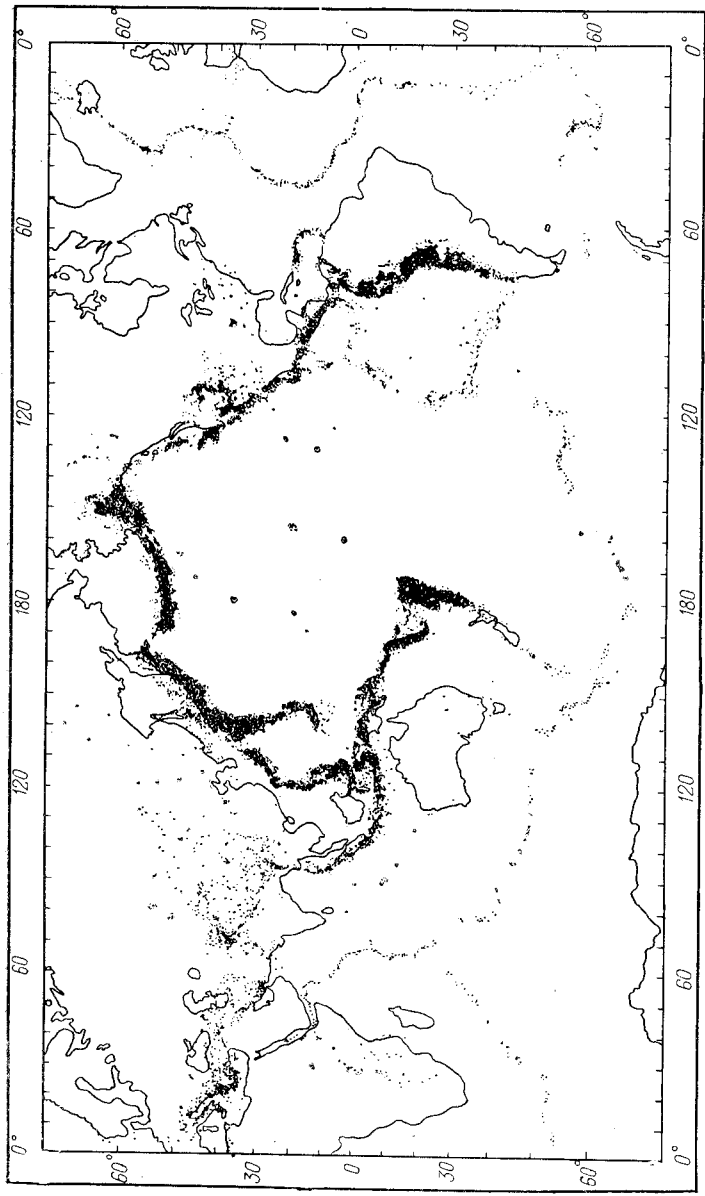


Рис. 8. Распространение эпицентров землетрясений с глубиной очагов 0—700 км за 1961—1967 гг. (по М. Базанги и Дж. Дорману).

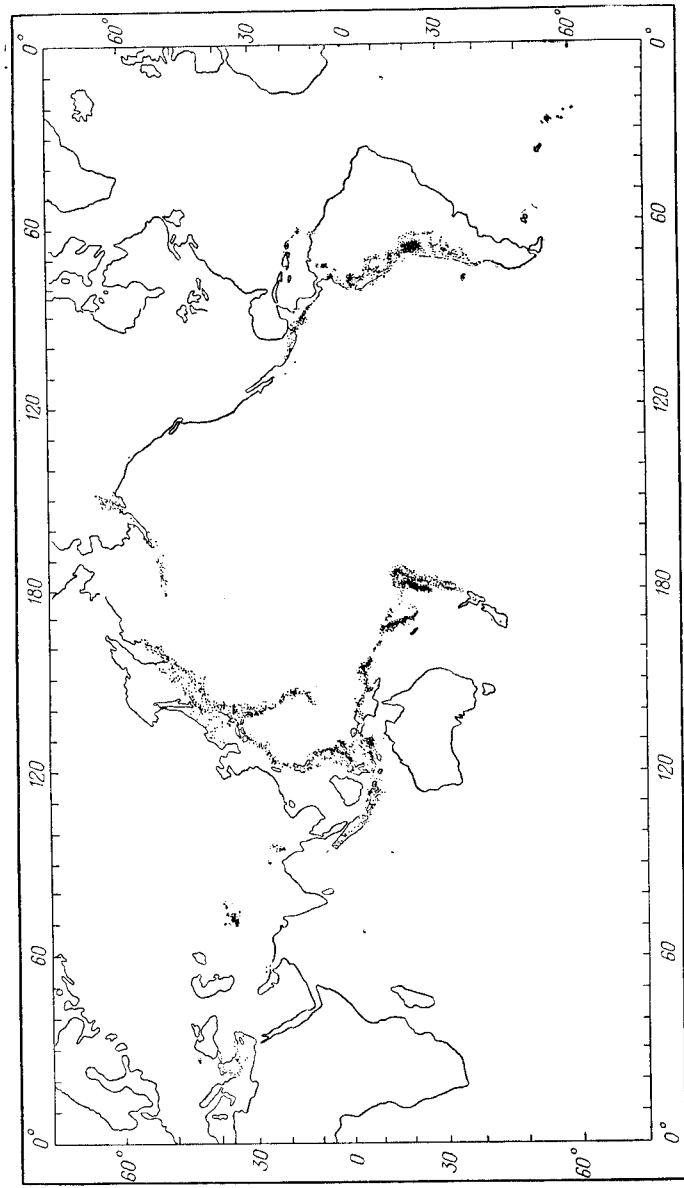


Рис. 9. Распространение эпицентров землетрясений с глубиной очагов 100—700 км за 1961—1967 гг.

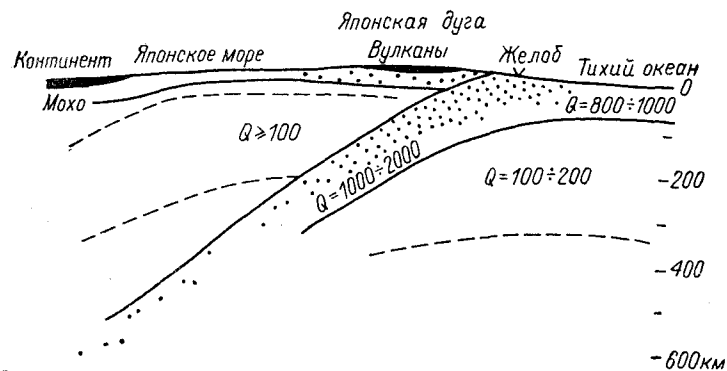


Рис. 10. Положение очагов землетрясения под Японской островной дугой и восточным краем азиатского континента (по Т. Утци).

В Тихом океане, где цунами имеют наиболее широкое распространение, эпицентры вызывающих их подводных землетрясений расположены на окраинах океана, главным образом в пределах глубоководных впадин. Сами же волны крупных цунами достигают иногда противоположных берегов океана. При этом скорость распространения цунами может превысить 800 км/ч.

В Курило-Камчатском поясе большая часть неоднократно повторяющихся здесь цунами наблюдалась вслед за толчками землетрясений, ощущавшихся на побережьях.

Так, например, 5.11.1952, как указывает А. Е. Святловский (1957), землетрясение, вызвавшее цунами, началось ночью. После землетрясения наблюдалось отступление океана от берегов на расстояние до 500 м. Затем послышался гул, подобный канонаде. Через несколько минут на побережье обрушилась высокая океаническая волна, несущая смерть и разрушение. Еще через несколько минут волна схлынула, унося обломки разрушения в океан. Наступило затишье, после которого через 15—20 мин пришла вторая волна высотой до 10 м, катившаяся еще быстрее. Она срывала крыши с деревянных домов, ломала стены и выкинутые на берег мелкие суда. Затем вода снова схлынула, но в течение дня к берегам подходили постепенно затухающие волны.

В Западной Европе сведения о цунами связаны со знаменитым Лиссабонским землетрясением 1755 г. Эпицентр его находился на дне Атлантического океана близ берегов Португалии. Удары землетрясения вызвали большие разрушения на побережье и, в частности, в столице страны. Люди выбегали из домов и толпились на набережной. В это время океан отступил от берега, а затем на побережье хлынула волна высотой до 26 м у Лиссабона и 20 м у Кадикса. В низменных местах побережья волна проникла на расстояние до 15 км в глубь суши. Отраженные волны ощущались на огромной площади — в Англии, в Норвегии, даже в Вест-Индии. В результате Лиссабонского землетрясения погибло около 60 000 чел.

В этой же густо населенной подвижной зоне альпийской складчатости издавна известно большое количество землетрясений. Сильные землетрясения происходили в горных областях — Альпах,

Апеннингах, Динаридах. Большая часть из них была связана с очагами, находившимися в земной коре [90].

В ряде случаев землетрясения неоднократно повторялись в одном и том же месте. Так, в южной части Италии, в районах Сицилии и Калабрии, сильные разрушительные землетрясения происходили в 1698, 1759, 1789, 1907 и 1908 гг.

Примером землетрясения, разразившегося вдали от побережья, может служить г. Скопле (Югославия). Гипоцентр этого хорошо изученного землетрясения находился на глубине всего лишь 2—3 км. Магнитуда отвечала энергии  $6 \cdot 10^{21}$  эрг. Сила землетрясения в эпицентре 9 баллов (по югославской шкале). Первому удару огромной силы не предшествовали форшотки (предварительные толчки). За 3 основными ударами следовали новые сотрясения (за 4 года с 1963 по 1967 г. их насчитывалось 632). Остаточные деформации и линейменты в рассматриваемом районе подчинены двум взаимно перпендикулярным направлениям.

Интенсивность современных дифференцированных тектонических движений Средиземноморского региона определяется принадлежностью его к современной подвижной зоне.

Еще более подвижная сейсмическая зона окружает Тихий океан. На Тихоокеанском побережье Южной Америки, и в частности в Чили, огромной силы землетрясения повторяются постоянно. В нашем веке здесь 5 раз произошли землетрясения с магнитудой свыше 8 (1906, 1922, 1928, 1950, 1960 гг.). Следует также упомянуть землетрясение 1932 г., в связи с которым на протяжении 800 км в Андах начались извержения 25 новых вулканов.

Огромную площадь, почти все побережье Чили, охватило землетрясение 1960 г. Землетрясение продолжалось, все усиливаясь, в течение нескольких дней. Сообщения и связь между отдельными районами были прерваны. К разрушениям от толчков землетрясений прибавились огромные волны цунами, обрушившиеся на Чилийское побережье. Они сметали на своем пути дома, селенья, города, унося в море сотни людей. Были полностью уничтожены города Пуэрто-Сааведра, Пуэрто-Монт и др.

В Пуэрто-Сааведра не только все дома, но и дорожные перекрытия — асфальт и цементные плиты были унесены морем. Отдельные здания были сорваны со своих фундаментов и отброшены волнами на расстояние более 3 км. Цунами Чилийского землетрясения отозвались на Гавайях и в Японии.

Из многочисленных публикаций, описывающих Чилийское землетрясение 1960 г., приведу сообщение о драме, постигшей г. Анкуд.

«Когда началось землетрясение, то многие жители города в это время были за городом на аэродроме, на празднике авиации. Большинство выехало в автобусах, на повозках, на велосипедах и мотоциклах в ночь перед катастрофой. Естественно, что при первых же толчках вся масса народа поспешила домой, беспокоясь о судьбе своих близких. Колонна около двух тысяч человек растянулась по дороге, что шла вблизи моря. В это время кто-то обратил внимание на то, что воды океана отступают, обнажив на километры дно. Это было верным признаком приближающихся цунами — гигантских волн. Поднялась паника. Некоторые пытались повернуть обратно, чтобы уйти подальше от берега и

спасти на возвышенных местах, другие стремились во что бы то ни стало пробраться в город. Создалась пробка из машин, велосипедов и пешеходов. В это время колоссальные волны стремительно налетели на берег и смыли все, находившееся на нем».

Помимо обрушившихся на берега Чили волн цунами, по свидетельству Г. Тазиева [108], полоса побережья шириной 20—30 км и протяженностью около 500 км опустилась здесь на 2 м.

На Тихоокеанском побережье Северной Америки в 1906 г. произошло катастрофическое землетрясение в Калифорнии. Магнитуда этого землетрясения 8,2 (что отвечает энергии  $2 \cdot 10^{24}$  эрг). Материальный ущерб исчислялся 400 млн. долларов, но человеческих жертв было сравнительно немного (450 чел.). В результате Калифорнийского землетрясения произошли дислокации вдоль известного разлома Сан-Андреас.

Геодезические данные показывают, что на протяжении многих лет до землетрясения напряжение в зоне разлома накапливалось. Прибрежная часть Калифорнии медленно смещалась к северу, а материковая — к югу. Было установлено, что современные движения по разломам системы Сан-Андреас происходят не только в виде мгновенных импульсов во время землетрясений, но и путем медленного скольжения без связи с землетрясениями. Такие скольжения по поверхностям разломов или вблизи них, с разрывами и изгибами трубопроводов, асфальтовых покрытий дорог, с разрушением зданий, получили название крип (среер). Как показали детальные количественные измерения крипа на одном из изучаемых участков разлома Сан-Андреас, средняя скорость сдвига оказалась равной 1,2 см/год. Было выяснено, что крип происходит либо равномерно, либо не равномерно, а периодически, проявляясь импульсами в течение дней или недель, разделенных месяцами покоя. Оказалось, что крип неравномерен не только во времени, но и вдоль протяжения разломов. Существует точка зрения, что на отдельных участках Сан-Андреаса происходит так называемое «заклинивание» разломов. Энергия упругой деформации в этих участках накапливается, и когда напряжение достигнет предела прочности пород, мгновенно освобожденная энергия разразится сейсмическим толчком и разрывом.

С другой точки зрения, длительное отсутствие землетрясений и крипа на участках, подвергавшихся сильным землетрясениям, свидетельствует о том, что эти землетрясения сняли напряжения, которые с тех пор еще не накопились до уровня, достаточного даже для начала крипа или слабой сейсмичности.

Так или иначе, Калифорнийское землетрясение 1906 г. явилось внезапной разрядкой длительно накапливавшихся напряжений (по мнению американского геофизика Г. Беньюффа, упругая деформация для подобного землетрясения должна была накапливаться 126 лет). В результате землетрясения 1906 г. по разлому Сан-Андреас произошли разрывные смещения в виде правого сдвига с амплитудой до 7 м и со смещениями по сбросу на 1—2 м.

Длина активного в 1906 г. разрыва определяется в 350 км, а общая протяженность разрыва вдоль Калифорнии — 900 км. Судя по геоморфологическим и геологическим данным, по разлому Сан-Андреас неоднократно происходили сдвиги, суммарное смещение по которым за четвертичный период равнялось 14—16, а за мезокайнозой около 480 км.

Чили, Калифорния — это части восточной половины наиболее активного Тихоокеанского сейсмического пояса. На другой стороне океана землетрясения столь же часты и катастрофичны. Примером может служить Япония. В среднем в Японии каждый день происходит 4 землетрясения. Разрушительные землетрясения повторяются через каждые 8—10 лет. В японской литературе за 15 столетий описано 223 разрушительных землетрясения. Одно из катастрофических японских землетрясений произошло в 1923 г.

Во время этого землетрясения была разрушена столица Японии Токио; при этом две трети всех домов было разрушено полностью, а остальные значительно повреждены. Землетрясение началось с сильного толчка в 11 ч 58 мин, который вызвал частичное разрушение, а также пожары, вспыхнувшие в 76 местах. Второй толчок, еще более сильный, произошел через 20 мин после первого, довершив разрушение города. Водопровод был разрушен, а улицы настолько загромождены обломками домов, что нечего было и думать о борьбе с пожаром. Город горел почти 3 суток. Многие жители сгорели или погибли в водоемах, температура воды которых поднялась до точки кипения.

Одновременно с Токио был разрушен и порт Иокогама. Кроме разрушений, вызванных самим землетрясением, бедствие увеличилось здесь тем, что вылившаяся из разрушенных баков нефть загорелась в порту, вызвав пожары на судах. А волны цунами вынесли в море сорванные с якорей корабли, разрушенные дома и людей.

Землетрясение 1923 г. вызвало гибель 142 000 чел., а материальный ущерб выразился в сумме 10 млрд. иен. (Русско-Японская война 1904—1905 гг. обошлась Японии в 2 млрд. иен).

В результате предпринятых после землетрясения исследований были обнаружены большие смещения поверхности морского дна. В бухте Согами некоторые участки дна опустились более чем на 200 м. Японские ученые объясняют такое необыкновенное смещение следующим образом. Рыхлые осадки, выполняющие зал. Согами, были покрыты слоем базальта. Последний растрескался и сместился в результате землетрясения. Проникающая в трещины вода с помощью продолжающихся толчков землетрясения и волн цунами вынесла значительную часть толщи рыхлых осадков в прилегающий с востока глубоководный желоб Тускарора, а плиты базальта обрушились местами на глубину свыше 200 м.

Описанное явление имеет некоторые черты, сходные со следствием Ньюфаундлендского землетрясения 1929 г. Здесь в районе о. Ньюфаундленд и прилегающих акваторий произошло несильное землетрясение. Но оно всколыхнуло накопившуюся под водой у побережья толщу взвешенных осадков и вызвало огромный мутьевой поток, сплывший по дну в Атлантический океан. Ширина потока достигала 350, длина 800 км. Встречая на своем пути многочисленные подводные телеграфные и телефонные кабели, соеди-



няющие Америку с Европой, мутьевой поток разрывал их в точно фиксируемые на станциях моменты. Это позволило определить параметры потока, а также быстроту его движения, достигавшую 80 км/ч.

Переходя к рассмотрению примеров землетрясений, происходивших на территории нашей страны, мы остановимся на тех из них, которые не лежат в зонах Тихоокеанского кольца или альпийской складчатости. На побережье оз. Байкала (которое в настоящее время рассматривается как часть Байкальского рифта) в 1862 г. образовался так называемый «провал». Это участок площадью около 200 км<sup>2</sup>, представлявший собой раньше часть наземной дельты р. Селенги. Участок этот стал относительно медленно, толчками прогибаться и через 2 дня находился уже под уровнем Байкала на глубине 2,9 м. (Местная администрация успела вывезти все население, кроме одного шамана, бившего в бубен для спасения своего края от злых духов). Оседание продолжалось и позже и в 1954 г. глубина Байкала на месте провала достигала 7 м. На дне озера здесь видны местные провалы и бугры (кукуи, ярки и т. п.).

Весьма сейсмичной областью является Средняя Азия. В 1887 г. здесь произошло Верненское землетрясение, прекрасно описанное И. В. Мушкетовым (1890).

Эпицентральная область лежала к югу от г. Верного (ныне Алма-Ата), у северного подножия Заилийского Алатау. Здесь образовались трещины и сбросы, прослеживающиеся в длину на 40 км, грандиозные обвалы (до 300 м), оползни и оплывины, грязевые потоки.

В 1911 г. в этой же области произошло Семиреченское (Кебинское) землетрясение, вновь разрушившее г. Верный. Эпицентр его лежал не у подножия Заилийского Алатау, а несколько южнее, в горной долине р. Кебина, между Заилийским и Кунгей-Алатау.

На огромной территории, занимаемой этими хребтами, произошли колоссальные разрушения и остаточные деформации. Вызванные землетрясением камнепады на склонах Боамского ущелья сбили вдоль дороги, пролегающей по дну ущелья, все телеграфные столбы.

Следы землетрясения в виде прямолинейных трещин и уступов описаны К. И. Богдановичем (1914), который впервые в русской литературе применил к ним термин линеамент.

В долине Кебина речные террасы оказались разорванными и смещенными по уступам в несколько метров высотой. Есть указания, что некоторые трещины широко открывались и затем закрывались. Так, в дер. Сазоновке на северном побережье оз. Иссык-Куля во время землетрясения один из жителей, выскочив из дома, попал в трещину, которую моментально закрыло.

В 1939 г. еще можно было видеть на побережье Иссык-Куля ряд отлично сохранившихся остаточных деформаций описываемого землетрясения. Так, например, дорогу в Пржевальск пересекал

уступ — сброс высотой 5—6 м. В опущенном крыле у подножия уступа были нагромождены глыбы и видны вспучивания грунта в виде складок (надвиги по К. И. Богдановичу). На Иссык-Куле отдельные провалы достигали глубины 8,5 м. В горах Кунгей-Алатау видны колоссальные обвалы высотой до 500—600 м.

Такой же обвал в том же 1911 г., но еще более грандиозного масштаба, произошел на Памире. Это Усойский обвал, в результате которого 2,2 млрд. м<sup>3</sup> породы (Преображенский, 1920) обрушились со склонов гор в долину р. Бартанга, образовав подпруды и Сарезское озеро выше по течению. Этот огромный обвал иногда рассматривают как причину землетрясения. Но надо думать, что и сам обвал был следствием тех толчков землетрясения, которые в 1911 г. наблюдались в ряде мест Средней Азии.

Ашхабадское землетрясение 1948 г. [23] началось ночью без всяких предварительных толчков. Достигнув силы 9 баллов, оно вызвало большие разрушения. Эпицентр землетрясения находился в 25—30 км к юго-востоку от столицы Туркмении. Здесь образовались наиболее сильные остаточные деформации. Наблюдались трещины, протягивающиеся на многие сотни метров со смещением до 1,5 м. В некоторых случаях вдоль трещин видны были небольшие конусы миниатюрных грязевых вулканов. На склонах появились обвалы и оползни. Наконец, в неогеновых отложениях в предгорьях Копетдага горизонтально залегающие пласты оказались смятыми в складки.

Глубина очага Ашхабадского землетрясения определяется в 15—20 км. Таким образом, это землетрясение, как и большинство землетрясений Средней Азии, возникло внутри земной коры. По свидетельству местных жителей, а также по данным сейсмических станций в течение первых нескольких секунд в зоне эпицентра наблюдались сильные отрывистые толчки снизу вверх. Затем они сменились также сильными, но более плавными колебаниями земли, в результате которых здания, расшатанные и разбитые первоначальными толчками, разваливались (Г. П. Горшков, 1955). Повторные толчки Ашхабадского землетрясения ощущались в течение нескольких лет.

Частые землетрясения наблюдаются в Таджикской впадине. Большею частью это неглубокие землетрясения, гипоцентры которых лежат в покрове дислоцированных мезо-кайнозойских отложений, выполняющих впадину. Примером может служить землетрясение 1939 г. на северном склоне хр. Петра I. Глубина очага его определялась в 2—3 км. Геологические исследования, произведенные в этом районе И. Е. Губиным, позволили ему объяснить формирование очага сдвигом верхних свит по поверхности древнего складчатого основания, как это показано на рис. 11.

Другим примером землетрясения на окраине Таджикской впадины является Хаитское землетрясение 1949 г., интересное своими поверхностными явлениями. Районный центр г. Хаит стоял в долине р. Ярхыча (приток р. Сурхоба), у выхода в эту долину большого разветвляющегося лога. В одном из разви-

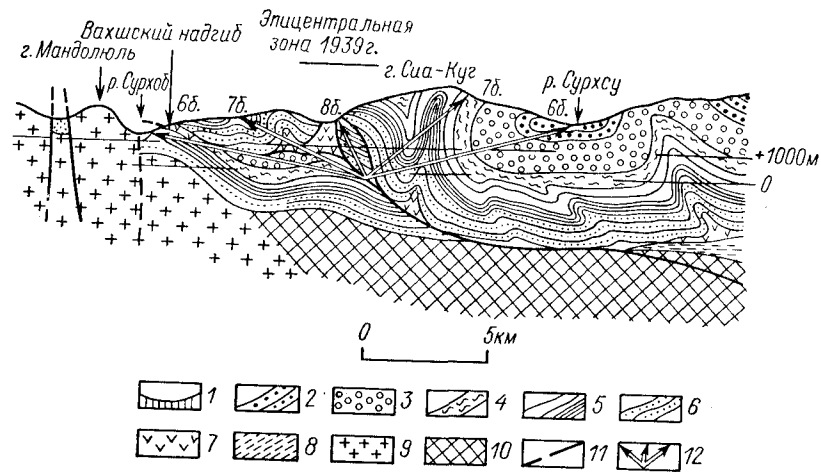


Рис. 11. Геологический профиль северного склона хр. Петра I. Землетрясение 1939 г. (составил И. Е. Губин в 1946 г.).  
 1—8 — поверхностные свиты; 9 — граниты; 10 — древние отложения и изверженные породы; 11 — линии разрывов и надвигов; 12 — схема землетрясения; двойные линии — направления сейсмических лучей.

ков этого лога находилось подпрудное озеро, в другом — большие старые оползни. В течение 2 дней лили дожди. Старые оползни в логу набухли. Когда произошло землетрясение, на город обрушился селевый поток. В формировании его сочетались гравитационные движения разных форм. Древние оползни получили движение. Пропитанные влагой покровы суглинков на склонах в виде оплывин скатились в лога. Наконец, озеро в верховьях лога прорвалось. В результате и получился грандиозный грязевой поток, который покрыл уже разрушенный землетрясением город. Поток этот перекрестил через долину р. Ярхыча и на другой стороне ее «взлетел» на 60 м высоты. В настоящее время мощность высохшей «грязи», которая скрыла Хаит, достигает 60 м.

Хаит лежал в эпицентре 9-балльного землетрясения, глубина очага которого определена в 15—30 км. Магнитуда (7,5) соответствовала энергии  $1,4 \cdot 10^{22}$  эрг.

По словам очевидцев, в некоторых местах поверхностные слои рыхлых отложений, а иногда и коренные породы, в том числе граниты, отрывались кусками и глыбами, которые подсакивали прямо вверх и затем падали обратно или скатывались по склонам на дно лога, где подхватывались селевым потоком.

Огромной силы землетрясение (12 баллов) произошло в 1957 г. на Гобийском Алтае. Магнитуда его определяется в 8,6. Так как землетрясение произошло в пустынных областях Монголии, оно не вызвало человеческих жертв и разрушений. Но остаточные деформации Гоби-Алтайского землетрясения характеризовались всеми типами тектонических дислокаций. Здесь наблюдались и сбросы, и сдвиги, и надвиги, и изгибы поверхности в виде валов и куполов. В горах образовался грабен протяженностью в 27 км и шириной в 800 м со смещениями по ограничивающим его сбросам 3—4 м. Отдельные разрывы достигали амплитуды до 8—10 м. А по подножию гор Богдо протянулся широтный разлом длиной

250 км. Землетрясение вызвало образование огромных обвалов со смещениями на величину до 350—400 м, сопровождаемых облаками пыли (Н. А. Флоренсов, 1958, 1963; В. П. Солоненко, 1963).

В заключение остановимся на незначительном землетрясении, вызвавшем в 1964 г. Зеравшанский оползень. На пересекающем ряд горных хребтов тракте Ташкент — Душанбе в долине Зеравшана, близ кишлака Айни, крутой склон долины, сложенный четвертичными отложениями, давно казался опасным в оползневом отношении. По предложению геологов в 1961 г. дорога была перенесена. В 1964 г. после продолжительных дождей здесь действительно произошел катастрофический оползень, сместивший массу 20 000 000 т шириной 1100 и длиной 750 м. Оползень перегородил долину Зеравшана плотинкой высотой 150 м. Выше оползня в долине образовалось озеро длиной 10—12 км и глубиной до 66 м, продолжавшее расти. Появилась опасность прорыва запруды, что вызвало бы гибель ряда поселков и городов ниже по Зеравшану. Но катастрофа была предотвращена и озеро постепенно слущено.

Зеравшанский оползень рано или поздно должен был произойти и без землетрясения, но в данном случае можно допустить, что накопившиеся гравитационные напряжения, усиленные предшествующими дождями, получили разрядку благодаря толчку 4-балльного землетрясения, отмеченного в районе кишлака Айни Ташкентской сейсмической станцией.

Однако может быть и другая трактовка фактов. Можно допустить, что причиной землетрясения явился катастрофически обрушившийся оползень.

Действительно, «обвальные» землетрясения также являются результатом разрядки длительно накапливающихся напряжений, только не в недрах, а на земной поверхности.

Мы рассмотрели ряд примеров землетрясений и сопутствующих им явлений. Все они находятся в пределах современных тектонически активных областей и выделяются как землетрясения тектонические.

Тектонические землетрясения охватывают большие и очень большие области.\* Изосейсты их и остаточные деформации вытянуты обычно согласно простиранию тектонических структур и основных орографических элементов, а очаги многих из них часто связывают с тектоническими разрывами.

Помимо тектонических выделяются землетрясения вулканические. Они часто предшествуют, а иногда и сопутствуют извержениям вулканов. Вулканические землетрясения иногда бывают весьма разрушительными, но области их распространения невелики. Изосейсты описывают окружности вокруг неглубокого очага.

Мы вернемся еще к вулканическим землетрясениям.

Наиболее сильные обвальные землетрясения большей частью также расположены в подвижных областях и часто можно утверждать, что они связаны с тектоническими толчками. Но известны обвальные землетрясения и в стабильных областях. Они связаны с провалами, вызванными подземным растворением известняков, гипсов, соли и т. д. Примером таких землетрясений, вызывающих разрушения на очень небольшой площади, могут служить земле

\* При Семиреченском землетрясении 1911 г. колебания ощущались на площади до 3—4 млн. км<sup>2</sup>, при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. — на площади 5 млн. км<sup>2</sup>.

трясения в Ревеле (ныне Таллин) в 1868 г., в Риге в 1907, 1908, 1909 гг. и др. К ним относятся и карстовые обрушения в Далмации, в Крыму и т. д.

Наконец, известны землетрясения, вызванные хозяйственной деятельностью человека.

Так, причиной неоднократных мощных подземных толчков в области Эвритании (Греция), которые в январе 1966 г. разрушили до основания 41 населенный пункт и оставили без крова 12 000 жителей, является искусственное море, созданное плотиной на р. Ахиллосе в местечке Кремасте. Такой вывод сделали греческие ученые из Афинского сейсмологического института. Они установили, что после заполнения водохранилища водой ее давление на 1 м<sup>2</sup> нижележащих пород достигало 150 т. Эта нагрузка вызвала перемещение огромных масс пород в недрах Земли и резко усилила сейсмическую активность в рассматриваемом районе. Следует отметить, что район этот находится в зоне активной сейсмичности, что глубина искусственного моря в Кремасте — одного из крупнейших в Европе — достигает 150 м.

Греческие ученые исключают опасность повторения в будущем сильных землетрясений в области Эвритании. Они полагают, что землетрясение привело к созданию новой структуры в толщах пород, лежащих под искусственным морем, которая надежно выдерживает давление огромной массы воды в водохранилище.

Аналогичное явление имело место в 1941 г. при сооружении плотины на р. Колорадо в США. Возможности подобных явлений необходимо учитывать и у нас.

Однако подавляющее большинство землетрясений имеет несомненно тектоническое происхождение. Как показывают их географическое распространение, они приурочены к мобильным областям, к тем областям, где тектонические движения происходят особенно интенсивно и дифференцированно, отражаясь в контрастности рельефа этих областей, в формировании в них гор и впадин.

В зависимости от общей интенсивности современных тектонических движений того или иного района, в зависимости от амплитуд и градиентов создаваемых в нем структурных форм и форм рельефа можно ожидать в данном районе землетрясений той или иной силы. Речь идет не об отдельных структурных формах, а о районах, соответствующих крупным частям современных геоструктурных областей, подобных районам той или иной максимальной подвижности, выделяемым на карте сейсмического районирования СССР (рис. 5).

По мнению Г. П. Горшкова (1960), тонус сейсмической активности для района той или иной сейсмичности должен быть постоянным. Поэтому число толчков землетрясений в каждом данном районе обратно пропорционально их силе. Действительно, рассматривая землетрясения как разрядку накапливающихся тектонических напряжений, можно думать, что чем дольше будет накопление, тем катастрофичнее разрядка.

Что касается связей землетрясений с отдельными структурными формами, то установление их возможно лишь в том случае, если тектоника района, особенно новейшая и современная, а также сейсмичность его хорошо изучены. Примером таких районов могут

служить описанные выше области Калифорнии, Японии, Средней Азии и др.

Е. Е. Милановский [61], проанализировав карты распределения плотностей множества мелкофокусных землетрясений, составил схему расположения сейсмических поясов и районов Кавказа. Почти широко вытянутые на запад сейсмические зоны и таким же образом вытянутые изосейсты и остаточные деформации большинства землетрясений соответствуют общекавказским простираниям новейших структурных и орографических элементов. Кроме того, выделяются поперечные зоны распределения землетрясений антикавказского северо-северо-восточного простирания.

Такие взаимно перекрещивающиеся направления свойственны многим хорошо сейсмически изученным областям Земли. Мы указывали их выше для землетрясения в Скопле. Они известны в Калифорнии, в Средней Азии и др.

Выделяются продольные и поперечные линии как по отношению к структурным формам, так и по отношению к рельефу.

Не останавливаясь здесь на закономерности пространственного положения и простирания сейсмических областей, отдельных разломов и отвечающих им остаточных деформаций и линеаментов, укажем, что эти направления свойственны планетарной трещиноватости и обычно не создаются, а лишь используются землетрясениями.

При этом необходимо учитывать, что накопление напряжений в земной коре, создаваемое длительным воздействием на нее «вековых» тектонических процессов, и сейсмическая разрядка этих напряжений обладают своими особенностями и должны анализироваться раздельно.

Накопление напряжений, предшествующих сильным землетрясениям, происходит в течение 100—150 лет (Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, 1969). Время разрядки — движения при землетрясении — измеряется секундами и минутами (В. А. Магницкий, 1965).

Таким образом, период тектонической подготовки от периода сейсмической разрядки по своей продолжительности отличается на 7—8 порядков. Опираясь на эти данные, Д. А. Казимиров, говоря о сейсмических явлениях, выделяет их как „«импульсные» тектонические движения, основными чертами которых являются дискретность и контрастность, чередование периодов относительного покоя — периодов накопления напряжений с импульсами быстрого движения и сбрасывания напряжений“ [37, с. 21].

По-видимому, в таком понимании «импульсные тектонические движения» не могут выделяться как особый тип движения. Ведь здесь мы имеем дело не с одним, а с двумя типами движений, качественно отличающимися друг от друга. «Медленные» вековые движения, длительно создавая структурные формы самых разных порядков, нарушают равновесие в земной коре и на ее поверхности. В зависимости от интенсивности, направленности и контраст-

ности этих первичных тектонических движений напряжения в горных породах будут либо рассасываться путем пластических перемещений, либо накапливаться и искать разрядки.

Второй путь свойствен, по-видимому, только мобильным областям. Вот здесь и появляется тип движений, который не состоит из чередования периодов покоя и движения, а является самостоятельным особым типом движения — землетрясением со всеми сопутствующими явлениями.

Как было установлено американскими геологами при изучении землетрясений в Калифорнии (см. выше), разрядка непрерывно накапливающихся напряжений может происходить здесь двумя путями: или путем внезапных резких смещений по разломам, т. е. путем землетрясений, или путем медленных движений по разломам или вне их. Это так называемый крип, описание которого было дано выше.

Можно высказать предположение, что подобного характера движения происходят не только в таких высокосейсмичных областях, как Калифорния, но и в областях стабильных. Чем менее подвижна область, тем более вероятно, что движения типа крипа будут полностью снимать накапливающиеся тектонические напряжения. Можно даже такой «крип» считать не разрядкой, а непосредственным проявлением здесь вековых тектонических процессов. Так они, по-видимому, и проявляются в платформенных областях Земли. В результате здесь формируются пологие волны платформенных структур, баланс которых в земной коре и на ее поверхности уравнивается. Напряжения в земной коре здесь будут «рассасываться» одновременно с их проявлениями. Ощутимые землетрясения в таких стабильных областях происходить не должны. Медленно растущие поднятия и прогибы земной поверхности выравниваются размывом или седиментацией, и равнинный рельеф здесь сохраняется.

Иначе будут происходить тектонические процессы в мобильных областях — в областях, где «вековые движения» проявляются более интенсивно и дифференцированно, чем в областях стабильных. Нарушая гравитационное равновесие в земной коре и на ее поверхности и создавая более крутые и контрастные формы структуры и рельефа, тектонические процессы будут вызывать напряжения в горных породах, требующие быстрой разрядки. Такой разрядкой и являются землетрясения. Они ведут к восстановлению гравитационного равновесия.

Таким образом, будучи тесно связанными с основными «вековыми» тектоническими процессами, землетрясения не являются ими, а противопоставляются им.

Землетрясения мы рассматриваем как процесс вторичный относительно первичного процесса вековых тектонических движений. Только там, где первичные вековые тектонические движения достаточно интенсивны и дифференцированы, где они создают резкие формы структуры и контрастные формы рельефа, только там по-

является рассматриваемый особый тип движения — вторичный тектогенез, одним из проявлений которого служат землетрясения. Этот тип движения не всегда и не всюду наблюдается. В то время как вековые движения охватывают весь земной шар, землетрясения свойственны только мобильным областям, областям сейсмически активным.

Характерная особенность землетрясений и всех сопутствующих им явлений — быстрого, катастрофичность процесса. Движения в очаге, создающем здесь новые формы структуры, вспарывание старых швов, упругие волны, вызывающие на поверхности остаточные деформации в виде разрывов и складок, явления обвалов, оползней, селевых и мутьевых потоков, волн цунами и пр. — все это происходит катастрофически быстро. Все это ведет к неисчислимым бедствиям и человеческим жертвам.

Естественно, что человечество ищет возможности прогноза землетрясений. Сейчас мы можем сказать, где вообще можно ожидать землетрясения и какой максимально силы. Составлены карты сейсмического районирования. В пределах сейсмических областей можно выделить сейсмические пояса и районы (см. выше), но точно указать, где, а тем более когда и какой силы может произойти землетрясение, мы еще не можем.

Давно замечена повышенная чувствительность некоторых животных к землетрясениям. Так, за день до Верненского землетрясения 1887 г. домашние животные начали проявлять заметное беспокойство [66]. Добавим, что Ашхабадское землетрясение 1948 г. предсказывалось старыми туркменами, указывавшими на то, что ящерицы и змеи вылезали из своих нор.

Намечаются изменения некоторых физических свойств Земли, как будто предвещающих землетрясение. Так, изучаются изменение скоростей упругих колебаний (Г. А. Гамбургев), акустические явления (М. С. Анциферов), изменения магнитного поля (А. Г. Калашников), ведутся наблюдения над земными электрическими токами (А. П. Орлов, А. Н. Тихонов) и изменениями электрического состояния воздуха (В. Ф. Бончковский), указывается на изменение гидрогеологических и газовых выделений (Б. А. Петрушевский), определяется скорость глубинных потоков гелия и аргона (С. С. Сардаров) и т. д. Советскими сейсмологами на Гармском полигоне в Таджикистане было установлено, что за 2—4 недели до землетрясения соотношение скоростей распространения продольных ( $v_p$ ) и поперечных ( $v_s$ ) упругих волн поднималось до 15% относительно нормальной величины (около 1,7). Аналогичные результаты были получены и американскими исследователями в районе Адирондака (штат Нью-Йорк) и в Калифорнии (землетрясение Сан-Фернандо, февраль 1971 г.). Предполагается, что изменение соотношения  $v_p/v_s$  контролируется содержанием воды в горных породах, которая при увеличении давления понижает значение  $v_p$ , а величина  $v_s$  остается постоянной. Это предположение подтверждается экспериментальными исследованиями.

Другими предвестниками землетрясений могут являться такие процессы, как уменьшение электросопротивления пород и увеличение эманации радона.

Большой интерес представляют наклономерные методы. Первоначально они применялись для изучения медленных (вековых) движений земной поверхности. Указывались вековые наклоны Балтийского и Канадского щитов. Франция, по данным М. Шмидта 1857—1884 гг., наклонялась со скоростью 40 см на 100 км в течение 100 лет.

Затем наклоны стали рассматриваться как предвестники землетрясения. В Японии применялись водяные уровни длиной 25 м, кварцевые деформографы, а затем и водотрубные наклонометры. В настоящее время в Калифорнии установлен 800-метровый лазерный деформометр, дающий точность измерений  $10^{-10}$ .

Применение новейших геодезических, геофизических и астрономических методов позволило установить систематическое правостороннее горизонтальное смещение по отдельным разрывам со скоростью 1—3 см/год и до 3—6 см/год по всей системе Сан-Андреаса.

Большой точности достигает современный уровенный вариометр (УВ) В. Ф. Бончковского и А. Н. Скурят. Он дает возможность измерять углы наклонов в тысячные доли секунды дуги.\* Им улавливаются упругие наклоны, вызванные изменениями давления воздуха, дождями, снегопадами и пр. Были установлены некоторые особенности периодических изменений наклонов земной поверхности.

Суточный ход наклонов изображен в виде векторных диаграмм на рис. 12. Годовой ход наклонов можно иллюстрировать рис. 13. Имеются данные о вековых ходах наклонов. Так, в Душанбе за 9 лет вековой ход наклонов достиг  $75''$  на юг и  $75''$  на запад.

Наклоны, зарегистрированные перед 1949 г. в Душанбе, подверглись наибольшему изменению в своем ходе. Возможно, что это было связано с возрастанием напряжений в земной коре перед описанным выше катастрофическим Хаитским землетрясением 1949 г. До сих пор причины вековых наклонов земной поверхности еще недостаточно изучены.

Весьма интересны данные о бурях наклонов — резких поворотах и петлях наклонов, предшествующих и сопровождающих некоторые землетрясения. Они улавливаются на сейсмических станциях, расположенных на разных расстояниях от места рассматриваемого землетрясения, одновременно. Остаточные наклоны земной поверхности, соответствующие далекому катастрофическому землетрясению, отмечались в ряде случаев. Так, например, Тайваньское землетрясение 1951 г. было записано одновременно наклономерами в Англии и в Японии. В. Ф. Бончковский приводит векторные диа-

\* Одна секунда соответствует углу, под которым можно было бы видеть 1 м длины с расстояния 206 км.

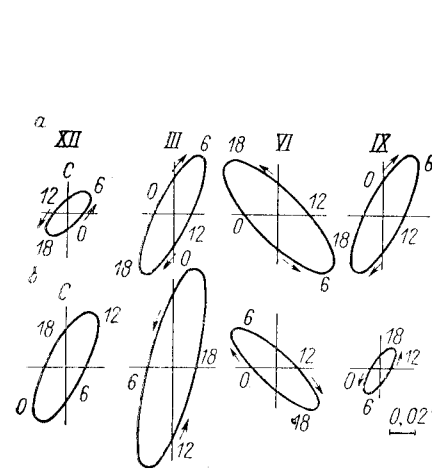


Рис. 12. Векторные диаграммы суточных ходов наклонов в разные месяцы на станциях Ялта (а) и Пулково (б). Амплитуды суточных наклонов находятся в пределах  $0,1''$ . Длинные оси эллипсов от месяца к месяцу изменяют свое положение. Это свидетельствует о зависимости характера суточного хода наклонов от распределения температур на земной поверхности по сезонам года. Месяцы обозначены римскими цифрами.

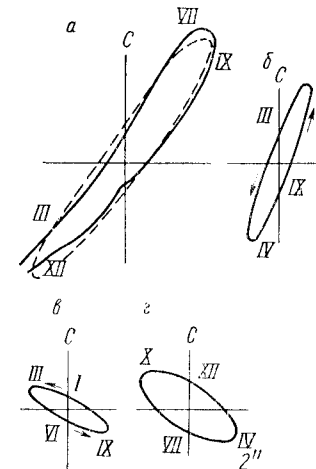


Рис. 13. Векторные диаграммы годового хода наклонов на станциях Гарм-шольная, 1952 г. (а); Алма-Ата, 1940 г. (б), Полтава, ср. 1934—1940 гг. (в), Подмосковная, 1960 г. (г).

Эллипсы векторных диаграмм годовых ходов вытянуты в направлениях, близких к меридиональному, а точки поворота приурочены к осенним и весенним месяцам в Европейской части СССР и к зимним и летним месяцам в Средней Азии.

граммы и график изменения суточной скорости наклонов для станций Гарм и Симферополь во время Монгольского землетрясения 4.12.1957 (рис. 14). Следует отметить, что станция Гарм Таджикской ССР находится на расстоянии 2430 км от эпицентра Монгольского землетрясения, а Симферополь — на 4950 км.

Рассмотрение рис. 14 позволяет нам присоединиться к предложенному В. Ф. Бончковским варианту, согласно которому и буря наклонов, и само землетрясение вызвано не местной, а общей причиной деформации всего земного шара. Разрядка подобной планетарной деформации происходит в наиболее ослабленных и подготовленных к разрыву местах земной коры. Такое заключение делает понятными эмпирически намечающиеся периодичности сейсмической активности.

Начиная с конца прошлого века некоторыми учеными отмечалось, что количество и сила землетрясений испытывают 11-летнюю периодичность, совпадающую с периодичностью солнечной активности. В настоящее время А. Д. Сытинский указывает, что большинство катастрофических землетрясений приходится на эпоху максимума и эпоху минимума корпускулярного излучения Солнца, тесно связанного с вспышками солнечных пятен. Корпускулярные солнечные потоки, воздействуя на атмосферу, приводят к измене-

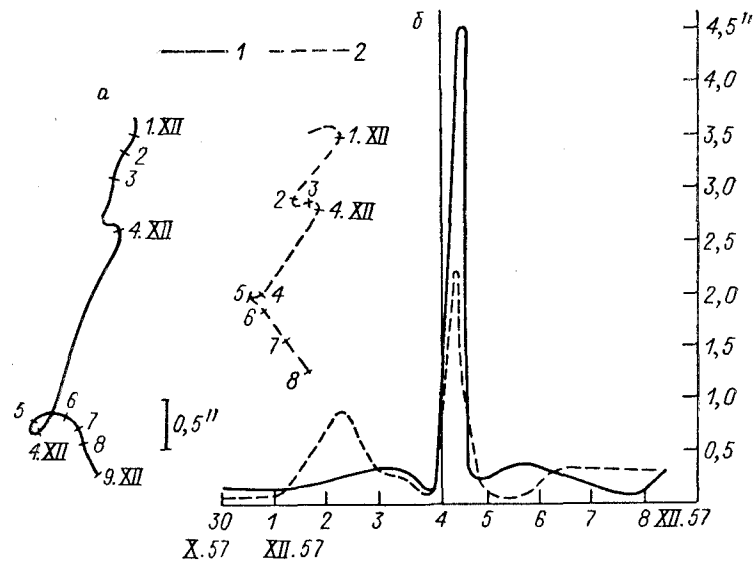


Рис. 14. Векторные диаграммы (а) и изменение суточной скорости хода наклонов (б) во время Монгольского землетрясения 4.12.1957. 1 — станция Гарм; 2 — Симферополь.

нию угловой скорости вращения Земли, подчиняющейся 11-летней и вековой (80—90-летней) цикличности.

Это не значит, конечно, что солнечные пятна вызывают землетрясения. Землетрясения являются лишь разрядкой накапливающихся тектонических напряжений. В тектонически подвижных областях эти напряжения рано или поздно должны получить разрядку. При этом малейший толчок может определить момент землетрясения и всех сопутствующих ему грандиозных подземных и поверхностных смещений.

Такое явление, когда какой-либо незначительный повод вызывает процесс совсем другого масштаба, называют явлением спускового крючка, или спускового механизма. Мы еще неоднократно встретимся с ним.

Землетрясения изучаются как одно из проявлений современной тектоники, происходящее на наших глазах. О древних землетрясениях сведения наши весьма скудны. В этом отношении нельзя не упомянуть палеосейсмические исследования (Н. А. Флоренсов, 1960; В. П. Солоненко, 1962; и др.). Они заключаются в выявлении былых землетрясений по сохранившимся в рельефе или в разрезах следам их.

Широко понимая такие исследования, можно отнести к ним и сопоставления с сопутствующими современным землетрясениям географическими и геологическими явлениями. Мы приводили выше

пример Усойского обвала, перегородившего долину р. Бартауга и образовавшего в 1911 г. Сарезское озеро на Памире.

Такое же явление, несомненно, произошло южнее, в долине рек Гунта — Аличура. Здесь также имеется огромный обвал, перегородивший долину реки и образовавший оз. Яшиль-Куль. Но он произошел достаточно давно. Благодаря созданной обвалом подпруде в долине р. Аличура выше озера образовалась терраса, прослеживающаяся на протяжении около 100 км.

Другим примером может служить разлом Сан-Андреас. Смещения пересекающих его речных долин, разорванных свит горных пород и структурных форм позволяют американским геологам рассматривать сброс Сан-Андреас как сейсмоактивный разлом, существующий с начала миоцена или даже с мезозоя.

## Вулканизм

«Под вулканизмом, в широком значении этого термина, мы понимаем совокупность всех весьма разнообразных явлений, связанных с основным процессом образования и поднятия огненно-жидких масс (магмы) из внутренних частей нашей планеты к ее поверхности...» [66, с. 325].

Вулканизм в широком смысле слова подразделяют на собственно вулканизм, проявляющийся на земной поверхности, и глубинный вулканизм, или плутонизм, отражающий явления, происходящие в земной коре и в мантии. Оба эти проявления вулканизма тесно связаны между собой, а также с тектоникой. Все эти процессы проявляются и в настоящее время, но современные процессы плутонизма не поддаются прямым геологическим наблюдениям. В противоположность плутонизму собственно вулканизм можно изучать непосредственно в процессе его проявления.

В главе о современной тектонике мы рассматриваем только собственно вулканизм, динамику извержений вулканов и сопровождающие их явления, проявляющиеся на глазах человека на дневной поверхности.

Наибольшее количество ныне действующих вулканов (более 60%) находятся в «Тихоокеанском вулканическом кольце». Сюда относятся вулканы Южной и Северной Америки, Алеутских островов, Камчатки, Курильских, Японских, Марианских островов, Новой Гвинеи и далее вплоть до Новой Зеландии и Антарктиды. Все вулканы здесь расположены вдоль побережий Тихого океана или на океанических островах.

Другой, тоже прибрежной зоной современного вулканизма является Средиземноморье с действующими вулканами Италии и Греции. Эту зону многие исследователи протягивают вдоль области альпийской складчатости на восток, через потухшие вулканы Турции и Кавказа, на соединение с другой, опять-таки островной Индонезийской зоной весьма активного вулканизма. Недавно из космоса обнаружены 2 вулкана в Гималаях.

Зоной современного вулканизма является рифтовая область Срединно-Атлантического хребта, а также вулканы в зоне континентального рифта Африки.

Особо надо отметить Гавайские вулканы. Они расположены на юго-восточном конце подводного хребта, тянущегося более чем на 2000 км от атолла Мидуэй к о. Гавайи.

Вулканические горы, венчаемые наземными или подводными вулканами, действующими или потухшими, имеют распространение во всех океанах. Все или почти все наземные действующие в настоящее время вулканы находятся в тектонически подвижных областях, почти всегда близких к морским побережьям и характеризующихся горным рельефом. В то же время нет основания считать, что все области горообразования связаны с вулканами (как это думали Л. Бух, А. Гумбольдт и др.). Вулканы отдельными единицами или группами лишь вкраплены в тектонически активные зоны Земли.

При сопоставлении географического распространения современного вулканизма и сейсмичности мы должны сказать, что и здесь намечаются лишь некоторые связи. Так, например, большинство действующих вулканов находится в областях с интенсивным проявлением глубокофокусных землетрясений (Тихоокеанское кольцо).

Но ряд примеров свидетельствует о том, что современный вулканизм наблюдается и в зонах развития незначительных землетрясений с неглубоко залегающими гипоцентрами (Исландия, Срединно-Атлантический хребет и др.). С другой стороны, весьма активные зоны землетрясений характеризуются отсутствием современных вулканов (Памир, Тянь-Шань и др.). Можно прибавить, что и в пределах Тихоокеанского кольца интенсивной сейсмичности и горообразования на протяжении 2000 км вдоль побережья Северной Америки, между вулканом Лассен-Пик в Северной Калифорнии и действующими вулканами Центральной Мексики, не известны проявления вулканизма.

Иначе стоит вопрос о землетрясениях, функционально связанных с извержениями вулканов. Вулканические землетрясения известны и, вероятно, отражают движение магмы в очаге или в жерле вулкана, а также вызываются взрывами при некоторых извержениях. Иногда вулканические землетрясения предшествуют извержению вулкана, иногда сопутствуют им.

Все вулканы можно разделить на «трещинные» и центрального типа. Трещинные вулканы в настоящее время имеют очень ограниченное распространение. Извержения их происходят вдоль зияющей трещины или в отдельных частях трещины в виде цепи лавовых и шлаковых конусов (рис. 15). В вулканах центрального типа извержения происходят из воронкообразного отверстия — кратера на вершине или склонах вулкана. Кратер (диаметр которого может достигать 1—1,5 км) представляет собой выход на поверхность подводного канала — жерла вулкана. Характер извержения и форма вулканов зависят в основном от состава и вязкости лавы

и от содержащихся в ней паров и газов. В одних случаях из кратера (или трещины) относительно спокойно извергается легкоплавкая и текучая базальтовая лава, из которой постепенно выделяются содержащиеся в ней газы. Это так называемые эффузивные извержения. В других случаях наряду с излиянием более кислых (андезитовых) тугоплавких и вязких лав, а иногда и без таких излияний при извержении вулканов происходят мощные взрывы (эксплозии) и выбрасывается вулканокластический (обломочный) материал. Он состоит из обломков извергающейся лавы (пирокластов) и из материалов старых лав и боковых пород жерла. По величине выделяются бомбы, лапилли, вулканический песок, пыль, пепел, а также шлак, пемза и др.

Вулканокластический материал, перемежаясь с потоками и покровами лавы, накапливаясь вокруг жерла, образует обычно слоистый конус — стратовулкан, относительная высота которого достигает многих сотен или даже первых тысяч метров. Вследствие провала вершины вулкана, а иногда и прилегающей к нему местности, образуются циркообразные впадины с крутыми стенками и с более или менее плоским дном, называемые кальдерами. Размеры кальдер в поперечнике достигают 25—30 км.

Одним из наиболее известных и характерных извержений вулканов центрального типа является извержение Везувия в 79 г. н. э. Это извержение, которое вместе с сопровождающим его землетрясением целиком разрушило города Геркуланум и Помпею, было весьма обстоятельно описано Плинием Младшим в его письмах к Тациту. Извержение началось с оглушительного взрыва и появления над Везувием огромного облака, поднимавшегося в виде столба и расходящегося на высоте в стороны (наподобие пинии). Из облака падал пепел, обломки, пемза и т. п. и выделялись удушливые сернистые газы. Одновременно склоны Везувия покрылись лавой, и все сильнее ощущалось землетрясение. В темных пепловых тучах сверкали молнии. Массы пепла, смешанного с водой, образовали потоки грязи, которая целиком погребла Геркуланум. Пепел засыпал Помпею.

После извержения 79 г. Везувий молчал более 1500 лет. Но затем деятельность вулкана возобновилась. Неоднократно повторявшиеся извержения

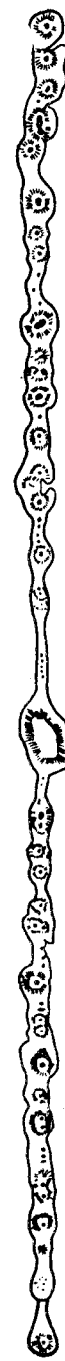


Рис. 15. Правильный ряд вулканов Лаки в Исландии длиной 24 км; в нем 34 больших и 60 маленьких конусов.

Везувия проявлялись в разных формах. При этом происходили как эксплозивные извержения, когда извергался только рыхлый материал вместе с парами и газами, так и смешанные, при которых изливаются также потоки лавы.

Так, в 1779 г. было сильное эксплозивное (взрывное) извержение. Перед извержением длительно происходили выбросы шлаков и лавы. Потом толчки на глубине ослабли, уровень лавы в жерле опустился, со стенок жерла произошли обвалы. Затем сильнейший взрыв выбросил в воздух шлаки и лавы, а фонтан лавы, вырвавшийся из жерла, взметнулся на километровую высоту. Вниз полетел дождь раскаленных шлаков. Ни во время взрыва, ни после лавовые потоки не вытекали.

В некоторых случаях, например в 1929 г. при катастрофическом вершинном извержении Везувия, в течение 100 ч взрывы чередовались с потоками лавы. При этом было извергнуто 12 млн. м<sup>3</sup> лавы и 0,5 млрд. км<sup>3</sup> горячих газов.

В других случаях происходили более длительные медленные излияния лав. Последнее медленное извержение началось в 1932 г. и продолжалось, усиливаясь, до 1944 г. (А. Ритман, 1964).

В настоящее время на склоне Везувия находится вулканологическая лаборатория. Сейчас вулкан молчит, но в кратере его (глубиной 20 м) выделяются пары и газы. В отличие от эруптивных газов, выбрасываемых во время извержения, это так называемые фумаролы, выделяющиеся в период спокойной деятельности вулкана. Температура фумарол колеблется в пределах 80—900°С.

К западу от Неаполя находится известный вулкан Сольфатара. На плоском горячем дне его кратера из трещин выделяется пар. На крутых стенках кратера, среди прослоев лав и туфов, выделяются ярко-желтые кристаллы серы.

По названию этого вулкана поствулканические выделения горячего (90—180 до 300°С) пара, обычно содержащего сероводород, из которого под действием кислорода воздуха выпадает самородная сера, называют сольфатарами (sulfur—сера). Сольфатары представляют собой одно из проявлений фумарольных газов. Наиболее холодные (<100°С) фумаролы, выделяющие углекислоту и углеводороды, называют мофетами. Они проявляются в «Собачьем гроте», находящемся в этом же районе и получившем свое название от того, что по низу грота стелется углекислый газ, губительный для невысоких животных.

Вулканические газы, проходя через зону подземных вод, создают многочисленные в вулканических районах горячие источники.

Из других вулканов Южной Италии следует отметить самый высокий в Европе действующий вулкан Этна (3522 м) того же типа, что и Везувий. Новейшие излияния лав Этны связаны с паразитическими кратерами, которых здесь более 200.

В этой же области, на Липарских островах, находится вулкан Стромболи, характеризующийся в течение тысячелетий своей ритмической деятельностью. Сквозь белый пар, окутывающий его вершину, через определенные промежутки времени наблюдаются красные вспышки лавовых излияний (основного состава) и темные столбы выбросов вулканокластических образований.

Такого же типа извержения, как и для описанных выше итальянских вулканов Везувия и Этны, характерны и для большей части вулканов Камчатки (Ключевская, Авачинская, Карымская сопки, Швелуч и др.). Наиболее крупным не только для Камчатки, но и для всей Евразии является вулкан Ключевская сопка. Это правильный конусовидный стратовулкан с абсолютной высотой 4800 м. На покрытой фирнами и ледниками вершине Ключевской сопки находится кратер диаметром 500 м. Стенки его сложены переслаивающимися вулканокластическими отложениями и застывшими лавами. На склонах вулкана находится множество побочных кратеров, из которых, так же как и из главного кратера, почти всегда выделяются пары воды и газов. Лава, извергающаяся Ключевской сопкой, достаточно вязкая — базальтовая и андезитовая.

За 250 лет наблюдений Ключевская сопка испытала 34 цикла извержений. Последнее сильное извержение произошло в конце 1944—начале 1945 гг. Помимо излияния лавы (с температурой около 1200°С) вулканом было извергнуто большое количество пепла, бомб и т. п. и выделено огромное количество пара и газов. Извержение сопровождалось землетрясением и подземным гулом.

Работами Г. С. Горшкова установлено, что под Ключевской сопкой, на глубине около 50—70 км (на границе коры и мантии), находится резервуар — линза расплавленной лавы диаметром около 30 км и объемом 10—20 тыс. км<sup>3</sup>. Этот исключительно интересный и важный вывод был получен в результате установления того, что поперечные сейсмические волны (S-волны, которые не могут проходить через жидкость), улавливаемые на одной стороне Ключевской сопки, не регистрируются станциями на другой стороне этого вулкана. Такие соотношения объяснимы «экранированием» сейсмических волн магмой.

Сведения о вулканах Камчатки были впервые получены в России С. П. Крашенинниковым (1733—1743). О происшедшем в это время извержении Авачинской сопки он писал, что она «из давних лет курится беспрестанно, но огнем горит временно. Самое страшное ее возгорение было в 1737 г. ...; однако ж оно продолжалось не более суток, а окончилось извержением великой тучи пеплу, которым около лежащие места на вершок покрыты были» [50, с. 206—207]. С тех пор весьма разнообразны по своей деятельности вулканы Камчатки были исследованы и описаны рядом крупных ученых (А. Н. Заварицкий, Г. С. Горшков, В. И. Влодавец, С. А. Федоров и др.). В 1935 г. в с. Ключи, близ Ключевской сопки, была организована вулканологическая станция — ныне Институт вулканологии АН СССР.

Ряд вулканов образует Курильские острова. Здесь известны не только наземные, но и действующие подводные вулканы. На о. Кунашир в 1973 г. произошло извержение молчавшего в течение 160 лет вулкана Тятя. Извержение, последовавшее вслед за толчками землетрясения, было исключительно взрывным. Оно проис-



ходило из вновь образовавшихся кратеров на склонах вулкана. Котловины взрывов диаметром до 300 м напоминают маары.\* При извержении вулкана Тятя было выброшено в атмосферу  $2 \cdot 10^8$  м<sup>3</sup> пепла и  $5 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup> ювенильного газа. Анализ пеплов показал в них ряд органических соединений. Е. К. Мархинин (1974) указывает, что в пеллово-газовых тучах, содержащих определенные компоненты, при электрических разрядах (молнии), при температуре 900—1000° С возможно образование аминокислот и других органических соединений.

На о. Кунашир и на других Курильских островах, так же как и на Камчатке, вулканы располагаются на пересечении трещин и разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

Колоссальное эксплозивное (взрывное) извержение без излияний лавы произошло в 1883 г. в Индонезии на о. Кракатау. Извержение Кракатау началось после 200-летнего перерыва. В результате первого взрыва из вулкана был выброшен столб водяного пара и газов, поднявшийся в воздух на высоту около 11 км. Через неделю один за другим последовали четыре страшных взрыва, выбросивших в воздух около 18 км<sup>3</sup> вулканокластического материала. Вулканическое облако поднялось на высоту 20 км. Наиболее мелкие частицы оставались в воздухе более года, вызывая необычные оптические эффекты. Пемза и пепел, выпавшие после извержения, отложились на площади около 800 000 км<sup>2</sup>. Взрывная энергия эксплозии была оценена в  $10^6$  эрг. При извержении на о. Кракатау две трети острова исчезло и на его месте образовалась подводная впадина глубиной до 300 м. Вызванные взрывами волны цунами достигали высоты 35 м. Они ощущались по всему Индийскому, Тихому и части Атлантического океанов. Большие разрушения произошли на островах Ява и Суматра, где было разрушено три города и погибло около 40 000 чел.

Иной характер катастрофические вулканические взрывы имеют при экструзии вязких и более кислых лав. Примером может служить извержение вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника (Малые Антильские острова) в 1902 г. Еще до извержения жители приморского г. Сан-Пьер, лежащего у подножья вулкана, обратили внимание на то, что на вершине горы выдвигается каменный обелиск. Это была экструзия очень вязкой андезитовой лавы. Дальнейшее выпирание обелиска, медленно выталкиваемого все увеличивающимся давлением паров и газов, привело к тому, что последние внезапно прорвались с одного из краев кратера. Огромной силы взрыв выбросил раскаленную до 800° С «палящую тучу». Она представляла собой облако твердых вулканических частиц или капелек

лавы, взвешенных в газе.\* Вследствие своей относительно высокой средней плотности «туча» скатилась по склону вулкана со скоростью около 150 м/сек и полностью уничтожила все, что лежало на ее пути. Город был целиком разрушен, все население его погибло. А обелиск, вновь закрывший выход из кратера, продолжал подниматься и достиг высоты 330 м. Затем он постепенно разрушился.

Подобного типа извержение произошло в районе считавшегося ранее потухшим вулкана Безымянного на Камчатке. Оно длилось в течение года. В сентябре 1955 г. здесь были зарегистрированы толчки землетрясений, сила и количество которых все увеличивались и к концу октября достигли 200 толчков в сутки. На заре 22.10.1955 над вулканом поднялись клубы белого дыма. Потом темный фонтан пепла взметнулся на высоту около 8000 м. Пепел выпадал на расстоянии до 250 км от вулкана. Взрывы продолжались, ослабевая и становясь все реже, до конца ноября. Затем в кратере, ширина которого достигла 800 м, начал расти купол из вязкой лавы. По-видимому, давление снизу достигло огромной силы, так как вызвало поднятие не только лавового купола, но и всего древнего потухшего вулкана Безымянного. Величина этого поднятия достигла около 100 м. 30.3.1957 произошел главный взрыв. Косой огненный столб, наклоненный на восток под углом 30°, взметнулся до высоты 45 км. Над ним клубы дыма — черная туча, спустившаяся на Землю пеплом на площади 40 000 км<sup>2</sup>. Объем пепла определяется более чем в 0,5 млрд. м<sup>3</sup>. Взрыв уничтожил значительную часть вулкана, превратившегося из конуса в полукольцо кальдеры. Потом на дне кальдеры стали расти 2 новых купола, слившиеся затем в один высотой 320 м.

Близкие явления описаны в Японии. Здесь у южной оконечности о. Хоккайдо находится вулкан Усу, неоднократно извергавшийся в историческое время. В 1910 г. на склоне вулкана вслед за сильными подземными толчками и появлением мелких кратеров под напором магмы возникла новая гора высотой 150 м. В 1943 г. опять-таки вслед за толчками землетрясения у подошвы вулкана земная поверхность стала вздвигаться и растрескиваться. В зоне поднятия исчезли поверхностные и грунтовые воды, залившие соседние участки. Через полгода произошел страшный взрыв; взметнулся столб дыма, образовались грязевые потоки и кратер шириной 50 м. Затем наступило затишье. В кратере образовалось озеро. Потом произошел ряд новых взрывов. Глыбы и пепел выбрасывались на высоту 800 м. Открылось 7 новых кратеров. За фазой взрывов начал расти купол из вязкой лавы, достигший высоты 125 м над выросшей горой — вздутым вулканом, уже поднятым на высоту 150 м [108]. Так в результате не только взрывов и роста андезитового экструзивного купола, но и вздутия поверхности вместе с ее полями и разрушенными поселками в течение 1,5 лет родилась новая гора — Сева.

В том же 1943 г. в Мексике другим путем — путем нагромождения базальтовых лав и шлаков на равнине возник новый конусовидный стратовулкан — Паракутин, который в течение 1 года достиг высоты 430 м (Сопрад и др., 1973).

\* Маарами называют потухшие одноактные вулканы взрывного типа. Они имеют вид широкой воронки диаметром 200—3200 м. Воронки обычно окружены невысоким кольцевым валом выброшенных газовым взрывом пород. Глубина воронок 150—400 м. В настоящее время в воронках мааров часто находятся озера.

\* «Палящие тучи» (Э. Ферхуген и др., 1939), «песчаные потоки» [108], ливни из капелек лавы, выброшенной при взрывах вулканов, наблюдались в ряде случаев (Катамай на Аляске, Усу в Японии и др.). За счет них образуются игнит-бриты (ignis — огонь, imber — ливень).

Иной характер извержений свойствен гавайским вулканам. На о. Гавайи расположены 5 слившихся вулканов. Наиболее крупный из них — щитовой вулкан Мауна-Лоа. Поверхность его полого выпукла и наклонена к океану под углом до 7—8°. Вершина вулкана возвышается над уровнем океана на 4166, а над дном океана на 8766 м. Общий объем вулкана Мауна-Лоа, включая подводную его часть, составляет 40—50 тыс. км<sup>3</sup>. Весь щит состоит из перекрывающих друг друга потоков и покровов базальта, постепенно наращивающих щитовой вулкан. На вершине вулкана имеется кальдера с крутыми стенками и плоским дном. Диаметр кальдеры около 3 км, глубина 300 м. Она представляет собой лавовое озеро — главный центр извержения вулкана.

На юго-восточном склоне Мауна-Лоа расположен второй действующий вулкан — Килауэа высотой 1230 м над океаном. В кратере Килауэа находится огненное лавовое оз. Халемаумау. Островки застывшей лавы, плаывая по озеру, разрывают тонкую черную корку на раскаленной добела лаве. Температура лавы на дне озера — 1180, на поверхности под коркой 750—850, над поверхностью (вследствие сгорания водорода) 1350°С (А. Ритман, 1964). Халемаумау выделяет более 300 млн. кал/сек. По данным американских вулканологов оба вулкана — Килауэа и Мауна-Лоа извергают однородные базальтовые лавы — оливиновые толенты. Эта основного состава лава достаточно жидкая, бедна газами и обладает высокой температурой.

Извержения вулканов гавайского типа отличаются от извержений описанных выше вулканов. Здесь нет сильных взрывов. Извержение происходит спокойно и длительно — иногда несколько месяцев или даже (1855 г.) больше года. Газы выделяются легко, иногда образуя небольшие фонтаны. Лава переливается через край кратера и стекает по склону в море в виде потоков длиной до 40—50 км. Скорость движения базальтовой лавы около 4—5 м/сек.

После длительной эпохи покоя вулкан Мауна-Лоа в течение последних двух столетий извергался периодически через 3—4 года. Извержения Килауэа происходят несколько чаще, в среднем 1 раз в 2—3 года.

Того же типа вулканы имеются в Исландии (например, вулкан Кодлотта-Дингья). Но в Исландии есть вулканы, излияния базальтовых лав в которых происходят через трещины. Подобные трещинные вулканы образовали в прежние геологические периоды покровы огромной величины и мощности (Деккан, Колумбия, Армения и др.). В историческое время наиболее крупное извержение трещинного типа произошло в Исландии в 1783 г., когда из трещины Лаки (рис. 15) длиной около 30 км излилось более 10 км<sup>3</sup> базальтов, покрывших площадь около 500 км<sup>2</sup>. Менее значительные извержения зарегистрированы в Исландии около 200 раз. Примером может служить извержение 1973 г. на о. Хэммаэй в непосредственной близости от г. Вестманнаэйяр.

В течение двух суток до извержения сейсмические станции Исландии улавливали многочисленные толчки очень слабых землетрясений. Эпицентры их располагались сначала южнее острова, а потом последовательно приближались к нему. Судя по описанию Д. П. Соколова (1974), ночью 23. I. 1973 всего в 200 м от окраины города Земля начала раскалываться, образуя огромную трещину, длина которой к утру достигла 1,5 км, а ширина — до 50 м. В ночное небо поднялось более 20 огненных фонтанов высотой от 50 до 150 м. Кроме лавы извергались пепел и бомбы. Затем в центральной части трещины начал расти вулканический конус, постепенно увеличивавшийся в размерах. Столб пара, дыма и газа поднимался на высоту около 9 км. Пепел покрыл весь город, достигая у окраины лавового потока мощности 10—12 м. Лавовый поток, двигавшийся со скоростью 10 см/мин, тоже наступал на город. Только благодаря исключительной организованности исландцев не было человеческих жертв и большая часть города была спасена. Лавовый поток остановили мощными насосами, погнавшими на него по трубам морскую воду. Остывший край потока превратился в прочное препятствие для его дальнейшего продвижения.

В результате описанного извержения к маю 1973 г., когда затухающая слабая вулканическая деятельность еще продолжалась, трещина, оба конца которой разрастались в море, достигла 3 км длины. Возникший на ней конус образовал новый вулкан Киркьюфетл (225 м). Объем изверженной лавы оценивался в 250 млн. м<sup>3</sup>, а объем пепла — 20 млн. м<sup>3</sup>.

Исландские вулканы лежат в пределах Срединно-Атлантического океанического хребта. На нем известны и другие вулканы — на островах Ян-Майен, Азорских и др. Однако это не сплошная полоса современного вулканизма, а лишь отдельные участки, притом редко расставленные вдоль рифтового хребта, который является непрерывной полосой высокого теплового потока [ $2,26 \cdot 10^{-6}$  кал/(см<sup>2</sup>·сек)] и, хотя и слабой и неглубокой, но сплошной полосой сейсмичности.

В заключение описания примеров современных вулканических извержений остановимся на извержении вулкана Плоский Толбачик, произошедшего на Камчатке в 1975 г.

И до, и во время извержения Плоского Толбачика Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР здесь велись разносторонние исследования. Они позволили проследить весь ход извержения этого трещинного вулкана, отличавшегося от других вулканов Камчатки. Плоский Толбачик — это вулкан Ключевской группы высотой 3085 м (рис. 16).\*

На плоской вершине вулкана до извержения находились большая и малая кальдеры (3,7 и 1,3 км в диаметре) и кратер глуби-

\* Помимо опубликованных данных (С. А. Федотов и др., 1975, 1977; А. Галеза, 1977) сведения об извержении Плоского Толбачика получены мной от Н. А. Гусева, любезно предоставившего свои оригинальные рисунки.

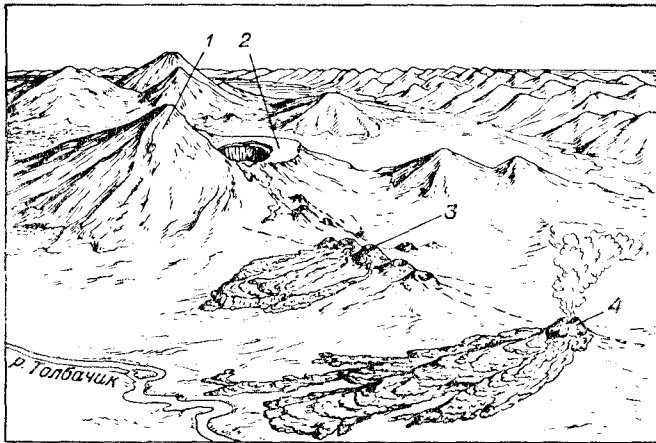


Рис. 16. Общий вид площади Толбачикского извержения (рис. Н. А. Гусева).  
 1 — Острый Толбачик; 2 — Плоский Толбачик с кальдерой, образовавшейся в августе 1975 г.; 3 — северный прорыв, крупные шлаковые конусы и лавовые потоки; 4 — южный прорыв, шлаковый конус, лавовые потоки и покровы.

ной 100—150 м, на дне которого то возникало, то уходило вглубь лавовое озеро (рис. 17, а).

Извержения Плоского Толбачика 1975 г. происходили не только из вершинного кратера, но и вдоль трещины («глубинного разлома»), сперва в «северном прорыве» (6.7—6.9. 1975), в 10 км к юго-востоку от кратера, затем в южном прорыве (18.9—10.12. 1975), еще в 9 км к юго-востоку по той же трещине простирания СЗ—ЮВ.

В результате многочисленных вспышек извержений вдоль прорывов образовались цепочки шлаковых конусов высотой до 340 м и лавовые потоки.

Но наибольшее значение имели взрывные извержения. Извержение северного прорыва больше всего напоминало солнечные протуберанцы (С. А. Федотов, 1975). Скорость истечения раскаленных газов была равна 100—200 м/сек, а иногда и превышала звуковую. Клубящаяся туча пепла поднялась на 13 км вверх и вытянулась по ветру на 1000 км, достигнув Алеутских островов. Каждую секунду в воздух взлетало 250 т раскаленного материала — вулканических бомб, пепла и шлаков. Извержение сопровождалось сильными грозовыми разрядами и молниями, в том числе кольцевыми молниями. Извержения в южном Толбачиковском прорыве происходили более спокойно. Здесь изливались реки жидких базальтов, образовавшие обширный лавовый покров. Одновременно с извержениями в северном и южном прорывах на вершине Плоского Толбачика на месте кратера возник гигантский провал диаметром 1700 и глубиной 700 м (рис. 17, б). Потом глубина провала

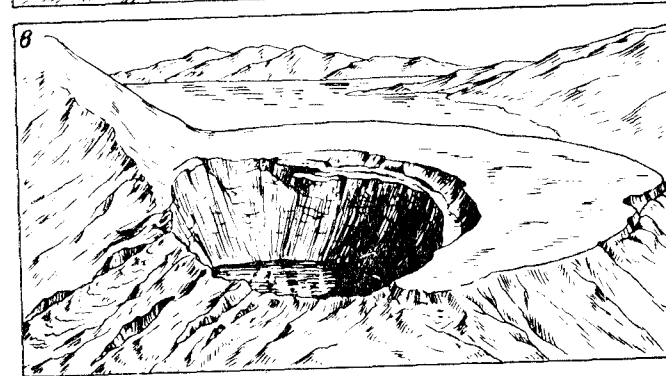
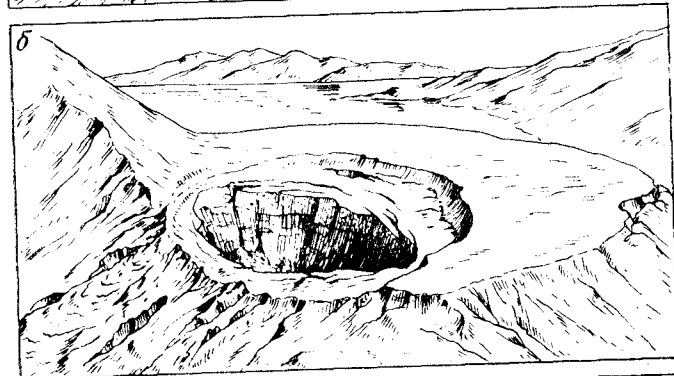
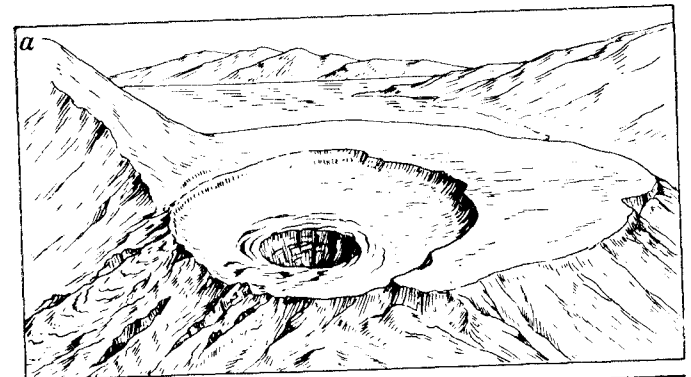


Рис. 17. Вершина Плоского Толбачика (рис. Н. А. Гусева).  
 а — до извержения; б — состояние вершины 26.8.1975; в — состояние вершины на конец 1975 г.

уменьшилась, и на дне его из растаявших ледников образовалось озеро (рис. 17, в). Объем образовавшегося провала около 0,8 км<sup>3</sup>.

За все время извержения Плоский Толбачик выбросил более 2 км<sup>3</sup> вулканических продуктов общим весом более 3 млрд. т.

Извержения Плоского Толбачика не были неожиданностью для изучающих вулканы Камчатки вулканологов. Здесь были установлены сейсмические станции, которые в июне 1975 г., за 10 дней до извержения, уловили несколько сотен землетрясений. Этот все нарастающий «рой землетрясений» за несколько часов до начала извержения сменился затишьем.

Было установлено, что очаги землетрясений, размещавшиеся первоначально на границе коры и мантии (на глубинах 20—30 км), последовательно перемещались вверх, ближе к земной поверхности. Это объясняется тем, что базальты поднимаются по трещинам и идут из нижних частей земной коры со скоростью 100—150 м/ч.

В начале извержения вулканы выбрасывали высокомагнезиальные базальты глубинного происхождения. Затем состав базальтов резко изменился, появилось больше щелочей. Количество магния убавилось, а алюминия возросло. Пошли высокоглиноземистые субщелочные породы.

В пробах вулканических газов и пеплов Плоского Толбачика, так же как в жилах вулкана Тятя (1973 г.), обнаружены аминокислоты, подтверждающие предположение о вулканическом происхождении сложных предбиологических соединений. Изучение Плоского Толбачика позволило проследить весь ход извержения — появление северного и южного прорыва и возникновение конусов новых вулканов на них. Особенной известностью это извержение пользуется благодаря точному предсказанию появления «третьего конуса». Оно было предсказано на 17.8.1976, и действительно, вечером на глазах множества ученых и журналистов здесь возник новый вулкан.

Прогнозы вулканических извержений известны были и ранее. Так, например, в 1947 г. в Японии было предсказано извержение вулкана Асама, на Камчатке в 1955 г. было предсказано извержение вулкана Безымянного, в 1964 г. — вулкана Шивелуч.

Прогнозы опираются на изучение наклонов земной поверхности и изменения магнитного поля вблизи вулканов, на изменение температуры и химизма фумарольных газов и особенно на предшествующие извержению вулканов землетрясения. Рои землетрясений иногда точно указывают место будущего извержения за несколько месяцев до него (Шивелуч).

Развитие извержений вулканов разных типов и связанных с извержениями явлений может по-разному происходить и прогнозироваться.

Существует много классификаций вулканов. Большой частью в основу классификации и в название типа извержений кладется пример какого-либо вулкана, раньше других описанного или известного особенно сильным извержением. Но

многие вулканы в процессе своей деятельности изменяли характер извержения и должны быть отнесены то к одному, то к другому типу. Так, например, Везувий проявлял себя то в виде полных (смешанных) извержений паров, газов, вулканокластического материала и лавы, то в виде катастрофического взрывного извержения, то в виде довольно спокойных и более длительных эффузий, прерывистых или лагеральных.

Вероятно, неправильно принимать тот или иной вулкан за прототип. Поэтому, может быть, удобнее в самом общем и предварительном виде выделять следующие типы современных вулканических извержений.

1. Извержения, при которых бурно выделяются пары, газы, вулканокластический материал и лава среднего состава и средней вязкости (базальты, андезиты, дациты). Это так называемый смешанный тип. Может быть, лучше называть его полным типом извержений.

2. Эксплозивные (взрывные) извержения, наиболее катастрофические, без потоков лав. Как подтип могут быть выделены:

а) извержения, которые образовали в свое время маары, а также трубки взрыва. Современным проявлением такого типа, возможно, является извержение вулкана Тятя в 1973 г.;

б) вулканические извержения, при которых, предвзято или сопутствуя эксплозивно, вырастает купол вязкой достаточно кислой лавы.

3. Вулканы относительно спокойного излияния жидкой основной лавы (главным образом толеитовых базальтов) с небольшим количеством паров и газов и без значительных взрывов.

К указанным типам извержений могут быть отнесены все извержения вулканов центрального типа.

4. Вулканы трещинного типа.

А. Ритман (1964) подходит к классификации вулканов, исходя из критерия быстроты процесса. Им выделяются медленные эффузии, куда наряду с Гавайскими вулканами включаются извержения Везувия, продолжавшиеся с 1932 по 1944 г., и др. В то же время эксплозивное извержение Везувия 1779 г., а также смешанное извержение Везувия 1929 г. относятся к быстрым извержениям при открытых жерлах. Наконец, «плинианское» извержение Везувия 79 г. отнесено к быстрым извержениям, при закупоренном жерле.

Пам кажется, что быстрота извержения, вернее его продолжительность, не является важным критерием при классификации вулканов. Извержения их, иногда разделенные продолжительными периодами покоя (более 1500 лет у Везувия), всегда представляют собой катастрофические и быстрые явления (во всяком случае с точки зрения геологической). Поэтому мы рассматриваем вулканизм как процесс быстрый и прерывистый, противопоставляя его медленным современным тектоническим движениям.

Вулканизм является основным процессом формирования алюмосиликатной земной коры — важнейшим этапом дифференциации вещества Земли. Поэтому разделение вулканов можно производить по составу извергаемых ими лав. С этой точки зрения, до сих пор самой ясной и современной классификацией (ведущей свое начало еще от А. Гумбольдта) можно считать разделение продуктов вулканизма на: 1) атлантический и 2) тихоокеанский типы.

Лавы атлантического типа, представленные толеитовыми базальтами и их производными, извергаются в тех областях Земли, где распространены землетрясения с глубинами очагов лишь до 100 км. Они характерны для рифтовых областей — областей растяжения, с которыми связывают рождение океанической коры.

Лавы тихоокеанского типа распространены в Тихоокеанском вулканическом кольце и представлены андезитами, андезитовыми базальтами и их дериватами. Они связаны с областями, где име-

ются наиболее глубоководные землетрясения с глубинами очагов, расположенными глубже 100 км. Вулканы тихоокеанского типа особенно характерны для островных дуг и глубоководных желобов Тихого океана, где, по мнению многих ученых, происходит всасывание одних литосферных плит под другие и рождается континентальная земная кора. Того же типа лавы распространены в зоне альпийской складчатости Средиземноморья, в Антильской складчатой дуге и др. (рис. 8, 9).

Тихоокеанский тип — это область сжатия, субдукции, формирования более дифференцированной и более сложно построенной континентальной коры. Здесь формируются очаги андезитовых и кислых лав, геохимические особенности которых находятся в тесной связи с глубиной расположения сейсмофокальных зон под ними. По мере увеличения глубины гипоцентров сейсмических толчков возрастает общая щелочность в очагах магмы над ними.

По подсчетам Эли де Бомона, Е. Крауса, А. Ритмана, Г. Макдональда извержения атлантического типа дают 4 км<sup>3</sup> лав и вулканокластических выбросов в год. Тихоокеанский тип дает соответственно 1 км<sup>3</sup>/год. Следует отметить, что вторая цифра (т. е. формирование континентальной коры) соответствует объему такой коры в целом (4 500 000 000 км<sup>3</sup> континентальной коры накопилось за 4 700 000 000 лет). Это говорит за то, что скорость выноса вулканического вещества из мантии над зонами субдукции (в геосинклиналях), вероятно, близка к постоянной в истории Земли.

С точки зрения новой глобальной тектоники зоны растяжения и сжатия, изображенные на рис. 73, являются границами литосферных плит, определяющими основные области проявления вулканизма и сейсмичности.

### Короткопериодические явления

Периодически повторяющиеся явления разной продолжительности характерны для всей истории Земли. В настоящее время закономерное чередование явлений — ритмичность — наблюдается во всех сферах Земли — в атмосфере, гидросфере и литосфере. Часто можно уловить связь между ритмами разных сфер. Иногда причина ритмичности очевидна, иногда лишь предположительна, и сама повторяемость устанавливается лишь эмпирически, в результате многолетних наблюдений.

В данной главе о современных тектонических процессах мы рассмотрим только короткопериодические, т. е. достаточно быстро повторяющиеся явления. В последующих главах мы будем неоднократно возвращаться к весьма важным для тектоники вопросам ритмичности, продолжительность отдельных ритмов в которой может достигать многих миллионов лет.

Среди короткопериодических явлений, наблюдающихся в самом ходе движения Земли, всем известен суточный ритм. Этот ритм (а по нашим представлениям и все другие ритмы) свойствен не

самому какому бы то ни было процессу, а наложению разных процессов друг на друга. Вращение Земли вокруг своей оси — это в нашем понимании еще не ритмический процесс. Но освещение вращающейся Земли Солнцем вызывает ритмически повторяющуюся смену дня и ночи.

Хотя этот ритм и имеет глобальное значение, но он асинхронен. Сутки начинаются не одновременно. Начало суток скользит во времени и зависит от долготы места. Соотношение длины дня и ночи (элементов ритма) зависит от широты места. Общая длина ритма — продолжительность суток — очень незначительна, но все же колеблется в пределах года (на 0,0025 сек) в зависимости от положения Земли на своей орбите. Но в течение геологического времени продолжительность суток последовательно изменяется благодаря приливному трению. В протерозое сутки равнялись 17, в ордовике 20 ч, а в будущем достигнут длины лунного месяца.

Годичный ритм также асинхронен для разных полушарий Земли и обладает рядом общих сезонных и зональных особенностей. В некоторых случаях годичный ритм имеет непосредственное отражение в геологических разрезах, например в строении ленточных глин.

Другую группу короткопериодических явлений образуют приливы и отливы. Они наблюдаются в воздушной, водной и твердой оболочках Земли и связаны с притяжениями Земли Луной и Солнцем. Величина приливных волн изменяется в зависимости от взаимоположения Земли, Луны и Солнца, достигая максимума в сизигиях и минимума в квадратурах. Кроме полусуточных, суточных, месячных ритмов приливообразующие силы вызывают ритмы в 1 год, 2 года, 8,9 (сарос), 18,9 (большой сарос), 111 (вековой) лет.

Приливы и отливы в морях и океанах проявляются достаточно сложно и связаны с широтой и географическими особенностями Земли. Приливы в водной оболочке в открытом океане достигают 0,2—1, у побережий Англии и Франции 9, а в некоторых условиях даже 16—18 м (зал. Фанди на востоке Канады).

Приливы в твердой земной коре достигают наибольшей величины (до 50 см) на экваторе и снижаются к полюсам. (Москва 2 раза в день поднимается и опускается на 30 см). Приливная волна, постоянно движущаяся против вращения Земли вокруг своей оси, замедляет это вращение на 1 сек за 40 000 лет. По мнению некоторых ученых, предполагаемый дрейф материков на запад обусловлен действиями приливов.

Целый ряд периодических явлений связывают с изменением солнечной активности. Она влияет на возмущения земного магнетизма, на атмосферу и гидросферу, а также на периодические изменения скорости вращения Земли. Достаточно отчетливо выражены 11-летний ритм. Он отражен, по-видимому, в периодичности сейсмической и вулканической деятельности. Указывается и двойной период активности Солнца, равный 22 годам.

В конце прошлого века Э. А. Брюкнером [139] был выделен ритм, в течение которого влажные прохладные годы и сухие теплые годы сменяли друг друга. Продолжительность таких ритмов определялась в 30—35 лет. В настоящее время по ряду эмпирических наблюдений в разных областях Земли выделяются «местные» ритмы различной длины, более или менее близкой брюкнеровским периодам.

Интересно отметить, что смена теплых и холодных эпох средней длительностью около 35 лет была выявлена С. М. Костиным (1965) при изучении разреза илов, отложившихся за последние 4000 лет в оз. Петрозеро (Карелия).

Различно проявляясь в разных областях Земли, ритмы, связываемые с периодическими изменениями солнечной активности, укладываются в кратный ряд — 11, 22, 30—35, 80—90 и 180—190 лет. Изменения солнечной активности предположительно связывают с воздействием на Солнце планет солнечной системы.

Наконец, в ряде климатических, гидрологических и геологических процессов выделяется «вековой» ритм.

Все эти вековые и внутривековые ритмы накладываются друг на друга, приобретая благодаря этому больший или меньший эффект. Они выделяются, как правило, по эмпирическим данным, по явлениям, наблюдаемым на Земле, и затем обосновываются внешними влияниями на Землю. Более продолжительные ритмы невозможно наблюдать непосредственно. Они могут быть вычислены и затем подтверждены следами ритмических изменений.

Сербским математиком М. Миланковичем [60] были рассчитаны значения воздействия на климат Земли периодических изменений условий облучения Земли Солнцем. При этом учитывалось предварение равноденствия (прецессия) с периодом 26 000 лет, изменение наклона эклиптики (40 400 лет) и эксцентриситета земной орбиты (91 800 лет). Совокупность этих явлений после сложной математической обработки позволила М. Миланковичу построить кривую колебаний климата за последние 650 000 лет. Интересно, что кривая эта с выделенными на ней эпохами похолодания (оледенения) с неравными промежутками оказалась похожей на кривую Коппена и А. Вегенера, независимо составленную по палеоклиматическим и географическим данным (следы оледенения и др.).

В настоящее время с привлечением вычислительной техники удалось уточнить и расширить построения М. Миланковича. Используя астрономические расчеты М. Миланковича и др., а также геолого-геоморфологические, палеоботанические и геохронологические данные, М. Е. Вигдорчик и П. М. Долуханов (1971) выделили ряд ритмов разных порядков и изменчивой продолжительности. Интересная работа указанных авторов характеризует только ритмы плейстоцена северо-запада Русской плиты. Таким образом, порядок и продолжительность проявлений данных ритмов имеют локальное, ограниченное и во времени, и в пространстве, значение.

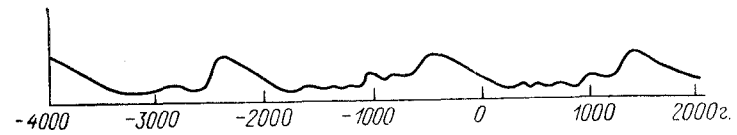


Рис. 18. Колебания увлажненности северного полушария за последние 6 тыс. лет (по А. В. Шнитникову).

Другим примером выделения многовекового ритма может служить схема изменения приливообразующих сил шведского океанолога О. Петтерсона (1914). Согласно этой схеме, в моменты взаиморасположений (конstellации) Солнца, Земли (в перигелии) и Луны на одной прямой происходит наибольшее нарушение силы тяжести на Земле (и на Солнце), а в гидросфере Земли — наибольшее нарушение равновесия водных масс. Такое взаиморасположение повторяется, по О. Петтерсону, приблизительно через 1800 лет. Эта периодичность соответствовала этапам изменения климата Северной Европы и атлантического сектора Арктики.

О наличии такого многовекового ритма говорится в работах А. В. Шнитникова [121] и других советских географов [99]. А. В. Шнитников считает, что 1800—1900-летний ритм аналогично проявлялся во всем северном полушарии Земли, отражаясь в его общей увлажненности. В каждом ритме одновременно и повсеместно обособлялись трансгрессивная фаза прохладно-влажного климата, регрессивная фаза сухого и теплого климата и промежуточная фаза (рис. 18).

Иллюстрацией этих представлений может служить схема ритмов увлажненности материков северного полушария, приведенная в работе Г. К. Тушинского [114]. Влажные и сухие периоды этой схемы характеризуются соответствующими примерами, датируемыми историческими и археологическими данными. Приводятся примеры наскальных рисунков в Сахаре, плаваний викингов в Арктике, наступания ледников в Альпах, колебания уровней Каспия и озер Казахстана и др.

Следует указать, что приведенные выше построения принципиально отличаются от выводов Л. Н. Гумилева, которые также характеризуют изменения климата обширной части Евразии и тоже опираются на исторические и археологические данные. По мнению Л. Н. Гумилева, в течение нескольких последних тысячелетий, рассматриваемых в вышеуказанной схеме, а также на рис. 18, значительных изменений в увлажненности северного полушария в целом не было. Климатические и ландшафтные изменения наблюдались, но лишь в отдельных зонах Евразии, благодаря периодическому смещению хода циклонов. Перемещаясь с одного пути на другой, циклоны несли в ту или иную зону повышенное увлажнение.

Не берясь комментировать исторические и климатические данные, позволившие построить две столь различные схемы, мы остановились на их рассмотрении по следующим причинам.

Во-первых, надо думать, что, изучая проявления ритмичности в каких угодно природных явлениях, мы можем уловить общие свойственные периодическим процессам закономерности, такие как глобальность или региональность их проявлений, наличие ритмов разных порядков, синхронность или изохронность и т. п.

Во-вторых, ритмичность, особенно если она увязывается с космическими причинами, в той или иной мере должна сказываться во всех сферах Земли, хотя проявления ее, может быть, до сих пор улавливаются далеко не во всех природных явлениях.

Так, например, происходящие на глазах человека короткопериодические изменения климата далеко не всегда могут быть установлены в геологических процессах, хотя отдельные случаи и приводились нами выше. Зато в древней истории развития нашей планеты мы, как увидим ниже, сможем уловить ритмы разных порядков в стратиграфических разрезах, но лишь предположительно увязать их с изменениями климата или другими причинами.

В этой связи в заключение рассмотрения периодических явлений остановимся на эвстатических колебаниях уровня Мирового океана. Обычно их связывают с изменением количества воды в океане или с изменением емкости океанических впадин. Значение этих явлений нельзя отрицать. Их можно объяснять и климатическими, и геологическими причинами, рассмотренными нами выше. Здесь мы хотим указать еще на одну возможность закономерной изменчивости уровня Мирового океана: изменение формы геоида в связи с изменением скорости вращения Земли. Эта причина, казалось бы, должна была вызвать несинхронное изменение уровня — повышение его в экваториальных областях, понижение в полярных при ускорении вращения Земли и, наоборот, понижение в экваториальных и повышение в полярных при ослаблении кругового вращения. Такие построения имеются в теоретическом плане и для твердой оболочки Земли (М. В. Стюарт, Г. Н. Каттерфельд).

Изменение формы геоида и колебания уровня океанов, морей и даже озер могут вызвать и перемещения земной оси. Не углубляясь в гипотезы и не допуская очень больших современных перемещений оси, мы узнаем об ее нутациях из точных данных. А ведь и очень незначительные изменения должны бы вызвать трансгрессии или регрессии в разных областях. В этом отношении большой интерес имеет работа Г. Д. Хизанашвили [117].

Основные положения, выдвинутые в этой работе, вкратце могут быть сформулированы следующим образом. На нашей планете постоянно происходит перераспределение масс, изменяющее положение оси вращения в теле Земли. Следствием этого являются колебания уровня океана. Эти колебания вызывают перемещения береговых линий океанов и морей (трансгрессии и регрессии), образование подводных долин и изменения режима рек на суше, изменения географических координат и климата, а также скорости вращения Земли.

Таким образом, фигура Земли связана с положением оси вращения, и, наоборот, положение оси вращения связано с изменением фигуры Земли. Эта последняя зависимость частично освещена в работе К. К. Маркова (1948).

Астрономические данные позволяют говорить о двух типах перемещений географических полюсов (А. Я. Орлов, 1941): периодических, зависящих от сезонных и других короткопериодических явлений, и вековых. Периодичность последних в настоящее время еще не установлена. Но надо думать, что и рассмотренные выше взаимообусловленные явления положения оси вращения Земли и ее фигуры и строения окажутся связанными с каким-либо более крупным ритмом.

В последующих главах мы увидим, что в истории тектонических движений, вызывающих изменение строения и перемещения масс в земной коре, намечаются ритмы разных порядков. Тогда нам будут интересны описанные выше взаимосвязи разных явлений.

А сейчас, подводя итог рассмотрению более простых и определенных короткопериодических явлений, мы видим, что они не могут быть объяснены только одним замкнутым саморазвитием нашей планеты.

Наблюдаемая в настоящее время в развитии воздушной, водной или твердой оболочек Земли ритмичность получает несомненное или весьма вероятное космическое обоснование. Все описанные выше примеры ритмичности объясняются изменчивыми влияниями на Землю Луны и Солнца. Рассмотренные выше внутривековые, вековые и многовековые ритмы характеризуют периодичность разных порядков и происхождения.

В то же время не обязательны неизменность и полное равенство продолжительности ритмов одного порядка в разных частях земного шара. Наряду с глобальными и синхронными выделяются локальные и гетерохронные ритмы. Все они в своих проявлениях в разных сферах и областях Земли, по-видимому, взаимосвязаны между собой.

В настоящее время во всех разделах естествознания вопросам периодичности уделяется очень большое внимание. Некоторые исследователи стремятся найти, выделить и объяснить ритмы даже тогда, когда для этого очень мало данных. Другие весьма скептически смотрят на значение ритмичности. Мы думаем, что изложенные в главе о современной тектонике данные позволят читателям внимательнее отнестись к аналогам современных движений, в том числе и периодичности их, при рассмотрении более древних геологических процессов.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И РЕЛЬЕФ

### Новейшая тектоника

Для тектонических процессов, создавших основные черты современного рельефа, был предложен и получил широкое распространение термин *новейшая тектоника* [123]. Позже был введен термин *неотектоника* для движений, ограниченных во времени «второй половиной третичного и первой половиной четвертичного периода» [74, с. 13—24].

Затем оба эти термина стали употребляться как синонимы, и под *новейшей тектоникой* или *неотектоникой* стали пониматься тектонические движения неоген-четвертичного возраста, создавшие основные черты современного рельефа.

Однако следует помнить, что рассматриваемые термины первоначально были предложены с разных позиций.

Термин *новейшая тектоника* обозначает определенный процесс, определенное соотношение тектонических и денудационных факторов в формировании рельефа. Термин *неотектоника* говорит об определенном возрастном интервале, об определенном этапе развития Земли.

Возраст *новейшей тектоники* как процесса, создавшего основные черты рельефа, в разных областях Земли оказывается различным. Так, например, на Тянь-Шане *новейшая тектоника* начала, по-видимому, новый орогенный этап развития в олигоцене, но интенсивное проявление ее, формирование современных хребтов и впадин, имеет неоген-четвертичный возраст [126]. На Кавказе общее поднятие и формирование современного горного рельефа началось лишь в позднем миоцене (позднем сармате) [61], а на северо-востоке СССР возраст рельефа и *новейшей тектоники* определяется как позднеплиоценовый или даже как четвертичный [67].

Мы говорим в данном случае не о возрасте тектонического развития тех или иных структурных форм, а о времени, когда они получили выраженность в современном рельефе. Именно эта особенность дает возможность использовать при изучении *новейшей тектоники* помимо обычных геологических геоморфологические методы. Это позволяет сделать тектонический анализ более полным и применить его не только к областям опускания и накопления осадков, но и к областям поднятия и размыва.

Что же касается *новейшей тектонической структуры*, то она обычно унаследованно продолжает более раннее развитие, и *новейшие тектонические движения* являются лишь частью более общих длительных движений геологического прошлого.

Выделение *новейшей тектоники* или *неотектоники* как определенного ограниченного во времени этапа развития структуры Земли тоже подверглось изменению. В отличие от *новейшей тектоники* как процесса, в структурном отношении не отличающегося ни от современной, ни от древней тектоники и определенного от них условной скользящей во времени границей, *неотектоника* как определенный этап стала рассматриваться в качестве принципиально новой эпохи в развитии Земли, обладающей своими специфическими чертами [59]. В то же время начало такого этапа, проявляющегося повсеместно и одновременно, разными исследователями стало определяться различно. Возраст его опускается до олигоцена, мела или даже до начала мезозоя (геоморфологический этап И. П. Герасимова).

Как *новейшие*, так и древние тектонические движения проявляются и проявлялись на поверхности Земли различно. Изменчивость интенсивности движений и их отражения в рельефе, в мощностях, в фациях осадков и в структуре позволяют выделить на Земле относительно стабильные и мобильные области.

По-видимому, изменчивость интенсивности тектонических движений наблюдается не только в пространстве, но и во времени. Поэтому выделение этапов и эпох усиления тектонической деятельности представляет несомненный интерес. Однако ту или иную геоструктурную область, тот или иной более или менее длительный этап тектонической активизации нет основания считать *принципиально новым явлением*, не свойственным более ранней истории развития земной коры.

Смены эпох и этапов усиления и ослабления интенсивности развития структуры земной коры происходили неоднократно. При этом здесь наблюдается определенная повторяемость разных порядков — ритмичность.

Выраженность создаваемых тектоникой форм в рельефе в каждом данном случае будет определяться соотношением интенсивности тектонических процессов и интенсивности процессов денудационных. Неровности рельефа, созданные в эпоху активизации какого-либо ритма, могут либо полностью уничтожиться денудацией, либо сохраняться в последующем ритме. По-видимому, это зависит от многих причин: от геоструктурной и географической обстановки, от положения в региональной или даже локальной структуре и т. д. Конечно, древние ритмы имеют мало шансов сохраниться в современном рельефе. Так, например, едва ли где бы то ни было сохранился палеозойский рельеф (если он не был погребен, а затем откопан). В пределах СССР верхнемеловое — палеогеновое выраживание уничтожило, вероятно, все предшествующие неровности. Эмпирические данные говорят о сохранности в некоторых регионах основных форм рельефа, появившихся в олигоцене. В других регионах рельеф имеет более молодой возраст. В зависимости от какого ритма ведет свое начало рельеф того или иного района, определяется и возраст его *новейшей тектоники*.



Изучая новейшую тектонику, мы находим следы тех движений, которые были описаны в гл. I.

Следы былых землетрясений могут быть обнаружены на поверхности Земли в виде разрывов с вертикальными и горизонтальными смещениями, иногда в виде складок. Они выявляются методами палеосейсмологии (Н. А. Флоренсов и др.).

Очень важно изучение комплекса древних нарушений в рельефе, аналогичных таким же нарушениям, образовавшимся в результате современных землетрясений — смещений речных долин, оползней, обвалов, подпруд горных озер и т. п.

Подобные сопоставления помимо непосредственных геоморфологических наблюдений в природе могут опираться на анализ аэроснимков и снимков из космоса.

Еще более отчетливо выделяются следы новейшего вулканизма. Сохранившиеся в рельефе древние конусы вулканов, кальдеры, воронки взрывов, потоки и покровы лав, пирокластические образования являются наглядными свидетелями былой вулканической деятельности. Очень интересны выделяемые на аэроснимках кольцевые структуры, часть из которых несомненно связана с древним вулканизмом.

Но наибольшее значение при изучении новейшей тектоники имеет связь с рельефом тех повсеместно распространенных тектонических процессов, которыми формируются основные структуры земной коры самой различной величины и формы.

В гл. I процесс их формирования мы описывали как вековые медленные движения. На примере Балтийского щита, где «вековые» движения характеризовались как изменения высот береговых линий Балтийского моря, мы видели, что современные изобазы и изобазы выраженных в рельефе следов отдельных этапов последних поднятий характеризуют процесс медленного и неравномерного и во времени, и в пространстве поднятия. Мы видели, что изменение высот береговых линий в Фенноскандии обусловлено разными причинами. Здесь накладываются друг на друга и эвстатические колебания уровня моря, и локальные упругие колебания, и гляциоизостазия. Но наиболее постоянными, выходящими за пределы щита и времени его оледенений являются собственно тектонические медленные «вековые» движения. За ними, по нашим представлениям, и в современной, и в новейшей, и в древней тектонике следует сохранить название эпейрогенез [131].

Понятие и термин эпейрогенез были установлены Г. К. Джилбертом (1890) на основании изучения новейшей тектоники района оз. Бонвилл (США). Под эпейрогенезом Г. К. Джилберт понимал «совокупность тектонических движений широкого охвата, которые создают континенты и плато, океанические впадины и континентальные бассейны» [145, с. 340]. Это движения разного масштаба.

В настоящее время термин эпейрогенез применяется обычно не для материков и океанов в целом (в таком смысле он сейчас ни-

кем не употребляется), а для характеристики развития разнообразных по величине структурных форм, начиная от щитов и сводов и кончая локальными поднятиями и прогибами небольших участков Земли. В новейшей тектонике это те движения, которыми образованы основные формы современного рельефа Земли. Они вызывают пологие изгибы слоев и поверхностей выравнивания, береговых линий и террас, в частности изгибы террас оз. Бонвилл, изучая которые Г. К. Джилберт и пришел к представлениям об эпейрогенетических движениях. «Изменения, установленные благодаря изгибу береговых линий, касаются обширных площадей и являются эпейрогенетическими» [145, с. 368].

Вслед за Г. Штилле [122, с. 63] следует подчеркнуть, что эпейрогенез — это процесс изгиба, медленного, но продолжительного. Именно продолжительность действия и обуславливает морфологическое выражение эпейрогенеза — изгиб, т. е. определенную структурную форму. Поэтому нельзя, как нам кажется, согласиться с другим заключением Г. Штилле, считающего, что эпейрогенетические процессы не изменяют структуры [122, с. 73].

Наблюдая изгибы морских, озерных или речных террас, можно убедиться, что чем древнее терраса, тем более заметно она изогнута. Это говорит о неизменной направленности эпейрогенетического поднятия в течение формирования террас. Случаев несогласованности, указывающих на смену направления эпейрогенетических движений данного участка, которые вызывают в его пределах поднятие (выпуклость) одной из террас и опускание (прогнутость) другой террасы, неизвестно. Часто изгибы согласованы не только между террасами, но и между всем комплексом террас и отложениями, в которые террасы врезаны, т. е. участки поднятия террас соответствуют антиклиналям, а прогибания — синклиналям. Такая унаследованность наблюдается при сопоставлении изгибов террас с молодыми, продолжающими свое развитие структурными формами. Процесс изгиба террас при этом прямо продолжает развитие структуры, и чем моложе терраса, чем меньше времени она подвергалась изгибанию, тем меньше она изогнута. Рассмотренный процесс длительного изгиба террас (и слоев) представляет собой этап формирования складчатой структуры. Таковую складчатость мы называем эпейрогенетической (гл. III).

Мы не останавливаемся здесь на рассмотрении самого процесса формирования террас, выражающего соотношение размыва и аккумуляции на побережье или в речной долине. Процесс этот представляет собой геоморфологическое выражение эпейрогенеза, в то время как изменяющаяся разность высот террас является его структурным выражением. Сам процесс и его структурное выражение не всегда идут в одном направлении. При неизменном тектоническом поднятии (или опускании) участка размыв и аккумуляция могут сменять друг друга в связи с разными соотношениями поступления обломочного материала, эвстатическими колебаниями, изменениями климата и т. д.

Это относится, как известно, не только к террасам. Для пояснения остановимся на примере Ферганы. Поднимается или опускается Фергана в процессе новейших тектонических движений? Для ответа на этот вопрос можно привлечь разные данные. С одной стороны, нам известно, что в олигоцене на месте Ферганской впадины находилось море. В среднем олигоцене море регрессирует и наступает континентальный этап развития Ферганы. В настоящее время поверхность Центральной Ферганы находится на высоте около 500 м над уровнем моря, а окраины впадины превышают 1000—2000 м. С другой стороны, нам известно, что олигоценовое море было мелководным и осадки в нем отлагались на глубине лишь нескольких десятков метров ниже его уровня. В настоящее время олигоценовые отложения в Центральной Фергане по буровым и геофизическим данным находятся на глубине до 5 км и более. Совершенно очевидно, что тектонически Фергана опускается. Однако интенсивность накопления осадков, превышающая интенсивность прогибания впадины, обуславливает гипсометрическое и геоморфологическое поднятие поверхности Ферганской впадины.

Эта схема осложняется разрастанием поднятий прилегающих гор и втягиванием в поднятие предгорий, миграцией сухих дельт, ростом складок и разрывов разных порядков и генезиса, которые лишь последовательно и далеко не одновременно получают выражение в рельефе.

Примеров разных соотношений новейших эпейрогенических движений и их геоморфологического выражения можно привести очень много. Например, современная регрессия Каспийского моря в дельте Волги, конечно, не свидетельствует о поднятии Каспийской синеклизы. Она обусловлена и количеством приносимых Волгой осадков, и понижением уровня Каспийского моря, и рядом климатических и общегеографических причин. И во всех случаях, если рассматривать новейшие эпейрогенические движения, а не их геоморфологическое выражение, мы видим направленность развития, унаследованность их от кайнозойской, а иногда и от более древней структуры. Мы убеждаемся, что новейшие эпейрогенические движения, как и современные, не обладают колебательным характером. В дальнейшем эпейрогенез мы будем понимать как тектонический процесс медленного, продолжительного изгиба слоев или поверхностей различного масштаба и формы.

Наряду с эпейрогенезом Г. К. Джильтберт в той же работе [145] выделил орогенез как поднятие более узких, более дифференцированных «географических волн», как горообразование.

Термин этот в европейской, а также и в советской литературе, потерял свой первоначальный смысл и получил значение складчатости. Г. Штилле считал, что орогенез эпизодически создает дислокации, изменяющие структуру. Выделялись фазы орогенеза (или складчатости), установлен канон орогенеза и т. д. Мы будем употреблять термин орогенез как горообразование в первоначальном

и буквальном смысле этого слова [125, 126]. В то же время орогенез не противопоставляется нами эпейрогенезу, а характеризует лишь определенный режим повсеместно проявляющихся эпейрогенических движений (см. ниже). Орогенез может охватывать определенную геоструктурную область — область горообразования, характерными особенностями которой являются дифференцированные движения (формирующие «узкие географические волны» [145]) и общее эпейрогеническое поднятие, развивающееся более интенсивно, чем денудационные процессы.

При рассмотрении соотношений эпейрогенических поднятий и интенсивности денудационных процессов могут наблюдаться три случая: либо поднятие меньше денудации ( $+T < D$ ), либо поднятие равно денудации ( $T = D$ ), либо поднятие больше денудации ( $+T > D$ ). Если поднятие меньше размыва, то все, что поднимается выше уровня денудации, будет уничтожено.

Допустим, какой-то участок равнины поднимается со скоростью 10 см в тысячелетие, а может размываться при данном климате на 20 см в тысячелетие. При таких условиях сколько бы тысячелетий этот участок ни поднимался, все равно он будет снижаться денудацией и всегда будет оставаться денудационной равниной. Мало того, если даже на этом месте были горы, то они постепенно будут снижаться, потому что размыв идет сильнее, чем поднятие. Даже если горы и растут, все равно они будут уничтожаться денудацией, постепенно превратятся в холмистую страну и, наконец, — в равнину.

Допустим, поднятие стало не 10, а 15 см. Изменилось что-нибудь? Нет, потому что не только 15, но и 20 см будет уничтожаться. Если поднятие станет 19 см в тысячелетие, все равно останется равнина, так как уничтожается все, что поднимается. В конечном итоге (в схеме) все приводится к поверхности пенеплена.

Но вот участок стал подниматься со скоростью 21 см, а размыв только 20 см. Здесь получится скачок в развитии, переломный момент. Вместо денудации более интенсивно поднимающиеся выровненные поверхности начнут расчленяться линейно — эрозией, и на месте поднятий появятся горные хребты. Когда поднятие больше размыва, рано или поздно появится горная страна. Когда поднятие равно размыву, то рельеф сохраняется. Если была высокогорная страна, несмотря на идущий интенсивный размыв все равно горы останутся горами. Если поднятие равно размыву в равнинных условиях, эти условия и будут оставаться. При равенстве поднятия и размыва рельеф не меняется.

Соотношение интенсивности тектонических и денудационных процессов, как известно, определяет характер рельефа. Нужно строго различать процесс тектонического опускания или поднятия земной коры и то, что получается в рельефе в результате этого процесса. Это зависит не только от тектоники, но и от изменчивости климата, от устойчивости горных пород, слагающих земную поверхность, и т. п. Выяснение связей, существующих между раз-

вивающейся структурой земной коры и ее рельефом, является одной из основных задач новейшей тектоники.

Методы изучения новейшей тектоники, а также использования новейшей тектоники при геологических и геоморфологических съемках, при поисковых работах и при специальных тематических исследованиях, весьма разнообразны. В последние годы разработан ряд различных приемов, применяемых в целях познания тектонических процессов формирования структур, а также при прогнозах месторождений тех или иных полезных ископаемых. Здесь мы коснемся лишь главнейших направлений методических работ. При полевых исследованиях необходимо использовать не один какой-либо метод, а комплекс методов, применяя в каждом данном районе наиболее целесообразный набор их и помня, что каждое наблюдение форм и типов рельефа должно сочетаться с выяснением связей их со структурой.

Орографический метод предусматривает общую связь устройства земной поверхности с тектоникой.

Еще М. В. Ломоносов писал о том, что «наблюдая земную поверхность, можно глубоко в недра ее проникнуть, то есть по наружности о внутренности дознаться» [53, с. 96].

Изучая горы Средней Азии, И. В. Мушкетов более ста лет назад пришел к заключению, что хребты и впадины характеризуют здесь не только орографию, но и орографию на тектонической основе, характеризуют тектонические процессы, выраженные в рельефе, то, что мы называем новейшей тектоникой, то, что И. В. Мушкетов называл вышедшим из употребления термином «орология» [66].

В ряде случаев отдельные структурные формы, созданные новейшей тектоникой, особенно наглядно и убедительно видны при непосредственном наблюдении рельефа с какого-либо повышенного участка. Так, наблюдая древнюю денудационную поверхность в ур. Кызыл-Кунгей, на западной окраине хр. Кокшалтау, В. Н. Огнев писал, что она согнута в широкую синклиналь. Вдоль оси этой синклинали врезается глубоким ущельем р. Кокшал, а крылья синклинали формируют склоны хребтов Коккия и Кокшалтау. Глубокие каньоны и ущелья избородили эту поверхность, но она сохранилась еще на таких больших площадях водораздельных гряд, что не требует какой-либо реставрации или сравнения гипсометрии отдельных участков и видна непосредственно [126] (рис. 19).

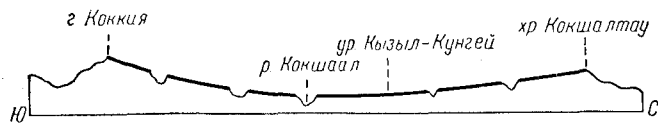


Рис. 19. Морфологическая схема хребтов Коккия и Кокшалтау (по В. Н. Огневу).

В горных областях даже простое рассмотрение гипсометрических карт дает возможность получить первое представление об их новейшей структуре. Горные хребты, как правило, представляют собой новейшие тектонические поднятия (антиклинории), межгорные впадины — прогибы (синклинории). В ряде случаев можно в первом приближении определить не только общую форму, протяженность и амплитуду новейших структурных форм, но и особенности их строения, наличие разрывов, крутизну крыльев и т. п.

Изучение карт земной поверхности позволило сделать крупнейшие тектонические обобщения [165, 3].

О том, что не только горы, но и основные черты рельефа равнин обусловлены тектоникой, писал А. П. Павлов (1887) и многие исследователи Восточно-Европейской платформы.

В равнинных странах зависимость форм рельефа от плана распределения и амплитуды новейших поднятий и прогибов не так легко установить непосредственно. Но основные черты структуры и здесь улавливаются, особенно если учесть современный план речной сети и линейных элементов рельефа. Так, смотря на карту Европейской части СССР, мы видим, что реки Днепр и Донец в среднем течении поворачивают на восток и текут вдоль Днепровско-Донецкой впадины, а затем, повернув на юг, прорезают поднятие Украинского кристаллического массива, после чего, повернув на запад, текут к морю. Нет сомнения, что изгибы этих крупных рек связаны с унаследованным ростом широтно вытянутого, погружающегося на восток Украинского щита.

Изучая орографию Русской равнины, К. И. Геренчук (1960) пришел к заключению, что ее главные речные системы расположены в основном в синеклизах и прогибах, а антеклизы представляют собой области водоразделов.

Более мелкие формы новейшей структуры на платформах имеют иногда прямой, иногда обращенный рельеф. В некоторых случаях и здесь они могут быть выделены непосредственно, но обычно установление их требует специальных исследований.

Орографический метод широко используется при аэрогеологических исследованиях и при съемках Земли из космоса. В хорошо обнаженных областях с самолета можно видеть и фотографировать тектоническую структуру во всех деталях ее строения. Если же изучаемая область недостаточно хорошо обнажена, то судить о структуре ее зачастую оказывается возможным по косвенным признакам, отраженным на аэроснимках.

Съемки из космоса позволяют сразу увидеть основные черты строения обширных регионов. Так, например, общая структура Памира рисуется на космических снимках как крупный блок, наведенный на север и ограниченный с востока правосторонними, с запада левосторонними сдвигами.

Дистанционные исследования (аэрометоды и снимки из космоса), хорошо технически оснащенные, превратились в самостоя-

тельную отрасль геолого-географических наук (Я. Г. Кац, А. Г. Рябухин, Д. М. Трофимов, 1976).

Непосредственные визуальные наблюдения рельефа земной поверхности при полевых исследованиях позволяют выделить ряд явлений, связанных с процессом новейшей тектоники. В первую очередь сюда относятся следы гравитационных движений, проявляющихся как в поверхностных гравитационных перемещениях, так и в гравитационной тектонике. Особенное развитие гравитационная тектоника получает в подвижных областях, проявляясь в срывах и скольжениях осадочных толщ, образующих покровные складки, надвиги и шарьяжи.

На тех же представлениях непосредственной связи рельефа дна морей и растущих форм структуры основан и батиметрический метод. Применение современной техники измерения глубин с одновременным взятием грунтовых проб делают его достаточно продуктивным.

Морфометрический метод — это количественный метод изучения рельефа. Самые простые приемы его были предложены С. С. Соболевым (1937), составлявшим карты глубин главнейших местных базисов эрозии или глубин речных долин. По глубине вреза определялась величина новейшего поднятия со времени заложения речной сети.

Конечно, такие карты не могут считаться картами изобаз, так как на них не учтен разный возраст речной сети и наличие участков, в которых происходит не врез, а аккумуляция, но все же они дают некоторые количественные данные о величине вертикальной составляющей новейших тектонических движений.

То же можно сказать о картах энергии рельефа, на которых в выделенных равновеликих квадратах вычисляется разность высот, и квадраты, попадающие в одинаковые рубрики разностей (например, 0—20, 20—50, 50—120 м и т. д.), обозначаются одинаковым условным знаком (штриховкой, оттенком раскраски или количеством точек).

Наиболее разработанный морфометрический метод предложен В. П. Философовым (1960). На основе гипсометрической карты строится ряд вспомогательных карт (порядков долин, асимметрии долин и междуречий, базисных поверхностей и т. д.), интерпретация которых позволяет определить морфологию и параметры изучаемой складчатой формы структуры.

В ряде равнинных областей с достаточно хорошо развитой речной сетью метод В. П. Философова дал интересные результаты.

Более широкие и общие представления о новейшей тектонике дают геоморфологические методы с прослеживанием и использованием того или иного элемента рельефа.

Метод изучения древних поверхностей выравнивания. Когда говорят о дислокации, имеют в виду нарушение первичного, горизонтального залегания. Геологи используют пласт, геоморфологи — поверхность выравнивания.

Представления о поверхностях выравнивания имеют длительную историю, коснуться которой мы можем лишь в самом кратком виде. Формирование конечной поверхности выравнивания — пенеплена — В. М. Дэвис [29] связывал с развитием выделенного им цикла эрозии. Вслед за поднятием страны (формирования структуры) следовало ее снижение эрозионными процессами. Рельеф при этом характеризовался последовательными стадиями: молодостью, зрелостью и старостью.

Отсюда формула: структура → процесс → стадия.

После выработки пенеплена могло произойти новое поднятие и наступал новый цикл эрозии. Схема В. М. Дэвиса некоторыми из его последователей рассматривается как канон, и следы каждого нового цикла трактуются катастрофистами как тектоническая фаза. Тем не менее обширные древние пенеплены с соответствующими корами выветривания, свидетелями длительного изнашивания рельефа сверху, могут рассматриваться как эпохи относительного покоя и сопоставляться с поверхностями региональных несогласий.

В. Пенк свой морфологический анализ [87] строит на взаимодействии одновременно идущих процессов поднятия и денудации. Рассматривая длительный рост складки большого радиуса кривизны, В. Пенк объясняет выработку поверхностей выравнивания отступанием склонов от местных базисов денудации на окраинах растущего поднятия. В результате формируется предгорная лестница. Появление каждой новой ступени, по В. Пенку, не требует изменения интенсивности поднятия, а связано лишь с неизменным его ростом. Каждая новая ступень подрезает предыдущую, но не завершает ее развития и отступления за счет еще более высокой, также растущей ступени.

Последователи В. Пенка «исправляли» его и считали, что появление ступеней отвечает тектоническим импульсам, а сами ступени ограничиваются разломами.

Л. Кинг (1967) приложил идеи В. Пенка к равнинам и горам Южной Африки и ввел для выровненной денудацией поверхности термин «педимент», а для разрывающихся путем отступления склонов ступенчатых равнин — «педиплен».

Большое значение для наших представлений о поверхностях выравнивания имеют работы Ю. А. Мещерякова [59] (рис. 20). Он предложил выделять полигенетические поверхности выравнивания, увязав денудационные поверхности платформенных областей поднятия с соответствующими им аккумулятивными поверхностями областей опускания (рис. 21).

Примеров пенепленов, формирующихся в настоящее время, не известно. (Мы живем в активную эпоху.) Мы знаем лишь древние пенеплены, в той или иной степени расчлененные последующими врезами или погребенные более молодыми осадками. Наблюдаемые в водораздельных частях областей поднятия участки плоской или пологоволнистой исходной поверхности пенеплена

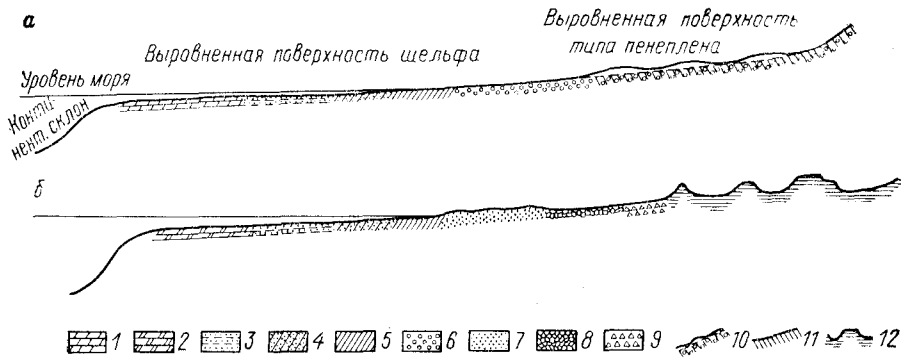


Рис. 20. Обобщенные схемы строения базисных полигенетических поверхностей выравнивания по Ю. А. Мещерякову [59].

а — фациальный профиль поверхности в условиях гумидного климата (по Н. М. Страхову, 1948); б — то же в условиях аридного климата (по И. П. Герасимову, 1937); 1 — подводная морская равнина, сложенная органогенными осадками (известковая формация); 2 — то же, сложенная органогенно-хемогенными осадками (известково-доломитовая формация); 3 — мелководная морская песчано-глинистая равнина; 4 — абразивно-аккумулятивная равнина; 5 — абразивная равнина; 6 — дельтовая или аллювиальная равнина; 7 — то же (с эоловыми формами песчаного рельефа); 8 — такыровая равнина; 9 — пролювиальная равнина; 10 — эрозионно-аккумулятивные речные террасы; 11 — эрозионные террасы; 12 — денудационная выровненная поверхность со столово-останцовыми возвышенностями (типа пенеплена).

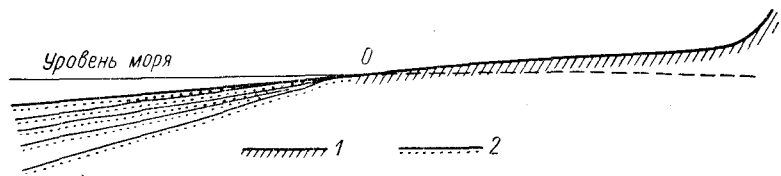


Рис. 21. Соотношения между денудационной поверхностью и коррелятивной ей осадочной формацией по Ю. А. Мещерякову [59].

1 — денудационная поверхность; 2 — аккумулятивные поверхности.

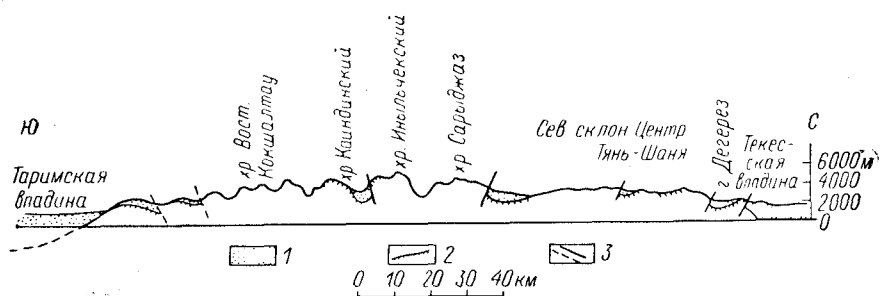


Рис. 22. Схематический морфологический разрез Центрального Тянь-Шаня.

1 — кайнозойские осадки; 2 — древние поверхности денудации; 3 — главные разрывы.

сохраняют иногда древнюю кору выветривания или покрывавшие их континентальные, реже морские осадки.

В горных странах остатки поверхностей древнего пенеплена бываю изогнуты, разорваны, наклонены и подняты на высоты в несколько километров над уровнем моря. Совершенно ясно, что они не могли формироваться в таком виде и в таких гипсометрических условиях и перемещены сюда новейшими горообразовательными процессами [такие формы рельефа С. С. Кузнецов (1947) предлагает называть аллохтонными]. Строя морфологические профили и соединяя остатки древнего пенеплена между собой, мы получаем первые представления о складчатых и разрывных дислокациях, вызванных новейшими тектоническими движениями (рис. 22).

Следует учитывать, что древний пенеплен в областях современного горообразования мог формироваться очень длительное время и существовать задолго до поднятия гор. При этом он испытывал доорогенные пологие изгибы и дизъюнктивные дислокации, в результате чего на одних участках происходил смыв коры выветривания, а также подстилающих ее пород, на других — накопление осадков. В некоторых случаях здесь, так же как сейчас на равнинах, формировалось несколько поверхностей выравнивания. Из них только последняя, предорогенная, должна являться базисом для построения профилей и карт новейшей тектоники (рис. 23). В областях горообразования, возникших на местах предшествовавших им геосинклиналей, построение усложняется, ввиду того что, по мнению некоторых исследователей, в них не было единого пенеплена, а развитые в них, зачастую хорошо датируемые поверхности выравнивания разновозрастны.

Представления об орогенных поверхностях выравнивания, образующихся во время роста горных областей, разработаны в настоящее время в ряде исследований [44 и др.]. Эти поверхности выравнивания и связанные с ними денудационно-эрозионные врезы позволяют выяснить не только суммарное развитие новейших структурных форм, но и отдельные этапы этого развития (рис. 24).

Наряду с изучением поверхностей выравнивания и иногда во взаимосвязи с ними стоят методы изучения речных и морских террас. Террасы, т. е. ступени (врезы) рельефа, выработанные эрозионной деятельностью рек или абразией моря, сложены с поверхности аллювиальными или прибрежно-морскими отложениями. Террасы, так же как и поверхности денудации, образуются в областях поднятий (или являются следствием резкого опускания уровня бассейна). В областях тектонического опускания более древние террасы погребаются более молодыми, формирующими наземную или подводную аккумулятивную равнину.

Террасы являются элементами рельефа, наиболее чутко реагирующими на тектонические движения. Однако использование террас при анализе развития новейших тектонических движений требует достаточно ясных представлений о генезисе террас и методах их

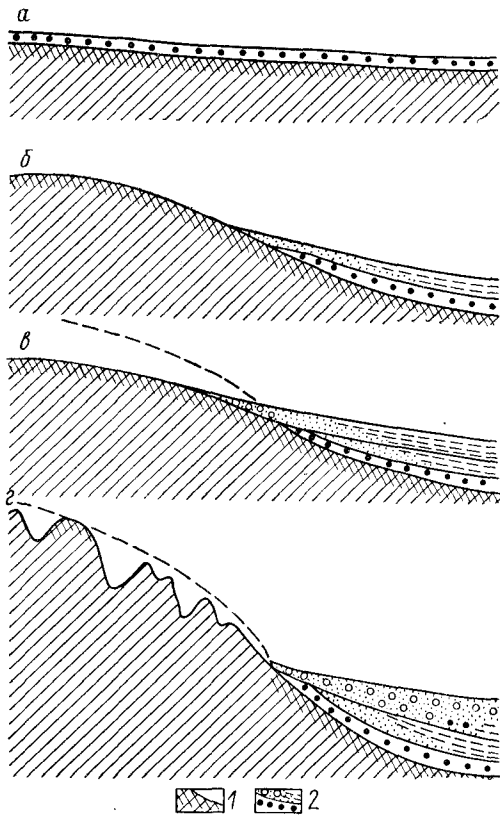


Рис. 23. Схема развития рельефа при выгибании древнего пенеплена.

1 — палеозойское основание; 2 — мезо-кайнозойский покров; а — первоначальное положение пенеплена; б — изгибание пенеплена, вызвавшее в области поднятия выход на поверхность препарированного денудацией палеозойского основания; в — дальнейшее изгибание, вызвавшее в области поднятия выработку нового предорогеного денудационного среза палеозойского основания (прежняя его поверхность показана пунктиром); г — более интенсивное орогенное изгибание с лицевым расчленением области поднятия. В области опускания во всех случаях идет непрерывное накопление осадков — мелкообломочных доорогенных и грубых орогенных.

изучения. Так, например, сравнивая между собой высоты морских террас, нельзя мерить их бровки, а требуется точно определить древние береговые линии или тыловые швы террас.

Речные террасы разного типа несут различную информацию [124]. Так, террасы врезывания указывают на местные причины их образования. Они говорят о пересечении речной долиной участка значительных новейших дислокаций (сброса, крутого крыла или резкого погружения шарнира складки) или участка быстрого падения базиса эрозии.

Цикловые террасы формируются главным образом в связи с изменениями климата, но относительные высоты их отражают обычно ту или иную интенсивность тектонических поднятий, роста новейших структурных форм, пересекаемых речной долиной. Не только ширина речной долины и изменчивая высота речных террас, но и характер и мощность речного аллювия тесно связаны с положением в развивающейся новейшей структуре. Изучая речные террасы, мы можем судить и о суммарных деформациях, вызванных

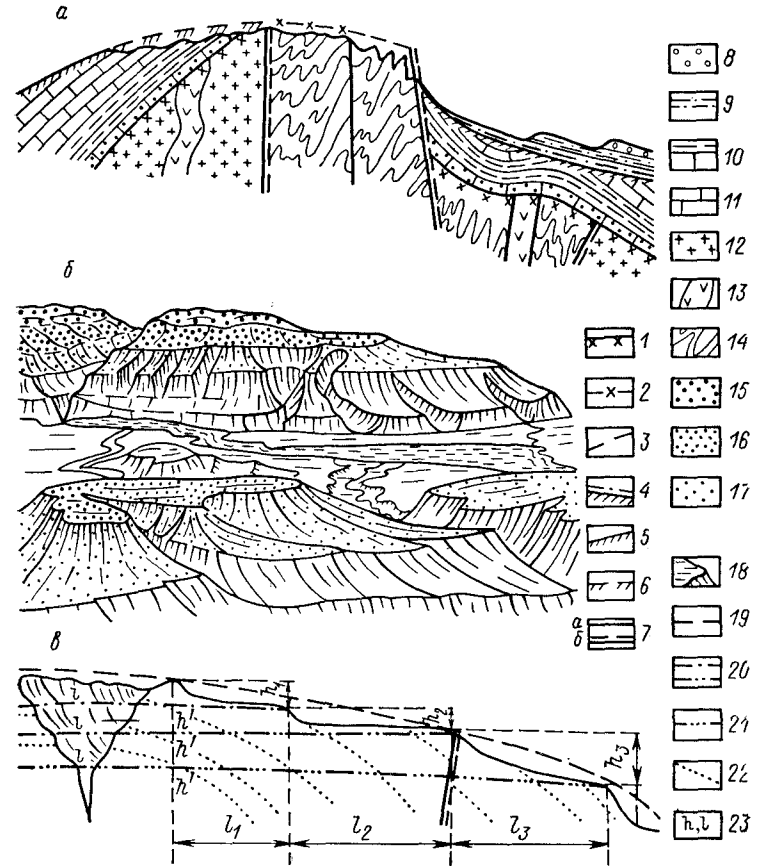


Рис. 24. Основные формы рельефа горных стран, отражающие взаимодействие тектонических движений и экзогенных нивелирующих процессов. По Н. П. Костенко [44].

а — геоморфологические соотношения пенеплена и предорогеной поверхности выравнивания; б, в — геоморфологические соотношения орогенных поверхностей и денудационно-эрозионных врезов; б — общий вид хребтов и гряд — антиклиналей, в — корреляция разновозрастных элементов рельефа на склонах возвышенности — складки и сквозной долины; 1—3 — пенеппен: 1 — погребенный, фиксированный корой выветривания, 2 — откопанный, без коры выветривания, подвергшийся плоскостной денудации, слаборасчлененный, 3 — реконструкция положения поверхности пенеппена, значительно расчлененного; 4—6 — предорогеновая поверхность выравнивания: 4 — погребенная, 5 — поднятая, хорошей сохранности, 6 — поднятая, расчлененная; 7 — разрывы (а — древние «мертвые», б — древние омоложенные и орогенные); 8, 9 — разновозрастные молассы орогенной формации: 8 — грубые, 9 — тонкие; 10, 11 — породы чехла: 10 — терригенные, 11 — преимущественно органогенные; 12—14 — породы фундамента: 12 — интрузивные, 13 — эффузивные, 14 — метаморфические; 15—17 — орогенные поверхности выравнивания: 15 — древняя, 16, 17 — молодые поверхности и коррелятивные региональные врезы горных рек; 18 — наиболее молодые врезы; 19—21 — сопоставительные линии, обобщающие очертания днщ разновозрастных врезов и орогенных поверхностей выравнивания; 22 — границы толщ, слагающих хребет, — антиклиналь; 23 —  $h$ ,  $l$  — параметры, определяющие морфологию врезов и ступеней на склонах новейших поднятий.

новейшими тектоническими процессами, и об этапах развития этих процессов. Выяснение истории речной сети и приуроченных к ней современных и древних террас является основой структурного анализа и поисков россыпных месторождений.

Мы не имеем возможности рассматривать здесь широкий комплекс методов изучения новейшей тектоники, разработанный в настоящее время главным образом в нашей стране [44, 59, 61, 68 и многие другие]. Но следует учесть, что путем изучения рельефа в связи с новейшей тектоникой можно понять многие общие закономерности в развитии структуры Земли.

### Некоторые итоги изучения современных и новейших тектонических движений

Подводя итог рассмотрению современных и новейших тектонических движений, следует подчеркнуть, что современные движения большей частью не имеют нижнего стратиграфического ограничения. Обычно они являются непосредственным продолжением более ранних и более длительных тектонических движений — движений, создавших основные черты современного рельефа. Мы не можем наблюдать эти более ранние движения непосредственно, но некоторые формы рельефа явно образованы процессами, аналогичными процессам, происходящим на наших глазах. Так, например, потухший вулкан несомненно образовался теми же процессами, что и действовавшие на памяти человечества вулканы. Изобазы современных поднятий Балтийского щита и разные высоты древних морских террас на нем убедительно говорят о поднятиях щита до и после появления человека.

Нет основания противопоставлять современные движения новейшим и рассматривать современную тектонику, как это полагают некоторые ученые, в качестве особого типа движений. Современные тектонические движения следует считать частью новейшей тектоники. Они отличаются лишь тем, что могут непосредственно наблюдаться.\*

Также не следует противопоставлять новейшую тектонику и более древние тектонические движения. Нижняя граница новейшей тектоники не имеет однозначного стратиграфического ограничения. В разных регионах возраст ее различен.

Новейшие тектонические движения следует рассматривать как непосредственное продолжение тектонических движений прошлого, отличающихся от них только тем, что структурные формы, созданные новейшей тектоникой, не уничтожены последующей денудацией.

\* Нужно иметь в виду, что, судя по многим достоверным повторным нивелировкам, скорости современных движений намного превышают скорости, которые мы можем установить для новейших и древних движений. При таких скоростях должны были бы за короткий промежуток времени возникнуть огромные горы и прогибы, которых в действительности нет (см. с. 78). Следовательно, современные тектонические движения, фиксируемые повторными нивелировками, прерывисты во времени или, скорее, меняют свое направление. — *Ред.*

цией, а сохранились в современном рельефе. В отдельных случаях в результате новейших движений образуются и новые структуры, не формировавшиеся ранее.

Если бы современная тектоника представляла собой особый тип движения, а новейшая тектоника отражала новую форму развития земной коры, изучение их не имело бы теоретического значения для понимания более древних тектонических процессов, так как в этом случае не было бы основания использовать метод актуализма.

Мы уже отмечали, что метод актуализма в тектонике до последнего времени использовался недостаточно, менее, чем в других разделах естествознания. А между тем непосредственные наблюдения современных тектонических явлений и данные новейшей тектоники, позволяющие применять геоморфологические методы, дают очень много для понимания динамики древних тектонических движений, изучаемых только геологическими методами.

Изучение современной и новейшей тектоники позволяет выделить два основных типа тектонических движений. Первый тип нарушает гравитационное равновесие земной коры, создавая структурные формы и неровности рельефа земной поверхности. Второй тип восстанавливает равновесие и сглаживает рельеф. К первому типу могут быть отнесены «вековые», медленные «долговременные и нечувствительные» современные тектонические движения, соответствующие тем новейшим движениям, которые на основании изучения рельефа и тектоники района оз. Бонвилл, Г. К. Джилберт выделил как эпейрогенические.

Эти движения наблюдаются повсеместно, на всей поверхности Земли. Ими длительно и унаследованно — направленно создаются основные формы структуры и рельефа Земли. Они проявляются в виде поднятий и прогибов, образуя изгибы и разрывы слоев и поверхностей разной величины и формы. Величина изгибов колеблется от территорий, подобных Балтийскому щиту, до отдельных локальных эпейрогенических складок. Движения по разрывам тоже характеризуются разными масштабами.

Проявляясь повсеместно, новейшие и современные эпейрогенические движения происходят с изменчивой как во времени, так и пространстве скоростью. В разных областях Земли они обладают неодинаковым режимом, характеризующимся той или иной интенсивностью, контрастностью и направленностью.

Особенности режимов эпейрогенических движений определяют наличие различных геоструктурных областей Земли — мобильных и стабильных. Различия между мобильными и стабильными областями особенно отчетливо выражены в устройстве земной поверхности. В мобильных областях новейшими эпейрогеническими движениями созданы горные хребты и межгорные впадины. В стабильных областях рельеф характеризуется равнинностью, и выраженность в нем новейших форм структуры значительно менее заметна.

Среди процессов, которые могут быть отнесены ко второму типу новейших и современных тектонических движений, можно выделить следующие.

Изостатические движения связаны с уравниванием нарушенного равновесия значительных участков земной коры путем подкоровых перемещений пластических толщ литосферы. Нарушения равновесия части или всей толщи земной коры вплоть до мантии, вызывающие изостазию, могут быть следствием тектонических движений большого масштаба (характерных главным образом для подвижных областей Земли). Но они могут быть вызваны и внешними (климатическими) причинами, примером чего служит гляциоизостазия. Иногда изостазии придают важнейшее значение, иногда отрицают ее. Следует помнить, что это компенсационные движения, которые оканчиваются при выравнивании равновесия земной коры.

С тектоническими или климатическими причинами связаны и поднятия или опускания уровня океанов, выделяемые как эвстатические движения (геократические, гидрократические и планетарные).

Упругие движения связаны с разрядкой напряжений разного масштаба, обусловленной упругими свойствами горных пород. Они также могут быть связаны с внутренними или внешними причинами. В настоящее время подобные движения вызываются деятельностью человека.

Естественные (и искусственные) нагрузки и давления могут вызвать, особенно в пластичных породах, образование складок раздавливания (компрессии), нагнетания и течения из областей с большим давлением в области с меньшим давлением. В некоторых случаях при этом происходит выжимание (выпираание) пластических толщ или явления диапиризма, продолжающиеся и в настоящее время. Иногда близкие к диапиризму процессы наблюдаются в связи с деятельностью современных процессов речной эрозии. Так, например, на дне некоторых долин, прорезающих плотные породы и достигающих подстилающих их пластов гипса и соли, образуются «складки выпирания». Это связано с давлением толщ плотных пород, слагающих водораздельные пространства, и течением пластичных пород в освобожденные от нагрузки участки речных долин. Близкие к этому явления происходят под влиянием деятельности человека (нагрузки зданий, движение транспорта и т. п.).

В настоящее время можно наблюдать образование складок разбухания, возникающих при увеличении объема пород. В частности, они образуются при увеличении объема ангидрита в результате превращения его в гипс (гипсовая тектоника), при замерзании и размерзании воды (мерзлотная тектоника) и т. п.

Большое значение при изучении новейшей и современной тектоники имеют гравитационные движения. Они проявляются в виде поверхностных явлений всюду, где гравитационное

равновесие нарушено, и сила тяжести с помощью агентов денудации или непосредственно вызывает перемещение пород сверху вниз. Но особенно большую роль гравитационные явления играют в подвижных областях Земли, в тех областях, где интенсивными эпейрогеническими движениями создаются контрастные формы структуры и рельефа. Здесь наблюдаются и глубокая речная эрозия, и большие свободные поверхностные гравитационные перемещения (обвалы, оползни), и, наконец, гравитационная тектоника.

Последняя обуславливает скольжение масс покрова осадков с областей поднятия в прогибы с формированием автономных покровных складок и разрывов, со срывом с поверхности основания, со срывами и послынными скольжениями внутри осадочных толщ по более пластичным горизонтам, с надвигами и шарьяжами.

Явления нагнетания и диапиризма большей частью связаны с гравитационной складчатостью. Сюда же надо отнести расползание блоков под влиянием силы тяжести, смятие пород у разломов и общее смятие толщ в подвижных областях. С подвижными геоструктурными областями благодаря накоплению здесь напряжений, вызванных интенсивным эпейрогенезом, и разрядкой этих напряжений связаны и землетрясения, а также извержения вулканов.

Все эти явления так или иначе связаны с эпейрогенезом и эпейрогенической складчатостью, с интенсивностью и градиентами этих движений первичного тектогенеза и как производные от него могут быть объединены названием вторичный тектогенез.

Среди рассмотренных выше современных и новейших тектонических процессов мы не находим движений, которые вызывали бы закономерную смену поднятий и опусканий одного и того же участка земной коры и имели бы, таким образом, обратимый — колебательный характер. А именно такие движения описываются в советской литературе начиная с тридцатых годов как высшая форма или основной тип тектогенеза, противопоставляемый складчатости.

В ряде случаев вопреки четким определениям под названием колебательных движений описывается наложение результатов одних движений на другие. Например, наложение на направленный тектонический процесс колебаний уровня моря (Бакинский караван-сарай) или вулканических явлений (Почцуоли).

Сюда же можно отнести и периодические явления, связанные с влиянием на земные процессы Луны и Солнца, а также влияние изостазии и упругости на неизменно развивающиеся эпейрогенические движения.

Количественную оценку суммарного эффекта вертикальной составляющей всех этих движений в настоящее время дают повторные нивелировки. Большей частью они показывают унаследованность поднятий и прогибов и связь результатов нивелировок с геоморфологическими данными — с новейшей тектоникой.



Единичные примеры смены знака движений иногда могут быть обусловлены возможными ошибками нивелировок, устойчивостью реперов, положением точки отсчета, определением контуров поднимающихся и погружающихся участков и, наконец, трактовкой явления, возможно многопричинного. Однако если и имеются отдельные случаи инверсии структуры (не рельефа), это еще не значит, что есть основание выделять колебательные движения как повсеместно распространенный основной тип тектонических процессов.

В пользу существования колебательных движений приводятся иногда не фактические наблюдения, а рассуждения о том, что повторные нивелировки дают такие скорости движений, которые не соответствуют данным о скоростях новейших и более древних движений. Следовательно, рассматриваемые движения не могут быть унаследованными, а должны обладать прерывистостью, сменной знака движений.

Действительно, если скорость однонаправленного движения равна, допустим, 1 см/год, то за 10 000 лет поднятие должно достигнуть 100 м. Такие явления возможны и наблюдаются даже на платформах. Мало того, поднятие Балтийского щита за 10 000 лет достигало 250 м (рис. 3), а максимальная скорость поднятия равнялась 3 см/год. Такая необычная скорость не характерна для платформы. Она связана с суммированием унаследованного эпейрогенического поднятия и изостатических движений вследствие таяния материкового ледника.

Однако если мы условно выделим какой-то участок платформы, не подвергающийся каким-либо дополнительным влияниям, и допустим, что он поднимается со скоростью 1 см в год, то в течение 1 000 000 лет (четвертичный период) высота его достигла бы 10 км. Таких высот нет и, добавим, не может быть на платформе. На такую высоту поднялся бы репер, а не поверхность участка, на котором стоит репер. Поверхность эта в платформенных условиях будет почти неизменно сохранять свою высоту, размываясь одновременно с поднятием. В случае опускания поверхность будет покрываться осадками и опять-таки сохранять свою высоту. Эти истинные высоты будут характеризовать не величину вычисленного тектонического поднятия, а его геоморфологическое выражение. На платформе сохранится более или менее равнинный рельеф.

Возражая против наличия типа современных колебательных движений, я не думаю, что унаследованно направленные движения, выделяемые как «вековые» или лучше как эпейрогенические, развивались бы перманентно. Они наблюдаются повсеместно, и нет участка земной поверхности, где бы они так или иначе не проявлялись. Но в разных геоструктурных областях Земли и в разные эпохи они проявляются с разной интенсивностью и с разной направленностью. Эпейрогенические движения, так же как и структурные формы, ими создаваемые, в разное время зарождаются, живут и отмирают. Современные живые структурные формы могут унаследованно продолжать развитие новейших или более древних

форм или быть наложенными на мертвые структуры того или иного возраста, характера и масштаба. Однако унаследованное развитие живых структурных форм разных порядков может приводить к изменению их геоморфологического выражения. Это особенно хорошо видно в областях новейшего горообразования.

В целом области горообразования являются областями общего поднятия земной коры, на фоне которого выделяются второго, третьего и т. д. порядков поднятия и прогибы в виде хребтов, впадин и более мелких структурных форм. Все они развиваются унаследованно, не сменяя друг друга в пространстве. Горы не превращаются во впадины, а впадины не становятся горными хребтами. Но размыв захватывает все более широкую область, а устойчивая седиментация сохраняется только в крупных межгорных впадинах. При этом у подножия хребтов появляются предгорья, холмистые области размыва, сложенные недавно накапливавшимися здесь орогеническими осадками.

Ряд исследователей приводят появление предгорий как пример колебательных движений. Однако рост структурных форм оставался в них неизменным. Изменялось лишь их геоморфологическое выражение (рис. 57).

Геоморфологическим выражением новейших тектонических движений являются и рассматриваемые некоторыми геологами в качестве колебательных движения, которые формируют речные и морские террасы, определяющие очертания суши и моря и, наконец, лежат в основе образования и развития рельефа Земли.

Изучение новейшей тектоники, где процесс тектонического развития может наблюдаться в гораздо более длительном промежутке времени и создаваемые им формы структуры более отчетливо и ясно выражены, чем в процессе современных движений, не дает никаких данных для выделения колебательных движений. К такому заключению приводят нас не только геодезические и геоморфологические методы анализа устройства современной земной поверхности, но и геологические методы изучения разрезов осадочных толщ и их структурных форм.

Таким образом, к рассмотрению осадконакопления и к выделению типов тектонических движений и структур в свете изучения современных и новейших тектонических движений мы подходим без предвзятого мнения о существовании колебательных движений.

Глава III

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

О тектонических движениях прошлых геологических эпох мы можем судить по условиям залегания горных пород, их тектонической структуре, а также по их строению, фациям и мощностям отложений.

Основным методом изучения формирования и развития тектонической структуры является структурно-фациальный анализ. Все особенности толщ горных пород рассматриваются при этом в связи с их положением в структуре.

Для осадочных отложений, как правило, исходной первичной формой является горизонтально (или близко к горизонтальному) залегающий слой. Представления о слое и формировании слоистой толщи, как известно, имеют два толкования. Проф. Казанского университета Н. А. Головкинский (1862) предложил выделять в качестве слоя однофациальный, но разновозрастный осадок (рис. 25, *aa*, *bb*, *vv* и т. д.). Проф. Петербургского университета А. А. Иностранцев (1868) рассматривал слой как разнофациальный, разновозрастный осадок (рис. 25, *1-1*, *2-2* и т. д.). Н. Б. Вассович (1938) выделяет миграционно-асинхронные слои, соответствующие слоям Н. А. Головкинского, и мутационно-синхронные слои — слои А. А. Иностранцева.

В связи с фациальной изменчивостью слоев выделение разновозрастных образований в разрозненных разрезах представляет большие трудности. В полевой практике обычно используются так называемые опорные горизонты: литологические, палеонтологические и др., — принимаемые за синхронные.

Проследивая толщи осадочных пород на значительных территориях, можно видеть, что в некоторых случаях отложения одного и того же возраста представлены разными по составу фациальными комплексами. При этом в области перехода породы одного комплекса образуют узкие вытянутые клинья в виде отдельных выклинивающихся слоев и тонких прослоев, внедряющиеся в толщу пород другого комплекса. По-видимому, их можно рассматривать как местные опорные горизонты (рис. 26).

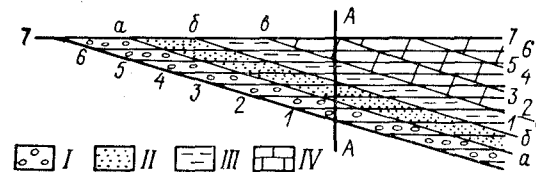


Рис. 25. Смещение фациальных зон вслед за движением береговой линии при трансгрессии. I — галечники; II — пески; III — глины; IV — известняки. *a*, *b*, *v* — границы фаций; 1—7 — временные границы; AA — линия разреза (стратиграфическая колонка).

Соотношения слоев и фаций, вытекающие из построений Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева, позволяют сделать вывод, что только те фации могут лежать друг над другом, которые могут располагаться рядом друг с другом (И. Вальтер).

Так, в вертикальном разрезе AA (рис. 25) смена галечников песками, глинами и известняками соответствует такой же смене в латеральном направлении. Рассматриваемый трансгрессивный разрез связан с расширением области осадконакопления, с наступанием моря на сушу. Такой разрез, в котором обломочный материал становится все более мелким, называют трансгрессивным (микрокластогенным — В. И. Попов). Напротив, при отступании моря, при сокращении области осадконакопления, органогенные и мелкообломочные отложения сменяются более крупнообломочными

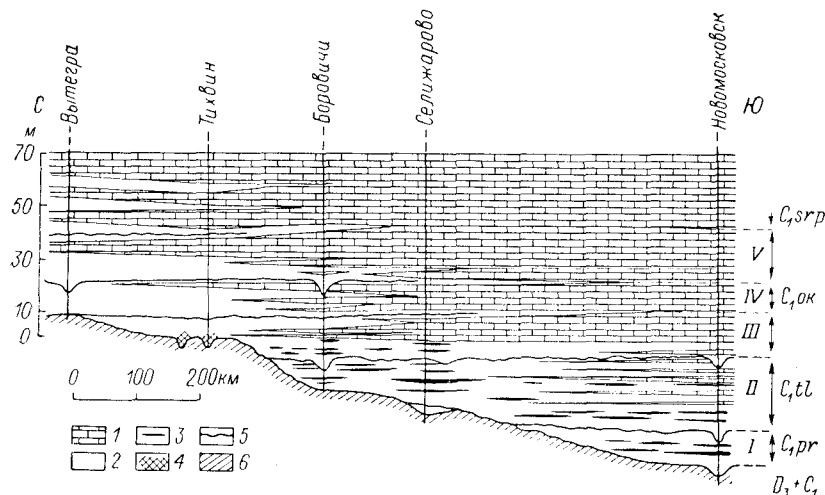


Рис. 26. Схема изменений строения и состава главных частей разреза нижнего карбона Подмосковского бассейна (по Е. П. Брунс, 1940).

1—V — ритмы первого порядка; 1 — известковые толщи; 2 — песчано-глинистые толщи; 3 — пласты углей; 4 — бокситы; 5 — главные горизонты размыва; 6 — подстилающие толщи.

отложениями, вплоть до галечников, и формируется регрессивный макрокластогенный разрез.

Следует отметить, что как трансгрессивная, так и регрессивная серии накапливаются в области относительного тектонического опускания и не указывают, как правило, на смену направленности тектонических движений или на колебательный их характер. Они говорят обычно о соотношении интенсивности прогибания и интенсивности осадконакопления, отражая эти соотношения глубиной бассейна и фациями отложений. Это подобно тому процессу соотношения интенсивности поднятия и денудации, который, как мы видели в предыдущей главе, отражен в рельефе. Здесь вместо самого рельефа мы видим разные фации отложений, которые рассматриваются как «геоморфологическое выражение» условий осадконакопления.

Термин *фа́ция* (Н. Стено, 1669) стал употребляться А. Гресли (1838) в смысле изменения пласта в горизонтальном направлении. В настоящее время существует ряд определений этого очень важного для геологов термина (Д. В. Наливкин, Н. Б. Вассоевич и др.). Иногда фацией называют горную породу определенного состава, иногда считают, что фация — это не порода, а лишь обстановка. Часто как фацию выделяют часть пласта или свиты отложений (как часть пласта А. А. Иностранцева), но зачастую фация (литофа́ция) рассматривается безотносительно к возрасту (как слой Н. А. Головкинского).

Мы будем понимать под фацией часть слоя, слой или свиту слоев, характеризующиеся определенным составом и условиями образования (например, озерные пески).

Чередование слоев большей частью имеет определенный порядок. Мы указывали выше на особенности строения трансгрессивного и регрессивного разрезов. Можно привести характерный пример строения угленосных толщ (снизу вверх):

1) континентальные отложения: а) песчаники с косою слоистостью текучих вод, б) алевролиты, в) глины с остатками корневых систем растений, г) уголь;

2) морские отложения: д) глины с морской фауной, е) известняки, глины с морской фауной, выше иногда сменяющиеся песчано-алевролитовыми породами.

Затем следуют следы размыва, и снова отлагается пачка пород, очень близкая по составу и условиям образования предшествующей.

Неоднократная и закономерная повторяемость сходных сочетаний слоев, в определенном порядке сменяющих друг друга в разрезе, в советской литературе получила название *ритмичности* или *цикличности*. Можно предполагать, что ритмичность (повторяемость) строения осадочных толщ отражает то явление ритмичности (периодичности), которое мы рассматривали в гл. I.

В некоторых случаях связь ритмичности в строении разрезов осадочных отложений с определенными явлениями ритмичности

совершенно несомненна. Так, например, ленты в озерно-ледниковых ленточных глинах соответствуют ритмической смене времен года.

Так же как в процессах периодичности во времени, в осадочных толщах по характеру строения и масштабу выделяются ритмы и ритмичность разных порядков. Анализ строения осадочных толщ позволил выделить 3 следующих типа ритмичности [Брунс, 56]. Во-первых, это мелкая ритмичность ленточных отложений, мощность отдельных ритмов в которой измеряется сантиметрами или миллиметрами. Толщи ленточных глин озерно-ледникового происхождения отличаются четким попарным чередованием более светлых песчано-алевролитоглинистых (летних) и более темных глинистых (зимних) слоев. Как и у всех ритмично построенных осадочных отложений, граница между ритмами резкая, а переход от нижнего песчаного к верхнему глинистому слою постепенный.

Среднее положение занимает ритмичность флишевых отложений. Четкая ритмичность флиша хорошо изучена благодаря тщательно разработанной методике (Н. Б. Вассоевич, 1948). Каждый типичный ритм здесь разделяется на 3, 4 или 5 разновидностей пород (элементов ритма). Ритмы измеряются сантиметрами или дециметрами, иногда и первыми метрами, а однообразные толщи флиша достигают мощностей в многие сотни метров.

Примером крупной ритмичности осадочных толщ могут служить рассмотренные выше угленосные отложения. Мощность ритмов в разрезе достигает здесь десятков метров, общая же мощность угленосных толщ измеряется сотнями, а в некоторых случаях тысячами метров. Существуют и более крупные ритмы (гл. V).

Накопление толщ флиша или угленосных отложений, достигающих таких больших мощностей, можно объяснить только продолжительным тектоническим прогибанием областей седиментации. Такое медленное продолжительное опускание можно рассматривать как эпифрогеническое. Процесс прогибания, одновременно с которым происходит седиментация, мы будем называть *конседиментационным*. В процессе прогибания накапливались отложения тех или иных фаций. Седиментация их то отставала от прогибания бассейна, то соответствовала прогибанию, компенсировала его, то обгоняла прогибание. В связи с этим глубина бассейна осадконакопления то увеличивалась, и накапливались более глубоководные фации отложений, то глубина, а следовательно, и фациальные условия оставались неизменными, то, наконец, глубина бассейна уменьшалась в связи с более интенсивным накоплением отложений, фации которых становились более мелководными.

Таким образом, в областях эпифрогенического опускания и осадконакопления наблюдаются такие же соотношения, что и в области поднятия и размыва. Но если в области поднятия эти соотношения непосредственно отражались в рельефе, то в области опускания мы видим изменение фаций, которые, как мы уже говорили, яв-

ляются геоморфологическим выражением — отражением глубины дна области седиментации.

При этом изменение фаций может происходить независимо от интенсивности и величины тектонического прогибания. Оно определяется количеством приносимого в бассейны обломочного материала, климатическими изменениями, эвстатическими колебаниями и т. д. Все это рисует соотношение интенсивности тектонического прогибания бассейна осадконакопления ( $-t$ ) с интенсивностью седиментации ( $c$ ).

Пояснением сказанного может служить рис. 27.

Если амплитуда прогибания бассейна равна мощности аккумулярующихся осадков ( $-t=c$ ), то происходит компенсация прогиба осадконакоплением и прогиб не получает выражения в рельефе дна водоема. Характер осадков в вертикальном разрезе остается в этом случае неизменным. Связанные с местоположением в формирующейся структуре мощности отложений полностью отражают размер прогибания (рис. 27, а, слой 1, 2).

Если прогибание идет более интенсивно, чем осадконакопление ( $-t > c$ ), то глубина рассматриваемого водоема увеличивается, осадки становятся более глубоководными, формируется микрокластогенный трансгрессивный разрез (рис. 27, б, слой 3, 4). В процессе роста прогиба все время углубляющийся водоем служит его непосредственным геоморфологическим выражением. В

разрезе осадков смена их фациальных особенностей является свидетелем существовавшего во время их отложения углубляющегося водоема. Рельеф, таким образом, оказывается запечатленным в фациях, смена которых является геоморфологическим выражением конседиментационного прогибания, а размер прогибания ( $-t$ ) определяется мощностью осадков ( $c$ ) плюс разность конечной и исходной глубины водоема [ $-t=c+(h-h_0)$ ]. Размер прогибания представляет собой структурное выражение процесса. Мощности осадков в рассматриваемом случае всегда меньше значения прогибания ( $c < -t$ ). Структурное и геоморфологическое выражение процесса развивается в одном направлении.

Если прогибание бассейна идет менее интенсивно, чем осадконакопление ( $-t < c$ ), то глубина рассматриваемого участка водоема последовательно уменьшается. Осадки становятся все более мелководными, и формируется регрессивный макрокластогенный разрез (рис. 27, в, слой 5, 6). В данном случае прогибание идет в направлении, противоположном геоморфологическому выражению. Бассейн прогибается и мелеет, поверхность дна водоема повышается, и в частном случае морские осадки могут смениться континентальными отложениями аккумулятивных равнин. Мощность осадков в данном случае оказывается больше значения прогибания, для определения которого следует вычесть из мощности осадков разность исходной и конечной глубин водоема [ $-t=c-(h_0-h)$ ].

Таким образом, если происходит длительное накопление какой-либо мощной толщи, то совершенно ясно, что идет тектоническое прогибание. Мощность накапливающихся осадков не вполне совпадает со значением тектонической составляющей прогиба, поэтому не всегда наблюдается полная компенсация. Только если прогибание равно накоплению, если фации не меняются, то по мощности можно судить об амплитуде прогибания. Если же прогибание идет быстрее, чем накопление осадков, то мощность осадков будет меньше, чем размер прогибания. Наоборот, если прогибание идет медленнее, чем осадконакопление, то осадков накопится больше, чем размер прогибания. Для суждения о размере прогибания надо вносить поправку, основанную на рассмотрении фациальных особенностей накапливающейся толщи. Надо определить, имеем ли мы глубоководные осадки или мелководные, как они сменяют друг друга. Надо различать макрокластогенный и микрокластогенный разрез. В одном случае надо увеличить, в другом — уменьшить полученную цифру.

Рассмотрим то, что говорилось выше, на конкретном примере угленосной толщи карбона, слагающей Донецкий каменноугольный бассейн. Как известно, эта в целом очень однообразная толща состоит из переслаивающихся морских и континентальных осадков, отлагавшихся в мелководных условиях или на поверхности низкой, заболоченной суши. Общая мощность каменноугольных отложений Донбасса, увеличиваясь с запада на восток, достигает 18 км. Совершенно очевидно, что такая мощная толща однообразно

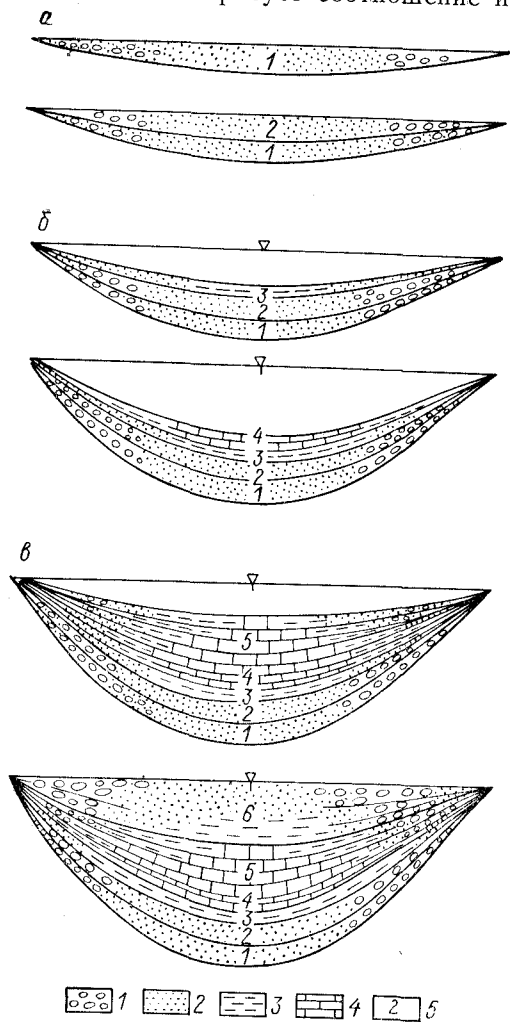


Рис. 27. Схема формирования конседиментационного прогиба.

а — компенсированного осадконакоплением ( $-t=c$ ); б — некомпенсированного осадконакоплением [ $-t=c+(h-h_0)$ ]; в — избыточно компенсированного осадконакоплением [ $-t=c(h_0-h)$ ]; 1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — последовательно отлагавшиеся слои.

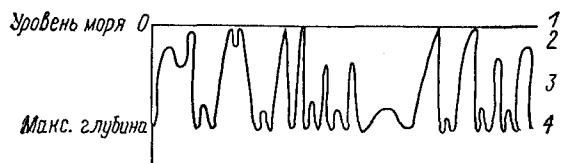


Рис. 28. Колебания земной поверхности в Донецком бассейне в течение века  $C_2^5$  по Б. И. Чернышеву.  
1 — угли; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — известняки.

переслаивающихся мелководных и наземных отложений могла образоваться лишь в случае медленного и постепенного (эпейрогенического) прогибания земной коры, происходившего одновременно с осадконакоплением (конседиментационно).

Что касается изменения фациального характера пород от одного слоя к другому, то оно, как мы видели выше (рис. 28), говорит о соотношении интенсивности тектонического прогибания и интенсивности седиментации. Это соотношение определяет колебание поверхности Земли, которая то поднималась над уровнем воды, то опускалась на небольшую глубину.

Опираясь на фациальный анализ разреза части каменноугольных отложений Донбасса, Б. И. Чернышев построил график колебания земной поверхности в Донбассе в течение века  $C_2^5$  (рис. 28). Этот график не говорит непосредственно о тектонических движениях земной коры, а характеризует лишь искаженное отражение их на дневной поверхности и является их геоморфологическим выражением.

Соотношение структурного выражения тектонического прогибания Донбасса и его геоморфологического выражения может быть иллюстрировано эпейрогенической кривой (рис. 29). По оси абсцисс здесь отложено время седиментации стратиграфических подразделений (в абсолютных цифрах), по оси ординат — размах движений (в км).

Кривая геоморфологического выражения  $a$  строится по данным анализа фациальных характеристик отложений. Она рисует часто повторяющееся изменение глубины бассейна седиментации. В принятом масштабе эта кривая может быть изображена лишь схематически, в виде одной общей линии для всех трех анализируемых участков. Она не обладает в них заметными отличиями и всюду имеет волнообразный характер.

Кривые структурного выражения  $b_1, b_2, b_3$ , построенные по данным максимальных мощностей отложений, рисуют непрерывно идущее прогибание — опускание подошвы всей толщи карбона. Прогибание это идет в данном случае с разной скоростью в различных районах бассейна (Горловка, Лозовая, Шахты). Амплитуда опускания увеличивается на восток, вдоль оси прогиба, в связи с погружением его в этом направлении. Некоторое увеличение темпов

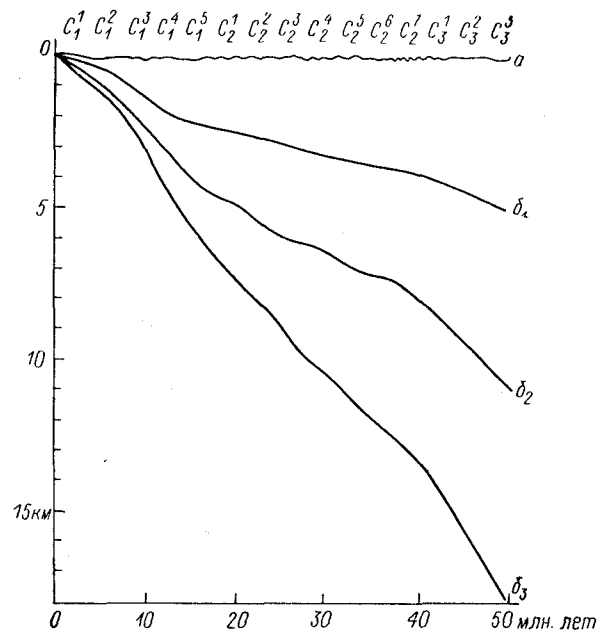


Рис. 29. Эпейрогенические кривые Донецкого бассейна для каменноугольного периода.  
 $a$  — последовательное положение поверхности осадконакопления относительно уровня моря — геоморфологическое выражение эпейрогенических движений (схематизировано);  
 $b$  — последовательное положение подошвы карбона относительно уровня моря — структурное выражение эпейрогенических движений для районов Лозовой ( $b_1$ ), Горловки ( $b_2$ ) и г. Шахты ( $b_3$ ).

прогибания намечается на всех 3 участках во второй половине нижнего и в верхнем карбоне.

Изменения фаций и мощностей осадочных отложений в зависимости от местоположения их в структуре наблюдаются не только в областях крупных эпейрогенических прогибов, но и в пределах отдельных эпейрогенических складок. Такие длительно развивающиеся структуры, формирующиеся одновременно с отлагающимися в них осадками, называются нами конседиментационными складками [126].

В конседиментационных складках мощность осадочных отложений, как правило, уменьшается к сводам антиклиналей. По падению крыльев мощность их постепенно увеличивается и достигает максимума в мульдах синклиналей. Закономерное изменение происходит в одних случаях путем увеличения мощностей всех горизонтов разреза в синклиналях при сохранении тех же, но сокращенных по мощности горизонтов в антиклиналях. В других случаях уменьшение мощности толщи сопровождается выпадением из разреза отдельных свит, горизонтов или пластов.

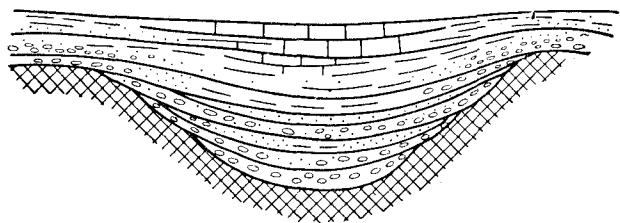


Рис. 30. Конседиментационная синклираль с микрокластогенным трансгрессивным разрезом отложений (разрастание области седиментации).

Выпадение горизонтов может иметь различный характер. Во-первых, оно может быть обусловлено срезанием отдельных горизонтов в результате размыва, предшествовавшего накоплению осадков следующего горизонта, с последовательным залеганием последнего на все более древних слоях по мере приближения к своду антиклинали (см. рис. 38). Во-вторых, выпадение горизонтов может быть обусловлено первичным генетическим выклиниванием их. Выклинивание может происходить путем выпадения слоев снизу, начиная с наиболее древних (при разрастании области седиментации, рис. 30), или сверху, начиная с более молодых (при разрастании области поднятия, рис. 31).

Увеличение мощностей осадков в синклиналях может происходить также в результате подводных оползней и мутьевых потоков. Градиент и амплитуда изменения мощностей в различных складках могут колебаться в громадных пределах. Иногда мощности свит или толщ изменяются в разных частях той же структуры в несколько раз. Иногда для отдельных пластов или горизонтов изменение мощностей можно уловить лишь при тщательных наблюдениях. При анализе мощностей следует учитывать разную степень уплотнения их или иных осадков при литогенезе.

Для понимания процесса развития конседиментационной складчатости требуется не только анализ изменчивости мощностей в отдельных разрезах, пересекающих антиклинальные и синклинальные складки, но и рассмотрение распределения мощностей по площади. Н. С. Шатский писал, что «выяснение распределения мощностей по площади, занятой складчатой областью, изменение их в зависимости от отдельных тектонических форм района и от общей фациальной изменчивости формаций является основным методом решения ряда вопросов, касающихся генезиса структур и характера создавших их движений» [118, т. II, с. 253].

Однако совершенное соответствие мощностей осадков величине прогибания может быть лишь при полной компенсации прогибов осадконакоплением. Только в этом случае фациальные особенности накапливающихся осадков не будут связаны с растущей складчатой структурой. В более общих случаях связь с местоположением в структуре получают не только мощности, но и состав аккумуля-

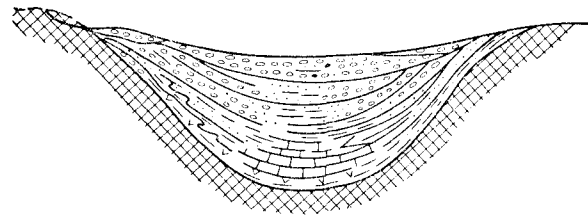


Рис. 31. Конседиментационная синклираль с макрокластогенным (орократическим) регрессивным разрезом отложений (разрастание области размыва).

мулирующих осадков. Причиной закономерной связи фациальных особенностей осадков с местоположением их в структуре является то, что растущие одновременно с осадконакоплением складки получают выражение в рельефе дна моря или поверхности опускающейся суши. Решающее значение и здесь имеет соотношение интенсивностей тектонических процессов и процессов седиментации и размыва. В некоторых случаях меняются лишь отдельные литологические особенности отложений — вещественный или гранулометрический состав, слоистость («слоичатость» или «слоеватость»), окраска, а также состав и характер фауны. В других случаях наблюдается резкая смена фаций [133].

В отдельных конседиментационных складках наиболее обычно изменение гранулометрического состава пород. Как правило, более грубообломочные отложения накапливаются на сводах и в верхних частях крыльев антиклиналей, а наиболее тонкие — в синклиналях. В морских отложениях подобное увеличение крупности зерна на своде антиклиналей происходит, например, в том случае, когда растущая антиклиналь поднимается до уровня действия волн, вследствие чего глинистые частицы вымываются из осадка и на отмели концентрируется песчаный материал. Более грубый обломочный материал (галечники) накапливается на крыльях антиклиналей в том случае, когда своды их выходят из-под уровня моря и подвергаются размыву. Крупность обломочного материала постепенно уменьшается по падению пластов. В мульдах синклиналей в то же время отлагаются наиболее тонкие осадки (глины) или обломочные породы сменяются органогенными.

Наряду с изменением состава осадков в пределах каждого слоя, слагающего складку, может происходить и общее изменение толщи осадков по разрезу.

Особенности строения, состава и мощности, свойственные каждому отдельному слою (или горизонту), закономерно изменяющиеся в различных частях растущей складки, характеризуют лишь определенные моменты развития структуры. Они являются как бы отдельными кадрами в истории формирования данной складки. Только в результате сравнительного изучения во всем разрезе толщи всех выделенных для отдельных слоев и горизонтов особен-

ностей строения мы получаем полную картину истории развития структуры. При этом надо четко различать тектоническую (структурную) составляющую — изгибание, рост складчатой формы, — и геоморфологическое выражение этого процесса, зависящее не только от интенсивности роста складки, но и от соотношения его с интенсивностью осадконакопления.

В течение развития конседиментационных складок соотношение интенсивности складчатых и денудационных или аккумулятивных процессов может неоднократно меняться. В результате в разрезе накапливающихся осадков трансгрессивные и регрессивные серии будут следовать одна за другой. При этом даже при неизменной интенсивности и направленности тектонического развития структурных форм разрез осадков может приобрести ритмическое строение вследствие периодической изменчивости скорости осадконакопления.

Изменчивость разреза может быть вызвана и другими, не связанными с прогибанием анализируемых складок причинами, например с эвстатическими колебаниями уровня моря, климатическими переменами и целым рядом периодических явлений.

Таким образом, конседиментационная складчатость, длительно формируя структуру накапливающихся осадков, может иметь 2 различных проявления на земной поверхности. В одном случае, когда интенсивность складчатости уступает интенсивности седиментации, в более или менее стабильных областях Земли она ведет к консервации или выравниванию. В другом случае, когда интенсивность складчатости больше, чем интенсивность осадконакопления, в мобильных областях Земли конседиментационная складчатость приводит к непосредственному созданию неровностей рельефа. Эти 2 случая могут быть названы компенсированной и некомпенсированной конседиментационной складчатостью.

#### Глава IV

### ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И СТРУКТУР

Изучать тектонические движения как таковые мы можем, лишь наблюдая современные движения, т. е. движения, происходящие в настоящее или в историческое время. Среди них, как мы видели выше, выделяются быстрые, катастрофические движения, такие, как землетрясения и извержения вулканов, и медленные, вековые движения разного происхождения — эпейрогенические, изостатические и др. Кроме того, наблюдаются короткопериодические явления, отражающиеся в движениях земной коры и земной поверхности.

Тектонические движения прежних геологических периодов непосредственно мы изучать не можем. Мы можем изучать лишь следы этих движений, созданные ими структурные формы, отражающие их формации, фации и мощности некогда отложившихся толщ.

В основном, когда выясняют результаты древних тектонических движений, рассматривают конечный итог — современные условия залегания горных пород. Различают недислоцированные и дислоцированные отложения. И те, и другие так или иначе связаны с тектоническими движениями и особенностями своего строения и современным положением. Так, например, морские осадочные отложения могут оказаться выше уровня моря, могут быть подняты на значительную высоту. Про них не говорят, что они дислоцированы. Но весьма возможно, что они перемещены ненарушившими их залегания тектоническими процессами. Мы не можем наблюдать эти процессы. Судить о них мы можем, опираясь на сравнения с аналогичными современными явлениями, установленными повторными наблюдениями и изученными точными методами. При этом сравнения наши могут быть лишь более или менее доказательными, а кинематические построения — субъективными. Еще более субъективными могут быть наши суждения, когда мы говорим о причинах движений, вызвавших те или иные особенности и дислокации древних отложений, и таким путем пытаемся классифицировать создавшие их тектонические движения.

В настоящее время дать генетическую классификацию тектонических движений, т. е. такую классификацию, которая бы опиралась на происхождение тех или иных дислокаций, тех или иных условий залегания и формирования структурных форм и по ним и тектонических движений, нельзя. Однако опыты генетических классификаций предлагаются [116 и др.]. Но большей частью пытаются если не объяснить причины тех или иных тектонических движений, то хотя бы выяснить их соподчиненность, взаимосвязанность.

Трудно возразить против возможности общей обусловленности одной системы движений другой. Но когда говорят о зависимости одних каких-либо конкретных движений от других, то часто мнения исследователей расходятся, а иногда и резко изменяются. Так, например, в ряде работ разрывные дислокации рассматриваются как производные от складчатых, т. е. считают, что складчатые движения (изгибы) являются причиной разрывных движений. В других работах, наоборот, связывают складчатые дислокации с разрывными. Таким образом, нет не только общей классификации, но нет и общепринятых представлений об обусловленности, соподчиненности отдельных частных тектонических процессов. В последующих главах мы вернемся к этому вопросу. А сейчас рассмотрим некоторые существующие классификации тектонических движений.

В ряде научных исследований и учебников выделяются радиальные и тангенциальные дислокации. При этом предполагается, что радиальные дислокации вызываются верти-

кальными движениями, а тангенциальные дислокации являются результатом горизонтальных движений. Таким образом, считается, что существуют два основных типа тектонических движений (напряжений) — радиальные и тангенциальные, имеющие прямое структурное выражение [166].

С подобным выделением типов тектонических движений (не дислокаций) в настоящее время трудно согласиться, так как движения неоднократно трансформируются и мы не видим ни горизонтальных, ни вертикальных, а наблюдаем только горизонтальную и вертикальную составляющую движений. Например, под влиянием силы тяжести между более жесткими слоями раздавливается какой-нибудь более пластичный слой, скажем слой гипса или соли. Это раздавливание пластического слоя вызвано вертикально направленными силами. Они вызывают его растекание, скольжение в разные стороны в горизонтальном или в почти горизонтальном направлении. В некоторых случаях этот же слой под влиянием первичного движения сверху вниз будет протыкать вышележащие слои и в виде диапира внедряться вверх. Такие трансформации движения разного направления в природе наблюдаются постоянно. Тем не менее деление тектонических движений на существенно вертикальные и существенно горизонтальные принимается и в некоторых самых новых классификациях [116 и др.].

В первом советском учебнике геотектоники М. М. Тетяевым [113] была предложена классификация тектонических движений, явившаяся основой для последующих классификаций. М. М. Тетяев подчеркивал, что «тектогенез» — это единый процесс, и мы можем рассматривать только формы его проявления. Он выделяет колебательную форму тектогенеза, куда входили и медленные, и быстрые колебания, и макроколебания (формирующие рельеф на земной поверхности), а также связанные с этими колебаниями разрывные движения, сбросы, взбросы и т. д. Колебательной форме тектогенеза М. М. Тетяевым противопоставляется складчатая форма тектогенеза как более высокая форма, вызывающая резкие дислокации, складчатость в широком смысле, в результате которой формируется складчатая зона. Со складчатостью связываются разрывы — сдвиги, надвиги, шарьяжи. Таким образом, часть разрывных дислокаций, по мнению М. М. Тетяева, связана со складчатостью, часть — с колебательными движениями. И, наконец, М. М. Тетяев выделял третью форму проявления тектонических движений — это магматическая форма, движение расплавленных пластичных магматических масс.

Впоследствии В. В. Белоусов, развивая точку зрения М. М. Тетяева, отказался от выделения магматических движений. Он считает, что магматизм является физико-химическим процессом и не относится к процессам, связанным с механическими движениями, которые изучает тектоника.

В. В. Белоусов во всех изданиях курса геотектоники (1948, 1954, 1962, 1975) как основной, главный тип тектонических движений,

так же как и М. М. Тетяев, выделяет колебательные движения. «Колебательные движения — это вертикальные движения земной коры, заключающиеся в ее поднятиях и опусканиях: земная кора вздымается в одном месте и прогибается в другом. Основное свойство этих движений состоит в том, что в одном и том же месте поднятие может смениться опусканием, и наоборот. Знак движения, таким образом, меняется, движение имеет обратимый колебательный характер» [5, с. 16].

В. Е. Хапным и В. В. Белоусовым колебательные движения были разделены на 2 типа. Один из них получил название общие колебательные движения. «Эти движения происходят обычно одновременно на очень больших площадях, охватывая в равной мере как геосинклинали, так и платформы [5, с. 90]. Другой тип движений назван волновыми колебательными движениями. «Они выражаются в длительном и медленном развитии поднятий и опусканий земной коры, размещение которых в течение того или иного времени может выдерживаться, но может и закономерно меняться путем волнового перемещения по поверхности Земли» [5, с. 90].

Колебательные движения (вместе с глубинными разломами) объединяются в настоящее время В. В. Белоусовым в общекоровые движения и противопоставляются складчатому, внутрикоровым движениям [7].

### Эпейрогенические движения

Мы остановимся на главнейшем типе тектонических движений, которые медленно и неуклонно создают основные структурные формы земной коры, начиная с наиболее крупных и кончая некоторыми локальными структурами.

Говоря об этом типе тектонических движений, мы будем пользоваться может быть несколько устаревшим, но широко известным и у нас и за рубежом термином Г. К. Джильберта — эпейрогенические движения [145].\*

Другой термин Г. К. Джильберта — орогенез, как указывалось выше, понимается нами [125] в первоначальном и буквальном смысле — как процесс образования гор.

В советской геологической литературе тридцатых — шестидесятых годов термин эпейрогенез почти не встречается. Его заменили представления о колебательных или волновых движениях. Термин орогенез у нас понимался, а некоторыми геологами и сейчас понимается не в смысле горообразования, а в смысле складчатости, в смысле складчатого процесса.

\* С. С. Шульц акцентирует внимание на ведущем значении вертикальных движений и почти ничего не говорит о «первичных» горизонтальных движениях. Необходимо отметить, что многие геологи, в том числе и редактор, не отрицая большой роли вертикальных движений, считают, что и горизонтальные движения имеют существенное значение. В результате их образуются многие складчатые пояса. — *Ред.*



Рассматривая работы зарубежных геологов, мы видим, что термины эпейрогенез и орогенез употребляются там не так, как они были первоначально предложены Г. К. Джилбертом, и не так, как они употребляются в этой книге. Так, один из крупнейших европейских ученых, Г. Штилле [122], эпейрогенезом называл движения, охватывающие значительные пространства, вызывающие трансгрессии и регрессии, формирующие рельеф, но не изменяющие структуру. В представлениях Г. Штилле длительный процесс эпейрогенеза в определенные моменты жизни Земли в подвижных областях резко сменяется катастрофическими фазами складчатости — орогеническими движениями. По Г. Штилле орогенез — это необратимые движения, относительно быстрые, даже катастрофические, которые формируют структуру. Если область опускания может смениться при эпейрогенезе областью поднятия, то при орогенезе синклиналь не может уже вывернуться и превратиться в антиклиналь. Только в результате орогенических движений создаются, по мнению Г. Штилле и многих других исследователей, определенные структурные формы — складчатая структура.

Следует отметить, что термин орогенез как процесс формирования складчатой структуры встречает и встречал много возражений. Э. Хаарман [146] предложил складчатые процессы называть тектогенезом, а термин орогенез оставить для обозначения горообразования. Но у нас термин тектогенез или геотектогенез был предложен М. М. Тетяевым для характеристики тектонических процессов в целом. Тектогенез включает и колебательную, и складчатую формы проявления. А эти формы проявления (как бы их не называли) обычно рассматриваются как 2 основных типа тектогенических движений, противопоставляемых друг другу.

Мы не считаем возможным противопоставлять друг другу колебательные и складчатые движения или эпейрогенез и орогенез как разные типы тектонических движений. По нашим представлениям, лишь эпейрогенез может быть выделен как основной первичный тип тектонических процессов. Говоря о современных движениях, а также о соотношении тектоники с рельефом и с осадконакоплением, мы пришли к заключению, что проявляясь повсеместно, эпейрогенез по своей интенсивности и направленности изменяется в разных геоструктурных областях, определяя тот или иной тектонический режим рассматриваемой области.

Одной из подвижных геоструктурных областей (а не типов тектонических движений, является область горообразования (орогенеза), характеризующаяся орогеническим режимом. Будучи главным образом производным основного типа тектонических процессов — эпейрогенеза, область горообразования характеризуется проявлениями также и других тектонических движений (землетрясениями, вулканизмом, покровной складчатостью) и характерным рельефом.

Когда мы рассматриваем структуры, подобные Балтийскому щиту или Московской синеклизе, образовавшиеся в результате

длительных эпейрогенических изогнутий земной коры, то их можно было бы назвать складками, потому что складки, по общему сейчас признанию, — это изгибы земной коры различной величины, формы и происхождения. Но обычно про очень крупные изгибы не говорят, что это складки. Их не рассматривают как формы, образованные складчатым процессом, а говорят о местных эпейрогенических движениях или об изогнутости земной коры, хотя, строго говоря, это тоже складки или глыбы очень большой величины, опускающиеся или поднимающиеся. Такие крупные эпейрогенические движения по-разному проявляются в разных геоструктурных областях. В геосинклинальных областях — это те движения, которые формируют отдельные геосинклинали и геоантиклинали. Они обладают совершенно другими амплитудами, скоростями и градиентами, чем такие же эпейрогенические движения на платформах. На платформах это движения, создающие синеклизы и антеклизы. Развиваются они менее быстро, скорость и градиент гораздо меньше. В орогенических областях скорость и градиент эпейрогенических движений больше, чем на платформах. В них можно выделить крупные антиклинории и синклинории.

В результате эпейрогенических движений накапливаются огромные толщи осадков, иногда достигающие мощности более 15 км (см. выше — Донбасс). Размах этих движений достигает 20—25 км. Такие мощности получаются благодаря длительности и унаследованности эпейрогенических движений прошлого, которые мы можем сравнивать лишь с медленными, «вековыми» современными движениями. Темпы эпейрогенических движений (и современных, и прошлых) соизмеримы со скоростью накопления осадков. Как мы видели в гл. II, эпейрогенические движения создают основные черты современного рельефа.

На наиболее крупные эпейрогенические движения накладываются эпейрогенические движения другого порядка, которые формируют складчатые формы (хотя иногда и их называют изгибами, сводами и т. д.). Эти изгибы могут быть первого, второго, третьего и т. д. порядка, и где-то в этом спектре можно провести условную границу между эпейрогеническими поднятиями и прогибами и эпейрогеническими складками.

Мы не противопоставляем процесс складчатости эпейрогенезу. Но в то же время мы не ограничиваем происхождение складчатости эпейрогеническими движениями. Ниже складчатость рассматривается не как тип движения, а как структура. Она может быть обусловлена как горизонтальными, так и вертикальными движениями.

### Складчатая структура

Термин складчатая структура понимается нами в широком смысле слова. Сюда включаются не только складки, но и связанные с формированием складчатой структуры разрывы.

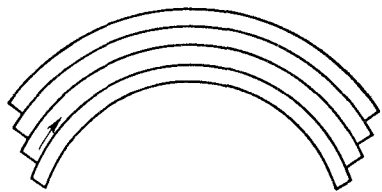


Рис. 32. Схема скользящих слоев при изгибе.

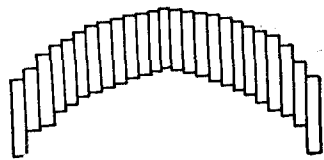


Рис. 33. Схема складки скальвания.

Мы не будем рассматривать здесь терминологию и классификацию отдельных структурных форм и элементов складок и разрывов. Это входит в задачи морфологической тектоники и структурной геологии. Укажем лишь, что помимо чисто морфологических подразделений кинематически выделяются складки изгиба (рис. 32), скальвания (рис. 33) и течения (рис. 34).

Мы знаем, что наряду с изгибом целый ряд мелких срывов и трещин составляют складчатую структуру. Но иногда помимо таких мелких и мельчайших разрывов внутри складки выделяются и крупные разрывы. Все это вместе и рассматривается как складчатая структура. По величине выделяют складки разных порядков, начиная от геосинклиналей и геантиклиналей и кончая плейчатостью. В то же время некоторые ученые понятия складки и складчатость ограничивают теми или иными рамками. Так, М. М. Тетяев [113] предлагал выделять линейную складчатость и куполовидные формы. Последние М. М. Тетяев к складчатости не относил. Иногда даже просто говорят «настоящая складчатость» и «ненастоящая складчатость».

В. В. Белоусовым [5] подробно разобраны 2 морфологических типа складчатости: складчатость полная, или голоморфная, противопоставляется складчатости прерывистой, или идиоморфной. Выделяется еще промежуточная — гребневидная или коробчатая складчатость.

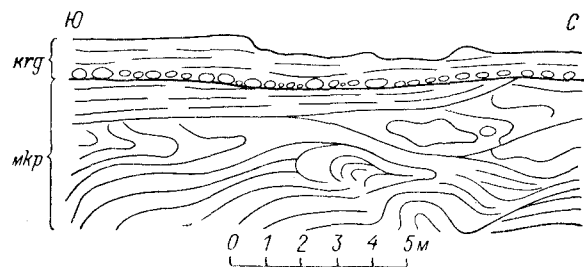


Рис. 34. Подводные оползни в майкопской свите на берегу п-ова Тюб-Караган (складки течения).

Полная, или голоморфная, складчатость характеризуется по В. В. Белоусову: 1) непрерывностью развития в данном регионе; 2) подобием (конгруэнтностью), одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей; 3) линейностью, выдержанностью простирания. Складки каждого пучка вытянуты более или менее в одном направлении; 4) горизонтальной ориентированностью движения масс. Для отдельных пучков складок наклон и опрокидывание идет в одну сторону. Все складки, взбросы и надвиги говорят об определенном движении масс в том или в другом направлении.

Прерывистая, идиоморфная складчатость характеризуется обратными свойствами: 1) во-первых, прерывистостью или локальностью. Складчатый комплекс развит не непрерывно. Обычно развиты только антиклинали (купола, брахиантиклинали, валы), разделенные областями горизонтального залегания; 2) подобие отсутствует, т. е. антиклинали и синклинали развиты неодинаково; 3) линейности нет. Одни складки имеют одно простирание, соседние могут быть почти что перпендикулярны, и, наконец, 4) горизонтальной ориентированности масс в каком-нибудь направлении, определенного наклона складок нет.

Эти подмеченные В. В. Белоусовым особенности хорошо подчеркивают наличие 2 разных типов складок. Нам кажутся неудачными только названия, потому что прерывистая складчатость непрерывна и в пространстве, и во времени. В пространстве прерывистая складчатость развита на всей Земле. Прерывистая складчатость проявляется и на платформах, и в геосинклиналях, и в орогенных областях. Это повсеместно (непрерывно) распространенная складчатость. Поэтому ее неудобно называть прерывистой в отличие от полной, которая в основном развита только в мобильных зонах. Полная складчатость на платформах почти не наблюдается (за редким исключением).

Так же и во времени: прерывистая складчатость развивается длительно. Это складчатость конседиментационная, одновременная с осадконакоплением. Она развивается изменчиво, но в целом непрерывно, в то время как полная складчатость во времени прерывиста, она связана с некоторыми определенными этапами («фазами»).

В. В. Бронгулеев (1949) попробовал вложить в схему В. В. Белоусова генетический принцип. Он выделил складки региональных и местных колебаний (складки поднятия и опускания), связывая их с колебательными движениями, и противопоставил им складки течения, вызванные компрессией (раздавливанием) или гравитационными причинами. Промежуточную складчатость В. В. Белоусова В. В. Бронгулеев называет гибридной.

В 1955 г. В. В. Бронгулеев предложил другое деление. Он выделяет штамповые складки (антеклизы, валы, купола), которые характеризуются наличием жесткого штампа — блока фундамента, поднимающегося или опускающегося. Выделяются также мягкие штампы, когда поднимается магма или соль. Затем складки коробления (аналог полной складчатости). В. В. Бронгулеевым такая складчатость рассматривается как следствие трансформации вертикальных движений в горизонтальные в результате раздавливания или гравитационного скольжения. И, наконец, выделяются складки течения, которые вызываются разностью давления и свойственны очень пластичным толщам, например соли, гипсу и т. д.

Близка к этим представлениям кинематическая классификация складок В. В. Белоусова (1958). Согласно этой классификации, В. В. Белоусов выделяет глыбовую складчатость, складчатость нагнетания (диапировая) и складчатость общего смятия (полная складчатость).

Новая классификация была предложена советской группой геологов на Международном конгрессе 1960 г. Это деление А. В. Пейве [32]. Земная кора, по его представлениям, состоит из блоков. В геосинклиналях земная кора сильно раздроблена и представляет собой брекчию. На платформах кора тоже разломана на блоки, и складчатость может возникать в результате движения этих блоков. Характер складчатости зависит от особенностей движения блоков. Если происходят движения по сбросам, то будет формироваться германотипная или платформенная складчатость. Если движение по надвигам — это альпийотипная складчатость. Наконец, движение блоков может происходить по сдвигам. Эти

сдвиговые движения, о которых мало говорится в других классификациях, по мнению А. В. Пейве, имеют большое значение.

О значении сдвигов говорили не только у нас, но и за рубежом (парафоры С. Н. Бубнова — «мимоскользание», поперечные сдвиги [66]).

В заключение остановимся на генетической классификации складок В. Е. Хаина [116]. В основу ее положен принцип развития складчатости на разных уровнях в земной коре.

А. Поверхностные (экзогенные) складки (облекания, уплотнения, разбухания, выпирания, оседания, оползания, глициодислокации).

Б. Покровные (эндогенно-экзогенные, вторичные) складки. Среди них выделены: складки нагнетания (течения), к которым относятся складки пластического перераспределения, диапировая складчатость, включая грязевой вулканизм, соляная тектоника, складки волочения, а также гравитационные складки самых разных масштабов, проявляющиеся на разных уровнях в земной коре.

В. Е. Хаин указывает, что к гравитационной складчатости в широком смысле следовало бы отнести и складчатость нагнетания, с чем нельзя не согласиться.

В. Складки поверхности фундамента и отраженные складки чехла. Сюда входят унаследованные отраженные складки. Автор трактует их как складки, возникающие в осадочном чехле в результате продолжающегося развития складок и мелких разрывов фундамента (рис. 35, 1а—1б).

Едва ли стоит объяснять подобные дислокации тем, что над складками продольного изгиба слабо консолидированного фундамента образуются складки поперечного изгиба в чехле, а при более значительной консолидации фундамента и в нем, и в чехле развиваются лишь складки поперечного изгиба. Определение, какой изгиб — продольный или поперечный — вызвал формирование складки, бывает, как мы говорили, весьма субъективным. Э. Арган [3], на складки основания которого похожи описываемые складки, происхождение их объяснял тангенциальными напряжениями. В. В. Белоусов подобную складчатость относит к глыбовой, а В. В. Бронгулеев к штамповой и оба считают, что она вызвана вертикальными движениями. Но процесс формирования этих главнейших деформаций един. Изгибы и разрывы испытывает не только поверхность фундамента, но и сам фундамент. А поверхность фундамента отражает изгиб его, проявляющийся после денудационного перерыва, с начала накопления осадочного чехла. С этого времени единое длительное развитие складки основания может стать конседиментационным и получить выражение в строении осадочного чехла.

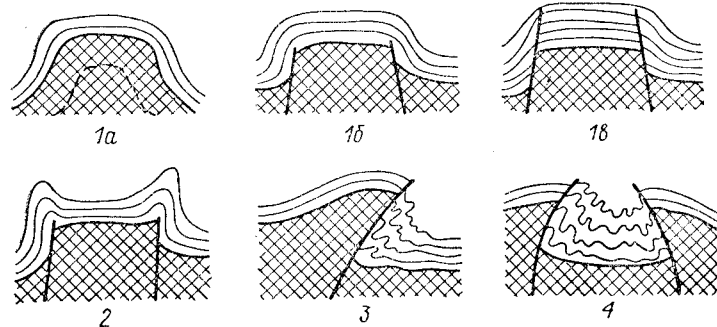


Рис. 35. Отраженные складки по В. Е. Хаину.

Унаследованные отраженные складки: 1а — унаследованная антиклиналь, 1б — штампованная антиклиналь, 1в — горст-антиклиналь; 2 — надразломные (шовные, рубцовые) антиклинали; 3 — приразломные антиклинали; 4 — межразломные антиклинали.

Сопоставляя с классификацией В. В. Белоусова, складки поверхности фундамента и повторяющие их «отраженные» складки чехла В. Е. Хаина следует рассматривать как глыбовые складки или как глубинные складки в более ранних классификациях этих ученых. Эти складки, трактуемые как производное «колебательных движений», едва ли уместно помещать в одну группу вместе со складками, свойственными только осадочному чехлу).

В классификации В. Е. Хаина помимо складок поверхности фундамента и отраженных складок чехла к этой же группе (группе В) относятся: надразломные складки (рис. 35, 2), приразломные складки (рис. 35, 3) и складки сдавливания (межразломные) (рис. 35, 4).

Последнее место в этой группе занимают складки общего сжатия (компрессионные). По мнению В. Е. Хаина, это наиболее важный и наименее ясный по происхождению тип складчатости вообще. Он сопоставляет его со складками общего сжатия В. В. Белоусова (см. выше), который включает сюда и приразломные, и надразломные складки.

(Глубинные складки группы Г В. Е. Хаина, связанные с метаморфизмом или магматизмом, здесь не рассматриваются).

В целом, несмотря на некоторые различия, рассмотренные выше классификации В. В. Белоусова [5, 6 и др.] и В. Е. Хаина [116 и др.] (в разных их вариантах) близки друг другу, а также и другим классификациям складчатой структуры, предложенным и у нас, и за рубежом в разное время.

В самом общем виде большинством исследователей выделяются 2 основных типа складчатости.

Согласно современной кинематической классификации В. В. Белоусова [7] в результате внутрикоровых (складчатых) движений формируется: 1) глыбовая складчатость и 2) обусловленная ею складчатость общего сжатия. В морфологической классификации В. В. Белоусова этим 2 типам отвечают: 1) прерывистая и 2) полная складчатость.

В классификации В. Е. Хаина можно наметить эти же 2 типа: 1) складчатость поверхности фундамента и отраженная складчатость чехла. Сюда относится только первый вид, помещенный в группе В. Остальные виды — 2, 3, 4, а также 5 — складки общего сжатия — могут быть объединены с покровными складками группы Б и выделены как 2) покровная складчатость.

Выделение 2 типов складчатости характерно для классификаций многих иностранных ученых. Так, Г. Штилле выделяет: 1) германотипную и 2) альпинотипную складчатость; Невин — 1) платформенную и 2) геосинклинальную; Л. Кобер — 1) кратогенную и 2) орогенную; Э. Арган — 1) складчатость основания и 2) покрова. Наконец, рядом ученых выделяется или принимается деление на 1) первичный и 2) вторичный тектогенез. М. Фюрон (1956) писал, что тектонисты XX в. различают: 1) глубинную тектонику (tectonique profonde) и 2) покровную тектонику (tectonique de couverture).

Все перечисленные деления говорят о том, что разными исследователями и в СССР, и за рубежом так или иначе подмечены 2 типа складчатости. Что касается обоснования причин выделения этих 2 типов, их распространения, взаимоотношения, а иногда и происхождения, то каждый ученый вкладывает в характеристику

их тот или иной смысл, согласно своим наблюдениям и общим представлениям.

Ниже кратко излагаются характерные особенности 2 типов тектогенеза, выделяемых автором этой книги.\* Эти 2 типа наметились уже при рассмотрении современной тектоники. Первым типом современных тектонических движений являются повсеместно распространенные медленные, вековые движения. Они длительно и унаследованно развиваются и создают неровности земной поверхности, отражающие, очевидно, развитие структуры земной коры. Точными методами улавливаются горизонтальная и вертикальная составляющие современных движений.

Другой тип современных движений — это быстрые катастрофические движения. Они служат разрядкой накапливающихся напряжений медленных вековых движений и интенсивно проявляются не повсеместно, а лишь в подвижных областях Земли.

Те же два типа тектогенеза получают более полную характеристику при рассмотрении материалов по новейшей тектонике. Мы наблюдаем здесь не сами движения, а следы длительного и унаследованного развития структурных форм и отражающих их форм рельефа, связанных, по-видимому, с первым типом движения. Именно благодаря длительности и унаследованной направленности рассматриваемого типа движений мы видим созданные ими горные хребты и впадины, пологие изгибы слоев и поверхностей выравнивания, береговых линий, морских и речных террас.

Этот тектонический процесс медленного и продолжительного изгиба слоев или поверхностей различного масштаба и формы выделяется нами как первичный тектогенез, как эпейрогенез и эпейрогеническая складчатость. Наблюдаясь повсеместно на всей Земле, эпейрогенез проявляется с разной интенсивностью в разных областях. Характер проявления новейшего эпейрогенеза позволяет выделить основные геоструктурные области Земли, обладающие разным режимом развития.

Новейшая тектоника дает возможность выделить и второй тип движений, свойственный главным образом подвижным областям. К нему относятся не только такие катастрофические явления, как вулканизм и землетрясения, но и целый ряд процессов, которые в рассмотренных выше классификациях складчатости выделяются как вторичный тектогенез или покровная складчатость.

Особенно большое значение в подвижных (горных) областях имеют гравитационные процессы. Они включают и поверхностные гравитационные перемещения, такие, как осыпи, обвалы, оползни, и собственно гравитационную тектонику, вызывающую образование покровных складок, сбросов, сдвигов, надвигов, вплоть до крупнейших шарьяжей.

Говоря о связи новейшей тектоники с рельефом, мы видим, что эпейрогеническая складчатость создает неровности земной поверх-

ности. В противоположность ей гравитационная складчатость вместе с денудационными процессами стремится уничтожить неровности рельефа, восстановить гравитационное равновесие.

В борьбе этих двух начал и формируется современный рельеф.

### Первичный тектогенез

Эпейрогенез и эпейрогеническая складчатость — это единый тектонический процесс, проявляющийся повсеместно и постоянно, хотя и с изменчивой интенсивностью. Эпейрогеническая складчатость — это процесс разномасштабных изгибов слоев и поверхностей, накладывающихся друг на друга. Основной типичной особенностью эпейрогенической складчатости является длительность и унаследованность развития структурных форм, образующихся одновременно с размывом и седиментацией, что обуславливает закономерности распределения мощностей и фациальных особенностей в связанных с ростом структуры осадочных толщах. В результате эпейрогенеза и эпейрогенической складчатости создаются основные структуры земной коры, находящие свое отражение в устройстве земной поверхности и образующие основные формы рельефа Земли.

Структурные формы, создаваемые в результате рассматриваемого процесса, по своему масштабу могут быть самые разные: от геосинклиналей в геосинклинальных областях или щитов на платформах до структурных форм, выделяемых всеми исследователями как складки, хотя и под разными названиями. Это так называемые «большие», или «мегаскладки», «глубинные», «глыбовые», «кратогенные», «платформенные», «германотипные» складки, «складки основания», наконец, «идиоморфные» или «прерывистые» складки. Все эти термины, конечно, не синонимы, но все они характеризуют структурные формы, возникающие в результате длительного изгибания и соответствуют понятию «эпейрогеническая складка». По нашим наблюдениям, эпейрогеническими могут быть и очень небольшие складки, длина которых измеряется единицами километров, а ширина сотнями метров.

В разных геологических и географических условиях рассматриваемый процесс проявляется по-разному. Как мы уже указывали выше, в областях общего эпейрогенического опускания и осадконакопления формируется конседиментационная складчатость. Она характеризуется условиями залегания, изменчивыми мощностями и фациальными особенностями осадочных отложений, слагающими разрез (рис. 30 и 31).

При конседиментационной складчатости в областях общего опускания и осадконакопления на дне водоемов, на месте растущих антиклиналей создаются участки относительного поднятия, на месте синклиналей — участки относительного опускания. Эти локальные поднятия и прогибы в той или иной мере компенсируются осадконакоплением.

\* Представления автора излагались в ряде его работ начиная с 1935 г.

Конседиментационные складки могут формироваться только там, где происходит осадконакопление, т. е. в условиях прогибания отдельных синклиналиных складок любого масштаба ниже уровня аккумуляции или при опускании всей области складчатости.

Рассматриваемый процесс эпейрогенической складчатости в условиях области не опускающейся, а поднимающейся, как правило, не вызовет осадконакопления. Выше уровня общей или частной аккумуляции длительное изгибание какой-либо поверхности в складки будет вызывать не осадконакопление, а размыв, который может быть обусловлен общим или частным тектоническим поднятием или эвстатическим опусканием уровня моря.

По существу процесс длительного развития структуры остается тем же. Но хотя тектонический процесс этот и един, в разных случаях он имеет разное геоморфологическое выражение. Поднятие области складчатости прекращает в ней осадконакопление, на смену которого приходят площадная денудация или линейная эрозия. Так же как и при опускании, при поднятии процесс складчатости может сопровождаться или выравниванием, или созданием неровностей рельефа. В зависимости от соотношения интенсивности размыва и интенсивности роста складчатой структуры могут быть выделены конденудационная и конэрозионная складчатости [131].

Если интенсивность денудационных процессов больше интенсивности общего поднятия или роста антиклинальной складки, то все, что поднимается выше уровня денудации, будет уничтожено размывом. Страна будет представлять собой денудационную равнину. В этом случае процесс складчатости можно назвать конденудационным (рис. 36).

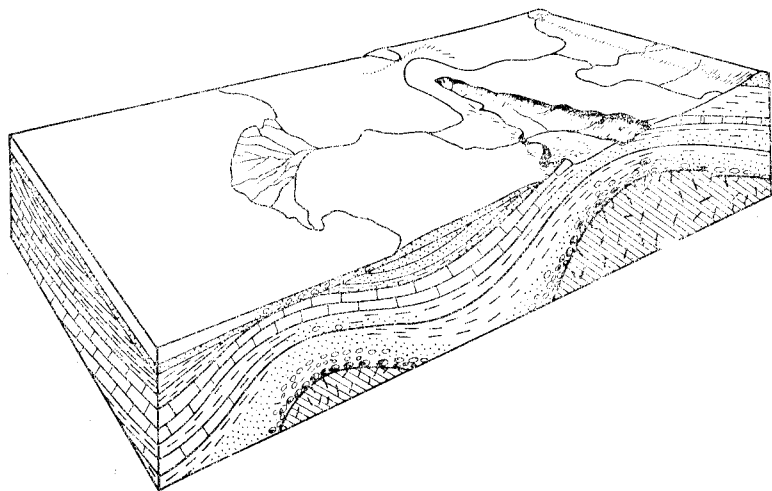


Рис. 36. Блок-диаграмма района конденудационной складчатости.

Чем больше преобладание денудационных процессов над тектоническими, тем полнее выравнивание. Однако обычно и на денудационных равнинах создаваемые живой тектоникой построенные формы, как и более древние структурные формы, обусловленные выходами на поверхность пород различной устойчивости, в какой-то мере отражаются в рельефе. Неровности эти неизменно разрушаются и вновь появляются, а рельеф сохраняет равнинность, сколько бы времени ни продолжалась конденудационная складчатость. Чем дольше происходит поднятие, тем более глубокий наблюдается срез. На поверхности выравнивания, срезающей складки поднимающегося участка, можно прочесть структуру его, как на геологической карте. В случае последующего перекрытия этой поверхности новым комплексом осадков она будет представлять собой поверхность несогласия. В ископаемом виде поверхность регионального несогласия является геоморфологическим выражением конденудационной складчатости. Она свидетельствует о выравнивании, пенеппленизации страны, эпохи сравнительно слабых общих тектонических поднятий.

Мы рассмотрели характер проявления длительно формирующейся складчатости, идущей в области поднятия и размыва, при условии тектонических процессов, проявляющихся менее интенсивно, чем процессы денудационные. Если же интенсивность складкообразования окажется больше интенсивности денудации, то отдельные структурные формы и целые комплексы тектонически построенных форм получат непосредственное выражение в рельефе. Страна перестанет выравниваться. Напротив, создаваемые эпейрогенической складчатостью неровности будут расчленяться в результате эрозионной работы рек. Увеличение крутизны склонов может быть вызвано также работой моря, ледников и т. п. Но главную роль в расчленении создаваемых тектоникой на поверхности Земли неровностей играет речная эрозия. Поэтому рассматриваемый процесс складчатости может быть назван конэрозионным (рис. 37). В результате конэрозионной складчатости страна приобретает холмистый или горный рельеф.

В ископаемом состоянии непосредственные следы конэрозионной складчатости встречаются редко. Примером может служить

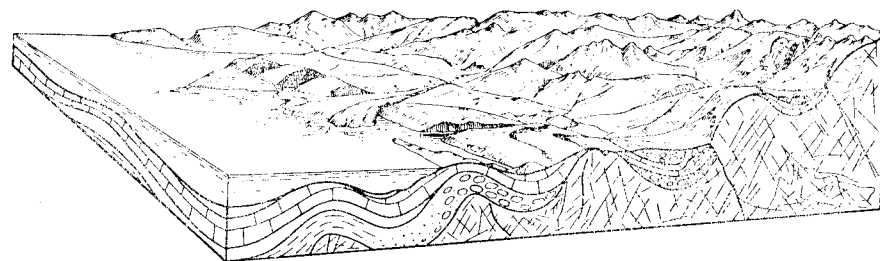


Рис. 37. Блок-диаграмма района конэрозионной складчатости.

угленосная толща нижнего карбона Подмосковского бассейна (рис. 26). Здесь в песчано-глинистых отложениях хорошо прослеживаются эрозионные врезы глубиной до 40 м, выполненные косослоистыми песками. В глубь бассейна, к центру Московской синеклизы, песчано-глинистая угленосная толща сменяется известняками. Вместе с тем исчезают следы перерывов и размывов, исчезают следы конэрозионной складчатости. Глубокие врезы известны в угленосных юрских отложениях Ферганы (Е. П. Брунс, 1948) и в других районах.

Но обычно о древней конэрозионной складчатости, следы которой в областях древних поднятий срезаны вместе с самими поднятиями последующей денудацией, можно судить по фациальным признакам коррелятивных отложений или по орогеническим формациям, развитым в прилегающих прогибах. Так, по артинским молассам герцинского предгорного прогиба Урала можно судить об особенностях расчленения речными долинами и даже о высотах конэрозионно растущих гор (А. В. Хабаков, 1948).

Новейшая конэрозионная складчатость, так же как и древняя, во времени и в пространстве сменяется конденудационной и конседиментационной складчатостями. Так, глубоко расчлененные горные хребты Средней Азии образовались в неогене и четвертичном периоде на месте денудационных равнин палеогена [126]. В настоящее время конэрозионная складчатость среднеазиатских горных поднятий в областях опускания переходит в конседиментационную складчатость межгорных впадин.

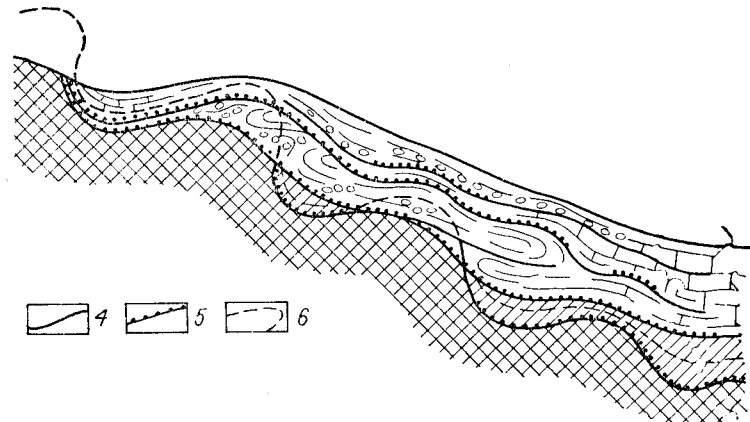
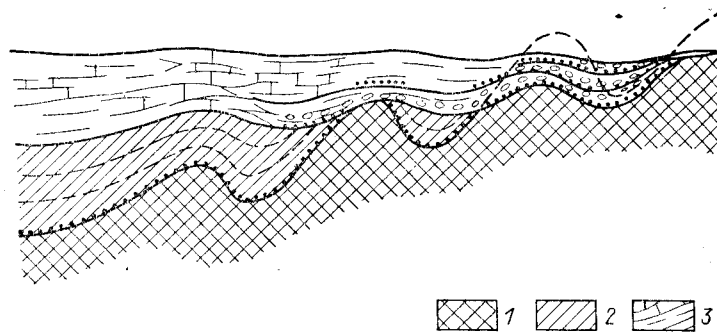
Рассматриваемые нами конседиментационные, конденудационные и конэрозионные складки представляют собой структуры, формирующиеся длительно, хотя и с различной скоростью, при разных тектонических режимах. Они бывают разного масштаба и могут накладываться друг на друга. При этом закономерности

изменения мощностей, фаций и границ распространения осадочных отложений, а также границ размыва и несогласий обуславливаются не только положением их в отдельных складках, но и местоположением в более крупных структурах разного порядка. Это может быть иллюстрировано рис. 38, на котором изображена область складчатости, образующая в целом длительно развивающееся пологое поднятие. На выровненную поверхность кристаллического основания в результате первой большой трансгрессии здесь несогласно отложился нижний структурный ярус. Последующая крупная регрессия вызвала размыв продолжавшей свое развитие структуры, более значительный в сводовой части общего поднятия. Верхний структурный ярус лег на своде поднятия прямо на кристаллическое основание, а ниже по крыльям — на нижний ярус, близ свода с размывом и несогласием, а далее согласно.

В течение своего развития отдельные складки и все поднятие в целом могут проявляться в виде конседиментационных, конэрозионных и конденудационных форм. Однако несмотря на разный масштаб и разное геоморфологическое выражение, мы видим здесь единый длительно и унаследованно развивающийся геологический процесс эпейрогенеза.

Степень выраженности эпейрогенических структур в виде складчатых форм зависит от ряда причин, в первую очередь от масштаба их, от интенсивности развития и от длительности формирования. В общем случае чем меньше ширина рассматриваемой структурной формы, чем интенсивнее идет изгибание и чем дольше тот или иной слой (или поверхность) участвует в процессе изгиба, тем больше он изогнут.

Следует напомнить, что эпейрогенические, так же как и колебательные, движения до последнего времени противопоставлялись складчатым. Мы же эпейрогенические движения и эпейрогениче-



1 — кристаллическое основание; 2 — осадочные отложения нижнего структурного яруса; 3 — осадочные отложения верхнего структурного яруса; 4 — поверхности размыва; 5 — размывы и несогласия (региональные и локальные); 6 — воздушные складки поверхности кристаллического основания.

Рис. 38. Разрез конседиментационного складчатого поднятия.

скую складчатость рассматриваем как единый процесс, выделяя его как основной первичный тип тектогенеза. В понятие первичного тектогенеза мы включаем также конседиментационные и конэрозионные разломы (в том числе и глубинные). Происхождению первичного тектогенеза посвящен целый ряд гипотез, которые будут рассмотрены в гл. VIII.

### Вторичный тектогенез

Вторичный тектогенез генетически связан с первичным. Именно благодаря обусловленности, зависимости покровной складчатости от эпейрогенеза нами употребляются термины первичный и вторичный тектогенез. Как правило, вторичный тектогенез проявляется только там, где движения глыб или складок первичного тектогенеза достигают значительной интенсивности. Благодаря этому покровная складчатость имеет неповсеместное распространение и непостоянное развитие. Покровная складчатость формируется главным образом в мобильных областях Земли, в определенные этапы («фазы»), сравнительно быстро, иногда катастрофически быстро, после отложения сминаемых ею осадков — постседиментационно.

Ею создаются наиболее резкие и сложные складчатые и разрывные дислокации. Это «настоящая» складчатость, альпийно-типная, полная общего смятия, нагнетания, диапиризма, свободного гравитационного скольжения.

Основной особенностью покровной складчатости является связь ее с гравитационными движениями самых разных масштабов и значений. Решающее значение силы тяжести при переносе и отложении осадков под влиянием воды, льда и воздуха ни у кого не вызывает сомнения. Деятельность этих агентов денудации и осадкообразования в различных тектонических и климатических условиях детально рассматривается во множестве посвященных этим вопросам трудов.

Помимо пассивного транспорта агентами денудации перемещение горных пород под влиянием силы тяжести может происходить и самостоятельно, в виде так называемых гравитационных движений. Масштабы этих движений понимаются различно. В геоморфологической литературе гравитационными движениями считают обычно только поверхностные перемещения масс горных пород, в основном обусловленные влиянием силы тяжести. В. Пенк [87] называет такие движения «массовыми». Описания и классификации поверхностных гравитационных перемещений приводятся в работах П. И. Бутова (1935), И. П. Герасимова (1941), С. С. Шульца [127] и др.

Обусловленное воздействием силы тяжести формирование некоторых тектонических структурных форм (складок, сбросов, надвигов, шарьяжей) выделяют как гравитационную тектонику.

В трудах советских геологов гравитационной тектонике, за редким исключением, уделяется мало внимания. В иностранной геологической литературе, напротив, идеи гравитационной тектоники весьма популярны. За рубежом под гравитационной тектоникой, или тектоникой гравитационного истечения, или понимается только покровная тектоника (которой противопоставляется глубинная тектоника, обусловленная иными причинами), или гравитационному тектогенезу придается более широкое значение. В последнем случае считают, что помимо осадочного чехла (эпидермиса) гравитационное течение может охватить и более глубокие горизонты земной коры и даже подкорковые массы (рис. 39).

Никто, конечно, не думает, что сила тяжести является единственной и всеобъемлющей причиной денудационных и тектонических

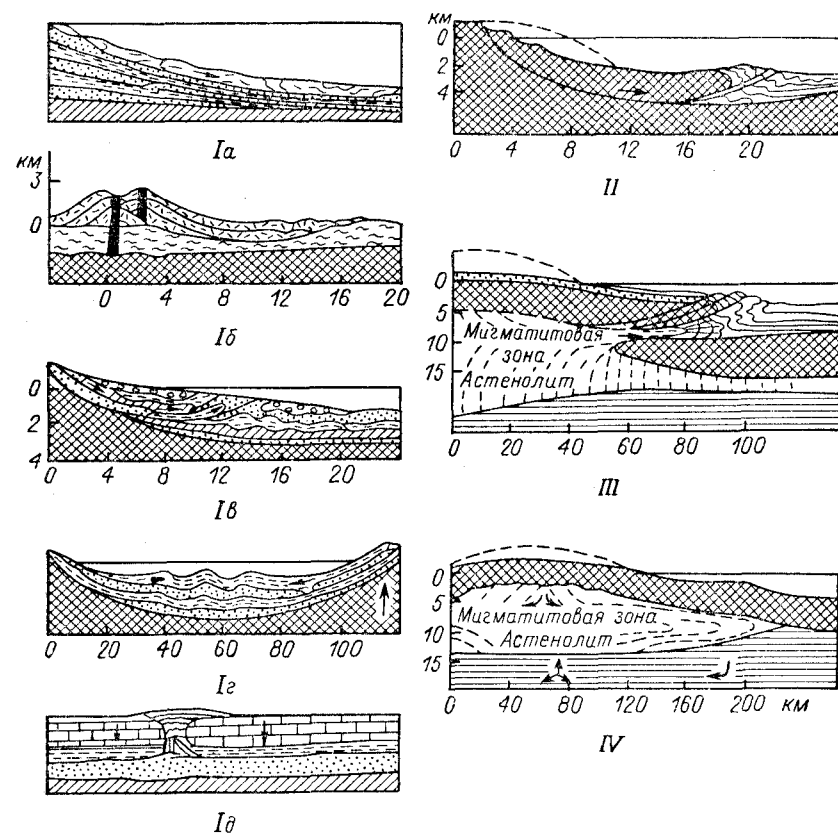


Рис. 39. Типы гравитационного тектогенеза [по 9].  
I — эпидермальный: Ia — оползание, Ib — тектоно-вулканическое оседание, Ic — свободное скольжение, Id — сползание, сопровождаемое сжатием, Id — выжимание; II — дермальный; III — батидермальный; IV — подкорковый.

процессов. Однако не следует забывать, что как поверхностные перемещения, так и формирование покровных и глубинных структур (отдельных ярусов покрова, складчатого или кристаллического основания и складок коры в целом), а также перемещения подкоровых масс происходят в условиях постоянного воздействия на них силы тяжести.

Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника рассматриваются обычно в полном отрыве друг от друга. А между тем в общем понятии гравитационных движений граница между этими явлениями условна, и они связаны взаимопереходами. Кроме того, поверхностные гравитационные перемещения бывают иногда обусловлены новейшими и современными тектоническими движениями. Изучение их в этом отношении может позволить понять условия формирования некоторых древних тектонических структур и связанных с ними отложений.

О глубинном значении силы тяжести в тектонических явлениях говорилось уже в прошлом веке, когда родились представления о строении земной коры и теория изостазии. Как известно, крупнейшие прогибы, впоследствии названные геосинклиналями, по представлениям Дж. Холла (1859), образовывались под влиянием веса накапливающихся в них осадков.

Достаточно давно родились представления и о свободном гравитационном скольжении. Указывалось на срыв и сползание известковых вершин Апеннин и доломитовых вершин Альп по уклону. У нас отмечено подобное явление для горы Фишт на Кавказе.

Наиболее полно представлены и изучены современные свободные гравитационные скольжения в Индонезии. Судя по работам ван Беммелена [8 и др.], гравитационный тектогенез очень больших масштабов характеризует область Зондских островов. Автор приводит примеры грандиозных скольжений по склонам ундаций от приподнятых районов во впадины. Мощные толщи неогеновых отложений вместе с приуроченными к ним вулканическими образованиями в своем движении достигают скорости в несколько десятков сантиметров в год. При этом не только в более пластичных осадках, но иногда и в вулканических покровах образуются интенсивные складки. Некоторые формы движений напоминают колоссальные оползневые языки. Так, глетчерообразный язык флиша Мераву, прорвавшись через наклонные и опрокинутые пласты вышележащих свит неогена, образует послеэрозионный надвиг, тянущийся по крайней мере на 10 км. Его лобовая часть скрыта под покровом более молодых четвертичных вулканов.

Данные ван Беммелена обоснованы повторными триангуляциями, показывающими, что и в настоящее время рассматриваемые движения не прекратились. За 5 лет вулкан Павинихан продвинулся на 120 см, вулкан Телаголель и Кранкский массив — на 200 см. Скорость движения в настоящее время составляет 24—40 см/год.

Экспериментально самые разнообразные структурные формы, образовавшиеся благодаря разным условиям скольжения и пластичности материалов, были получены Рейером (1892), составившим соответствующий атлас гравитационных структур. Современное моделирование покровных складок тоже показывает, что они формируются в результате относительного сокращения ширины их скользящего основания (Ларин, Руженцев, 1975).

Представление о первичном и вторичном тектогенезе со скольжениями осадков с поднятий (геотуморов) в прогибы (геодепрессии) было разработано Э. Хаарманом [146].

Но особое значение для наших представлений имели работы Э. Аргана [3], который, опираясь главным образом на анализ тектоники Азии, дал общую схему развития складок основания (*plis de fond*) и складок покрова (*plis de couverture*). Последние он рассматривал как гравитационные складки, образующиеся в осадочном покрове (в осадочном чехле) вследствие срыва и скольжения покрова (или его части) с крыльев складок основания. Складки основания Э. Аргана — это не древние складки в кристаллическом или в складчатом основании, а складки обычно достаточно большие и пологие, в которые изогнут фундамент. Они видны в изгибах поверхности фундамента и в лежащих на ней осадках покрова, изогнутых конформно с этой поверхностью. Складки покрова Э. Аргана — это не складки, отражающие изгибы поверхности фундамента (см. выше классификацию складок В. Е. Хаина), а самостоятельные «автономные» складки внутри осадочного чехла или части его. Они возникают в покрове в связи с развитием складок основания, но не путем пассивного облекания фундамента, а в результате разрядки тех гравитационных напряжений, которые возникают в осадочном чехле, отлагавшемся первоначально горизонтально, а затем вместе с изгибом фундамента приобретаем тот или иной, все увеличивающийся наклон. При этом помимо срывов и скольжений отдельных горизонтов или участков покрова и явлений нагнетания в некоторых случаях наблюдается общее смятие всей лежащей на фундаменте осадочной толщи с образованием в ней сложных складок и разрывов.

Приходилось слышать возражения против термина «покровные» складки и предложения называть их складками чехла, так как покров, покровные формы структуры вызывают ассоциации с надвинутыми покровами Альп. Я думаю, что такие ассоциации говорят не против, а в пользу общего термина покровная складчатость. В Альпах покровная тектоника развита в ее крайних, ставших классическими формах. Первоначально шарьяжи Альп рассматривались как остатки огромных размытых лежащих складок, корни которых предположительно находились в областях «рубцов» (централид, *Zwischengebirge*), откуда они выжимались в результате тангенциального сдавливания. Помимо таких покровов — лежащих складок или покровов первого рода швейцарскими и французскими геологами выделяются покровы второго рода,



движущиеся в результате свободного скольжения, без давления с тыла.

Так, например, М. Люжон и Д. Шнеганс (1940), изучая флиш между реками Ибей и Эмбрюнэ, убедились в том, что пластина мощностью до 2—3 км и длиной более 50 км не могла быть надвинута давлением с тыла, так как лоб шарьяжа сильно перемят, а средняя и задняя часть лишь слабо изогнуты.

Против представлений о размытых лежащих складках говорят и старые наблюдения М. Люжона, который убедился, что залегающие в обратном порядке (более древние на более молодых) отложения не опрокинуты, а каждая из пластин лежит нормально, более молодыми горизонтами вверх. Такое залегание можно объяснить последовательным соскальзыванием с поднимающегося блока сперва пластин более молодых отложений, а потом более древних.

Помимо свободного скольжения для альпийского типа тектоники характерно также нагнетание в антиклинали более пластичных пород, течение их. М. Люжон (1943) под тектоникой истечения (*tectonique d'écoulement*) понимает не только деформации, но и способность течь при ничтожно малых усилиях.

Как вода в реках течет не потому, что ее толкают, и стоит в озерах при отсутствии уклонов, так и осадочные слои текут или остаются горизонтальными. Находясь под гидравлическим напором, вода поднимается вверх. Пластичные породы тоже могут перемещаться в ослабленные зоны. Все эти явления входят в понятие гравитационной тектоники. Их в том или ином виде и масштабе можно наблюдать не только в зонах альпийской складчатости, но и вне ее — реже на платформах, чаще в горных областях, например у нас на Тянь-Шане.

Наблюдавшиеся нами в Средней Азии складки основания — это эпейрогенические складки, формировавшиеся во время размытия и выравнивания поверхности фундамента, сложенного сложнослоистыми палеозойскими или протерозойскими породами. Изгибание фундамента и его выровненной поверхности продолжало свое развитие в течение времени отложения осадочного чехла сперва в условиях платформы, а затем, вплоть до настоящего времени, в условиях горного рельефа. Таким образом, в Средней Азии покров мезо-кайнозойских отложений накапливался одновременно с длительно формирующимися складками основания, участвуя в строении последних и вступая в процесс роста складок основания во время хода последнего. Благодаря этому, отлагаясь в крупных синклиналильных прогибах основания, мезо-кайнозойский покров распределением своих фациальных особенностей и мощностей (достигающих нескольких километров) тесно связан с местоположением в этих конседиментационных структурах. В то же время в крупных антиклинальных поднятиях основания мезо-кайнозойский покров в некоторых случаях не отлагался вовсе.

Длительный рост конседиментационных складок основания не только предопределяет фациальные особенности и мощности покрова, но и создает условия для зарождения и развития покровных складок. Действительно, увеличение крутизны крыльев складок основания нарушает гравитационное равновесие в ранее отложившемся покрове, в результате чего почти горизонтально залегающие пласты покрова становятся наклонными и в них накапливаются напряжения, вызывающие срывы, скольжения и формирование складок покрова. При этом скольжение покровных складок происходит в том же направлении, в котором происходил и снос осадков, сформировавшихся покровом, — из областей антиклинальных поднятий в сторону обрамляющих их синклиналильных прогибов.

Большое значение в появлении на крыльях складок основания гравитационных складок покрова имело усиление темпов тектонического развития Средней Азии в неоген-четвертичное время и превращение ее в область горообразования, или орогеническую область. В связи с разрастанием поднятий здесь в это время формируется макрокластогенный тип разреза, и граница областей размыва и аккумуляции смещается по направлению к центрам синклинориев межгорных впадин. Предгорья превращаются при этом из областей недавней аккумуляции в области размыва, а грубообломочные отложения накапливаются все дальше от гор. Крайние части синклинориев вытягиваются в поднятия, и ранее отложившиеся здесь осадки приобретают потенциальные возможности для последующего соскальзывания.

Наконец, интенсивность орогенических движений определяет прямое выражение создаваемых новейшей тектоникой структурных форм в рельефе, вызывая тем самым не только усиление деятельности эрозионных процессов и порождая поверхностные гравитационные перемещения, но и создавая условия для формирования покровных складок.

Гравитационные тектонические движения в Средней Азии, проявляясь в покровной складчатости, оказываются достаточно отчетливо связанными со складками основания, в ядрах которых выходят более сложно дислоцированные и метаморфизованные палеозойские или протерозойские отложения, а иногда и кристаллические сланцы или интрузивные породы. Во всех случаях древний цоколь вместе с мезо-кайнозойским покровом участвует в строении складок основания, а поверхность цоколя раскалывается и изгибается конформно с лежащими на ней мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Иногда приходится слышать мнение, что жесткие, мало податливые древние метаморфизованные отложения, а тем более кристаллические сланцы и граниты, не могут изгибаться. Однако почти в любом районе Средней Азии можно найти достаточно хорошо обнаженные нормальные контакты мезо-кайнозойских покровных отложений с цоколем, сложенным древними породами, причем наклон таких контактов достигает очень крутых углов

падения. Совершенно ясно, что поверхность денудации или абразии на палеозойском основании, а также лежащие на ней континентальные или морские мезозойские и кайнозойские отложения первоначально имели близкое к горизонтальному залегание. Современный наклон контакта может быть объяснен только изгибом, в котором совместно участвовали и покровные отложения, и древний цоколь.

Один из многочисленных примеров подобных соотношений можно наблюдать на южном побережье оз. Иссык-Куль, в районе Каджи-Сая, схематизированный разрез которого изображен на рис. 40.

На гранитах, слагающих здесь фундамент, залегают юрские угленосные отложения и перекрывающие их мощные кайнозойские грубообломочные породы.

Как это видно в южной части разреза, на поверхности гранитов и сохранившейся на этой поверхности коре выветривания лежат базальные горизонты юрской толщи, представленные белыми кварцевыми песчаниками. Контакт нормальный, без следов тектонических подвижек по нему. Отложение кварцевых песчаников на выровненной непеплензированной поверхности гранитов могло происходить, очевидно, лишь при более или менее горизонтальном положении этой поверхности. В настоящее время рассматриваемый контакт (и поверхность древнего пепелена) имеет здесь падение под углом  $70^\circ$ .

Никакими перемещениями блоков без изгиба поверхности гранитов и участия гранитов в складчатой структуре нельзя объяснить описываемые факты. Развитие складки основания не вызвало здесь срыва с гранитного ядра всей осадочной толщи. Однако срывы покрова и в данном случае произошли, но только не по контакту с гранитами, а по более пластичным глинистым слоям юры и по пластам угля (рис. 40, а). В кровле угольных пластов всегда видны отчетливые следы скольжения.

В связи с многочисленными срывами в юрской толще и послынными перемещениями ее сформировалась покровная гравитационная складка (в). Рост этой второстепенной антиклинальной складки, сопровождавшийся, возможно, процессами нагнетания, вызвал сдавливание покрова в синклинали (г), образовавшейся между формирующейся выжатой гравитационной антиклиналью и главной антиклинальной складкой основания. На южном крыле этой синклинали в отдельных участках юрской толщи можно видеть мелкие резко асимметричные складки (б), опрокидывающиеся не на север вниз по падению слоев юры, а на юг, вверх, в сторону ядра складки основания. Они не могут быть следствием свободного гравитационного скольжения по крылу растущей складки от свода антиклинали в сторону прогиба, а служат свидетелями сжатия толщи в синклинали между двумя антиклиналями. В таких условиях, как это доказывается

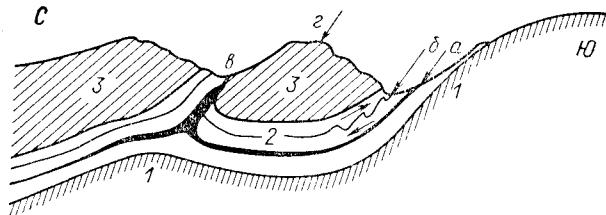


Рис. 40. Схематизированный разрез в районе Каджи-Сая, оз. Иссык-Куль.

1 -- палеозойское гранитное основание; 2 -- юрская толща переслаивающихся пород различной податливости с пластичным слоем а, складками волочения б и покровной складкой в; 3 -- менее податливая и более однородная толща и синклинали в ней (г).

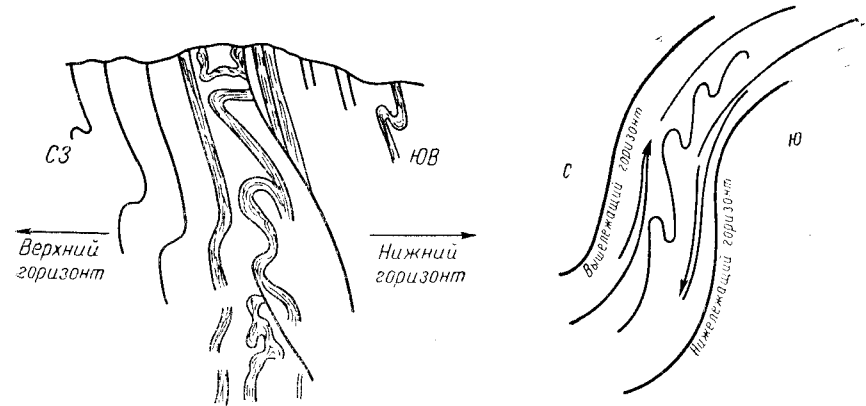


Рис. 41. Мелкие дисгармоничные складки в юрской толще южного побережья Иссык-Куля.

Рис. 42. Схема относительных движений пластов, вызывающих образование складок волочения.

в ряде исследований (Б. Уиллис, Р. Уиллис, 1932, и др.), при наличии слоев разной податливости (компетентности) будут образовываться мелкие складки волочения (рис. 41). Они образуются, как известно, в результате того, что на крыльях складок в условиях сжатия верхние пласты движутся по нижним в направлении к осям антиклиналей (рис. 42). Таким образом, хотя рассмотренные выше мелкие дисгармоничные складки волочения не являются результатом свободного гравитационного скольжения сверху вниз, в данном случае они генетически связаны с появлением на крыле складки основания типичной гравитационной складки покрова (рис. 40, в).

Последующее более интенсивное развитие главной складки основания в течение неогена и четвертичного периода привело к тому, что складка эта получила более резкое выражение в рельефе. Новые условия вызвали образование новых структур второго порядка, связанных со свободным поверхностным скольжением масс с повышенных участков в пониженные. Примером их может служить значительный надвиг юрских пород на неогеновую толщу, наблюдавшийся в том же районе.

Гипсометрически ниже коренных выходов юрских отложений (метрах в 200 севернее ближайших из них) на падающих на север красноцветных неогеновых отложениях сохранился останец надвинутого покрова. Залегает он на очень неровной поверхности автохтона и в нижней части состоит из перемешанных юрских глин и песчаников, в которые включены обломки неогеновых известняков и красноцветных глин, песчаников и конгломератов, а также обломки палеозойских пород и гранитов. Выше этой своеобразной брекчии лежит аллохтонная юра, в которой легко опознается определенная часть юрского разреза. Она сильно перемята. На вершине гряды, на размытой поверхности надвинутой юры, лежат четвертичные суглинки. Восточнее видно, что часть покрова юры уходит под брекчии и суглинки, слагающие высокую террасу сая. Сохранившаяся часть юрского надвинутого покрова обнажена на протяжении около 50 м, а мощность покрова вместе с брекчиями равна 10—15 м. Покров этот был надвинут с юга, где в более высоком гипсометрическом положении выходят и сейчас те же горизонты юрского разреза. Длина пути надвига не менее 200—300 м.

Описанный надвиг образовался после отложения и дислокации третичной толщи и до отложения пролювия высокой террасы, в условиях, когда основные черты рельефа Тянь-Шаня мало отличались от современных. Значение гравитационных напряжений при образовании рассмотренного надвинутого покрова юры не подлежит сомнению.

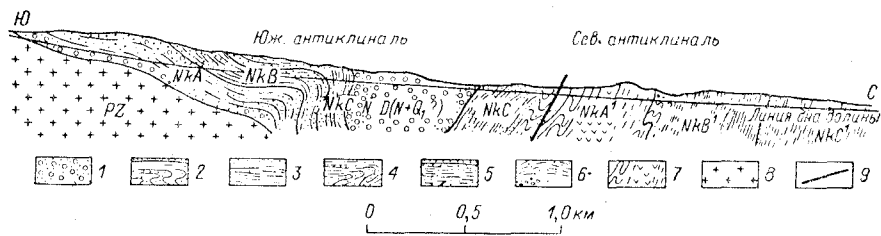


Рис. 43. Разрез кочкорской неогеновой толщи.

1 — свита серовато-серых струйчатых песчаников, пудингов и конгломератов; 2 — свита полосчатых глин, алевролитов и песчаников; 3 — свита серых и полосчатых песчаников и алевролитов; 4 — свита зеленовато-серых песчаников, алевролитов, глин и мергелей; 5 — свита буровато-серых песчаников, алевролитов и глин; 6 — свита серых конгломератов и песчаников; 7 — соленосная свита; 8 — палеозойское основание; 9 — главный разрыв.

Более общее значение гравитационная тектоника имеет в Кочкорской впадине [126]. Крутые опрокинутые на север складки в неогеновых отложениях по южной окраине Кочкорской впадины образовались в общем по той же схеме, что и складка второго порядка в юрской толще, изображенная на рис. 40. Но поверхности срыва в кочкорской толще приурочены не к углю, а к соли, и все движение имело больший размах (рис. 43).

Следует подчеркнуть, что помимо свободного гравитационного скольжения, которое можно сравнить с движением деляпсивных оползней А. П. Павлова (1903) или оползней соскальзывания, сплыва, в которых движение масс вызвано устранением опоры внизу (разрыв речного ложа, берега моря и т. п.), гравитационные движения проявляются также по типу детрузивных оползней, оползней сталкивания, толкающих, в которых верхние части сдвигают нижние, образуя в них складки, разрывы и т. п. В новейшей структуре в ряде случаев описывается «запрокидывание» сбросов в сторону понижения рельефа, а также перемятость молодых осадков у тектонических контактов. Такие явления особенно наглядны там, где массивные породы по разломам соприкасаются с рыхлыми осадочными толщами. Разломы при этом (особенно если они выражены в рельефе в виде уступов) из крутых взбросов превращаются в надвиги и давление их на опущенное крыло вызывает близ контакта резкие дислокации и обвалы [126]. Как совершенно правильно отмечает В. В. Белоусов (1958), едва ли могут возникнуть сомнения в том, что основной причиной расползания приподнятых блоков в стороны является сила тяжести.

Но трудно допустить, что расползание блоков является основной причиной формирования покровной складчатости. Это понятие более широкое, включающее не только вздергивание и смятие осадочного чехла у тектонических контактов, но и общее смятие осадочного чехла (которое нельзя объяснить давлением со стороны), а также наличие ничем не толкаемых шарьяжей и явления нагнетания, диапиризма, местных внутренних смятий, следов ламинарного и турбулентного движения — всех очень характерных явлений, возникающих внутри толщи, подвергшейся покровной

складчатости. Эти явления так или иначе связаны с гравитационными напряжениями.

Мы выделяем 2 типа тектонических движений и структур, так как в отличие от первичной складчатости, нарушающей гравитационное равновесие, вторичный тектогенез его восстанавливает.

Однако гравитационная тектоника не только восстанавливает нарушенное гравитационное равновесие в земной коре, но и ведет к выравниванию создаваемых эпейрогенезом неровностей земной поверхности и стоит в этом отношении в одном ряду с денудационными процессами.

Там, где происходит общее эпейрогеническое поднятие земной поверхности, первичный тектогенез проявляется в виде конэрозивной или конденудационной складчатости, а денудационные процессы (деятельность рек, морей, ледников) стремятся уничтожить это поднятие. В мобильных областях в эту разрушительную работу включается и гравитационная тектоника. Там, где происходит эпейрогеническое опускание, прогибание земной поверхности, происходят аккумуляция сносимых с поднятий осадочных толщ и конседиментационная складчатость. А в мобильных областях в помощь экзогенным процессам в общие или местные прогибы оползают покровные складки, наклоняются разломы, выжимаются пластичные породы, наконец, спускаются ничем не толкаемые гравитационные шарьяжи.

Таков общегеологический смысл первичного и вторичного тектогенеза, эпейрогенической и покровной складчатости.

## Глава V РАЗВИТИЕ ТЕКТОГЕНЕЗА ВО ВРЕМЕНИ

### Возраст складчатости

При геологических исследованиях, изучая складчатую структуру, чрезвычайно важно восстановить историю ее формирования, определить возраст складчатости.\* При этом речь может идти об отдельной складке или разрыве того или иного типа или об общей структуре того или иного региона.

Можно стоять на точке зрения дискретности складчатости и время формирования ее рассматривать как краткий момент (фазу), сменяющийся продолжительной эпохой покоя. Можно счи-

\* Говоря о складчатости, складчатой структуре, складчатой области, мы имеем в виду не только собственно складчатые, но и связанные с ними разрывные дислокации.

тать, что возраст складчатости определяется как длительный процесс, имеющий свое начало и конец. Можно учитывать местные или общеземные циклы, усиления или ослабления складчатости, периодичность ее и общую периодичность геологических процессов. Все эти вопросы решаются в настоящее время далеко не однозначно.

Существует издавна вошедший в геологию метод определения возраста складчатости — метод несогласий.

По угловому несогласию определяют возраст складчатости начиная с XVII в., с работ Н. Стено в Италии. Этот замечательный исследователь свои основные представления выразил в виде 4 принципов (гл. VIII, рис. 71). Н. Стено считал, что каждый слой отлагается горизонтально. Если слой наклонен, значит залегание его нарушено, значит он был подвержен дислокациям. Если на этом наклоненном слое лежит горизонтальный слой, то дислокация произошла после отложения нарушенных слоев и до отложения горизонтального слоя. Возраст дислокаций определяется, таким образом, как более поздний, чем верхний слой нижней дислоцированной серии, и более ранний, чем отложения нижнего слоя верхней несогласно лежащей серии. Так это или не так? Большинство исследователей до самого последнего времени считали, что таким образом может быть определен возраст складчатости во всех случаях.

Однако может быть и другая точка зрения. Несогласия, с этой точки зрения, ведущей свое начало от Ч. Лайеля и М. Бертрана, не определяют возраста складчатости. Они указывают только на время размыва длительно формирующейся складчатой структуры.

Могут быть выделены региональные несогласия, когда на обширной территории, на дислоцированных породах какой-либо более древней серии лежат менее сильно дислоцированные или недислоцированные породы другой серии. Например, на Русской плите на разных по возрасту породах, слагающих ее кристаллическое основание [на породах протерозоя (?) или архея], лежат разные по возрасту, но всегда несогласно, более молодые отложения протерозоя, палеозоя, мезозоя или кайнозоя. О чем это говорит? Как совершенно правильно считает Д. В. Наливкин, это говорит об эпохе покоя, об эпохе пенеппенизации кристаллического основания, о том, что на пенеппенизированной поверхности его отложились какие-то более молодые осадочные породы. А сама пенеппенизированная поверхность — это след стабильности этой области, покоя этой области или очень медленного ее поднятия. В последнем случае могут образовываться и последующие местные срезы выступающих на дневную поверхность участков основания. Такие же примеры можно привести для Казахстана и Средней Азии и многих других областей, где на палеозойском складчатом основании несогласно лежат мезозойские и кайнозойские отложения.

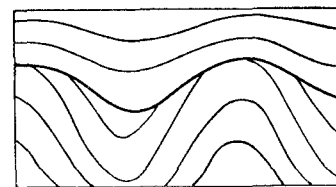


Рис. 44. Схема углового несогласия между осадками 2 различно дислоцированных свит.

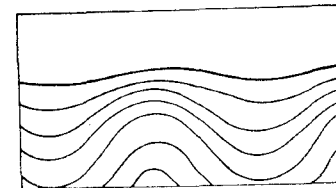


Рис. 45. Схема аккумуляции осадков в период складчатости, происходящей при общем погружении складчатой области.

Есть другие несогласия, локальные несогласия, когда в пределах складчатой зоны наблюдается то согласное, то несогласное залегание каких-либо горизонтов на подстилающих породах. Для объяснения локальных несогласий мы исходим из предположения о длительности складчатого процесса, происходящего одновременно с осадкообразованием.

Для ответа на вопрос, каким образом одним процессом можно объяснить наличие несогласий между осадками двух или нескольких дислоцированных толщ (рис. 44), я позволю себе повторить свои рассуждения о причинах образования угловых несогласий при складчатости, изложенные в статье «Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы» (С. С. Шульц, 1937).

Представим себе сначала процесс медленного (конседиментационного) складкообразования, происходящий в области общего опускания и аккумуляции осадков. Будет ли он вызывать образование угловых несогласий (рис. 45)? По-видимому, нет, потому что необходимый для этого размыв здесь отсутствует.

Если процесс складкообразования идет в области, которая не испытывает ни общего опускания, ни общего поднятия, то мы можем получить такой случай, когда в антиклиналях будет происходить размыв, а в синклиналях аккумуляция осадков. В этом случае все время обновляющиеся поверхности денудации, срезающие более древние слои в антиклиналях, будут соответствовать в синклиналях последовательно все более верхним пластам вновь отлагающейся свиты осадков. Нижние горизонты последней в синклиналях могут лежать согласно с размываемой в антиклиналях свитой (рис. 46). Изменение условий накопления осадков (например, общее опускание области складчатости) может вызвать отложение слоя, несогласно лежащего на подстилающих его породах в антиклиналях и согласно в синклиналях.

Наконец, процесс складкообразования, сопровождаемый общим поднятием области (конденудационной), вызывает обычно общий размыв сминаемой толщи осадков и в случае накопления на их размытой поверхности каких-либо более молодых отложений — повсеместное и в антиклиналях и в синклиналях несогласное залегание последних (рис. 47).

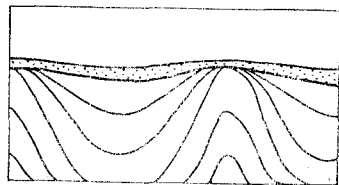


Рис. 46. Схема отложения осадков и образования денудационных поверхностей в период складчатости, происходящей в области, не испытавшей ни общего поднятия, ни общего опускания. Размыв в антиклиналях и аккумуляция в синклиналях.

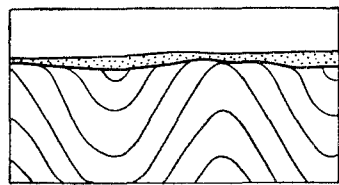


Рис. 47. Схема денудации складок, образующихся в области общего поднятия.

Накопление осадков на размываемой поверхности поднимающегося и собирающегося в складки участка не требует окончания складчатого процесса, а может происходить и одновременно с ним. Для смены денудации аккумуляцией нет даже необходимости предполагать, что сминаемый участок вместо дальнейшего общего поднятия стал опускаться, хотя такое объяснение и является наиболее простым. Мы знаем, что режим экзогенных процессов зависит от ряда причин помимо тектоники (хотя бы от изменения климата). Так, например, речная долина, врезающаяся в медленно поднимающийся участок суши, может начать загроужаться продуктами разрушения склонов и аллювием в результате уменьшения количества воды в реке, по ней протекающей.

Наконец, даже при неизменности всех условий существования рассматриваемого участка суши расчленение его поверхности может смениться образованием на ней покрова осадков в результате изменения характера рельефа соседнего района и количества и условий седиментации выносимых оттуда продуктов разрушения последнего.

Таким образом, мы видим, что при длительном и унаследованном развитии складчатой структуры угловые несогласия могут либо не образовываться вовсе (рис. 45), либо образовываться (рис. 47). Появление углового несогласия определяется наличием размыва, а не прекращением процесса складчатости. Возвращаясь к рис. 44, мы можем считать, что несогласие здесь получилось не потому, что была интенсивная фаза складчатости, а потому, что здесь была эпоха размыва, которая и зафиксировалась в разрезе в виде поверхности несогласия. Это, как мы говорили, геоморфологическое выражение тектонического процесса. Эпоха размыва может быть связана с эпейрогеническими поднятиями всей местности или с эвстатическим изменением уровня моря, или с какими-либо иными явлениями. Важно, что аккумуляция сменилась размывом. Если размыв будет продолжаться некоторое время на уровне зеркала растущей складчатости, появится целый ряд локальных несогласий, иногда срезающих ряд складок, а не одну, но все-таки локально расположенных. Если эпоха размыва зафиксирована

пенепленизацией страны в результате общего поднятия, в течение которого осадки не отлагались на очень большой территории, то получится региональное несогласие. Иногда наблюдается несколько этажей складчатости, несколько этажей строения «складчатой» области или платформы и каждый из них обладает своими особенностями и отделен от других перерывом и региональным несогласием.

В некоторых случаях как несогласия описываются не результаты размывов, а тектонические взаимоотношения между отдельными толщами горных пород (рис. 48).

Вопрос о значении несогласий, о методах определения возраста складчатости, о быстроте образования складчатых и разрывных дислокаций не нов. В начале XIX столетия сложились и получили широкое распространение представления Ж. Кювье и Эли де Бомона о катастрофах (катаклизмах). Их называют представлениями катастрофистов. Только в середине века начинают завоевывать свое положение взгляды Ч. Лайеля, Ч. Дарвина — творцов эволюционной теории. Геологи переносят результаты наблюдений над современными явлениями на развитие Земли в прошлом. Это так называемый принцип актуализма, породивший новое эволюционное учение.

Однако не только в течение прошлого века, но и в настоящее время взгляды катастрофистов имеют своих последователей. Н. С. Шатский подробно рассмотрел историю и развитие взглядов катастрофистов и эволюционистов в статье о неокатастрофизме [118, т. II, с. 574—591].

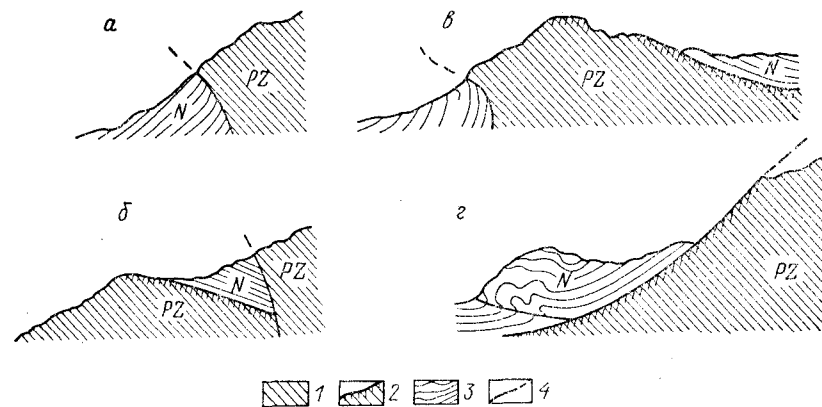


Рис. 48. Разные виды соотношений неогеновых отложений с палеозойским основанием Исык-Кульской впадины. 1 — палеозойские породы; 2 — древние поверхности денудации с корами выветривания; 3 — неогеновые отложения; 4 — разрывы.

Теория катастрофизма в геологии была наиболее полно разработана в трудах замечательного французского геолога Эли де Бомона. Впервые свои представления он опубликовал в 1829—1830 гг. [144]. Надо сказать, что представления этого ученого для своего времени были чрезвычайно интересными целостностью взглядов. Все его построения были тесно связаны одно с другим. В них выдвигаются 3 основных положения.

Эли де Бомон — создатель контракционной гипотезы. По контракционной гипотезе, как известно, структура земной коры сформировалась в результате сжатия земного ядра в связи с остыванием земного шара. Земная кора, приспособляясь к все уменьшающемуся земному ядру, испытывает либо прямое опускание (радиальные движения), либо тангенциальное смятие, так как опускающиеся своды вызывают сжатие в горизонтальном направлении (тангенциальные движения), и поэтому в более слабых местах развивается складчатость, разрывы и т. д. Контракционная гипотеза, в значительной степени модернизированная, существует и доныне.

Есть другой аспект представлений Эли де Бомона, который сейчас в значительной степени забыт. Говоря о сжатии Земли, Эли де Бомон не думал, что она непрестанно, повсеместно и равномерно покрывается морщинами. Он считал, что смятие земной коры в результате остывания нашей планеты вызывает образование складчатых систем или горных хребтов, закономерно расположенных на поверхности Земли в виде прямых линий. Каждая горная система характеризуется вытянутостью в определенном направлении, согласно с одним из «кругов сравнения».

Иными словами, каждая эпоха складчатости или каждая катастрофа выражалась в формировании хребтов определенного направления. Анализируя расположение горных хребтов в целом, Эли де Бомон пришел к заключению, что все они располагались в виде пентагональной сети, т. е. совершенно закономерно на поверхности Земли. Анализ закономерного расположения горных систем относительно больших кругов сравнения имел много последователей, и, пожалуй, именно этот анализ в эпоху Эли де Бомона создал ему имя величайшего ученого того времени.

Но позже, во второй половине XIX и в первой половине XX вв., учение о закономерности в расположении горных систем и вообще линейных элементов на поверхности Земли было забыто. Только в последние годы эти вопросы вновь привлекают внимание ученых. Мы подробно остановимся на них при рассмотрении трещиноватости и разрывных дислокаций.

Третье направление работ Эли де Бомона — это собственно теория катастроф. Эли де Бомон считал, что медленные движения отражают сокращение Земли в виде пологих поднятий и прогибов. В определенные моменты, когда напряжения доходят до предела, они разражаются краткими катастрофами горообразования. Определить возраст этих катастроф можно, определив возраст дисло-

каций (складчатости), которые эти катастрофы выражают. А определить возраст складчатости можно по несогласиям, как впервые установил Н. Стено. Работы Н. Стено XVII в. были извлечены из забвения А. Гумбольдтом. От А. Гумбольдта они перешли к Л. Буху и к Эли де Бомону, который даже перевел на французский язык с итальянского ряд старых, совершенно забытых работ Н. Стено, в том числе и принципы определения возраста складчатости по несогласию. Пожалуй, эти возрожденные Эли де Бомоном представления о возрасте складчатости более прочно утвердились в науке, чем созданная им в свое время контракционная гипотеза, и тем более, чем расположение хребтов в виде пентагональной сети.

Изучая возраст и расположение горных систем, Эли де Бомон установил для Европы 20 катастрофических эпох, образовавших 20 систем, отличающихся своим возрастом и своим направлением. А для всего земного шара — до 80 систем. Таковы были представления, господствовавшие в первой половине XIX в.

Прошло 100 лет. Казалось бы, эти представления после работ Ч. Лайеля, Ч. Дарвина, после вошедших в естествознание принципов эволюционной теории и актуализма были погребены. Оказывается — нет.

Представление неокатастрофистов, как пишет Н. С. Шатский, возродилось в работах немецкого ученого Г. Штилле. В 1924 г., т. е. почти через 100 лет после Эли де Бомона, была опубликована работа, в которой Г. Штилле снова рассматривает те же вопросы и приходит к следующим основным положениям: имеется чередование длительных эпох покоя, когда происходит эпейрогенические движения, и коротких орогенических эпох. Короткие нужно понимать в геологическом смысле; продолжительность этих катастрофических коротких эпох 250—300 тыс. лет, а разделяющие их эпохи покоя охватывают миллионы (до 20 млн.) лет. В. В. Белосусов, сравнивая эти длительные и короткие эпохи говорит, что если взять весь палеозой, мезозой, кайнозой и принять их всех вместе за год, то только три дня выпадет на короткие фазы складчатости. Из всего года — три дня на все фазы складчатости. А отдельные фазы складчатости совсем короткие.

Как же представлял себе Г. Штилле этот «орогенический» или «складчатый» процесс или процесс «горообразования»? Он наступает после эпохи покоя, когда происходило накопление осадков разной мощности, в связи с тем что одни участки очень полого, эпейрогенически поднимались, другие опускались. После этого начинается эпоха «горообразования». Она выражается в складчатости. После складчатости наблюдается блоковое поднятие. Затем вновь наступает период длительного спокойного эпейрогенического развития.

Возраст дислокаций определяется по несогласию. Образование несогласия рассматривается по схеме Н. Стено, т. е. происходит отложение самого молодого слоя в нижней пачке, потом дислока-

ция, потом поднятие и размыв, потом новое погружение и отложение самого нижнего слоя верхней серии. Между самым нижним слоем верхней серии и самым верхним слоем нижней серии заключена фаза складчатости или, возвращаясь к терминологии Эли де Бомона, катастрофа. Г. Штилле свел свои представления в «канон орогении», в закон складчатости, в виде 19 фаз [122]. Каждая фаза получила свое название в зависимости от того, в какой системе или в какой стране она установлена. Например, бретонская фаза между девоном и карбоном, валахская фаза между неогеном и четвертичными отложениями или таконская фаза между ордовиком и силуром.

Рассматривая представления Г. Штилле, Н. С. Шатский говорил, что таким образом ныне возродился катастрофизм.

А между тем развивалось и другое направление. Представление о нем дают работы М. Бертрана [138 и др.], который рассматривал несогласия как результат больших трансгрессий, достигавших зоны складчатости. Сама же складчатость происходит длительно. Во время регрессий происходит размыв, во время трансгрессий, которые могут быть вызваны какими угодно причинами, происходит отложение осадков. Если перерыв большой, то формирующиеся складки приобретут форму, уже достаточно отчетливо выраженную, и несогласие будет угловым. Если отступление моря произошло на очень короткий срок и потом море снова наступило, то будет только перерыв отложений. По М. Бертрону складкообразование происходит непрерывно, как и осадконакопление. Метод изучения и определение возраста складчатости — это метод изучения мощностей и фаций и составления палеогеологических карт. Идеи М. Бертрана чрезвычайно близки многим современным представлениям другого направления, чем идеи Г. Штилле.

В 1924 г. Н. С. Шатский, работая в Донбассе, опубликовал статью, в которой он говорил, что если сравнивать главный антиклиналь и рядом расположенные прогибы в Донбассе, то окажется, что мощности отложений зависят от места положения в структуре. Отсюда делается заключение, что накопление этих отложений было связано не только с общим прогибанием всей Донецкой впадины, но отражало формирование отдельных структурных форм антиклиналей и синклиналей. Правда, некоторые заключения Н. С. Шатского в данном случае были неправильны. Но идея оказалась верной и была подтверждена на многих примерах. В это же время и за рубежом немецкий ученый Р. Бертинг (1927) пришел к заключению о связи мощностей и фаций с местоположением их в структуре и одновременности осадконакопления и формирования складок в Рурском бассейне. Затем целый ряд исследователей на Кавказе (Н. С. Шатский, В. В. Вебер) и в Средней Азии (В. И. Попов, С. С. Шульц) пришли к такому же заключению независимо друг от друга.

Следует сказать, что, отрицая фазы Г. Штилле, Н. С. Шатский не стоял на приписываемой ему позиции перманентности складча-

тости и не отрицал неравномерности самого процесса. В 1951 г. Н. С. Шатский опубликовал работу о длительности складкообразования и фазах складчатости. Он выделяет «фазы складчатости» и для Закавказья говорит об олигоцен-миоценовой фазе. Она продолжалась 25 млн. лет. Продолжительность ее, таким образом, больше всех фаз Г. Штилле, взятых вместе. Это показывает, что разговор идет не о непрерывной складчатости, а об определенном, ограниченном во времени и пространстве процессе, который, по мнению Н. С. Шатского, можно назвать «фазой». Однако едва ли удобно применять это название в таком новом смысле.

Канон орогении, содержащий 19 фаз Г. Штилле, со временем оказался прокурстовым ложем и не давал возможности даже катастрофистам поместить туда вновь выявляемые несогласия. Они не укладывались в 19 фаз. Так, на Кавказе дополнительно были выделены: лабинская, донецкая, адыгейская, триалетская, кобытанская, восточно-кавказская фазы. Г. Штилле через 10 лет после опубликования канона прибавил к 19 фазам еще 10 фаз. Количество фаз росло, но это казалось вполне возможным. Ведь нельзя же сразу уловить все фазы. Г. Штилле с самого начала говорил и продолжал говорить, что количество фаз строго определенное, но, может быть, мы не все их знаем. Считалось, что, обнаружив непредусмотренное канонем несогласие, исследователь открывает новую фазу всеземного значения. Однако увеличивающееся количество фаз привело к сомнениям в их значении. Так, М. А. Усов (1936) только для Западной Сибири для времени с начала палеозоя и доныне выделил 54 фазы. А в Калифорнии только для неогена и квартера было выделено 43 фазы. Развита в Калифорнии пасаденская (четвертичная) складчатость нарушила канон Г. Штилле, так как происходила в анорогенный период. Г. Штилле до этого считал, что последней фазой была валахская на границе неогенового и четвертичного периодов. Оказалось, что в Калифорнии четвертичные отложения тоже смяты.

Появились также данные о неполном совпадении во времени известных ранее фаз. В ответ было выдвинуто представление о том, что главная фаза одна, но есть подфазы, которые развиваются по методу «пилигримов» — большой шаг вперед и два шага назад. Оказывается, в центральной части геосинклинали складчатость происходит раньше, а немного позже мелкими подфазами она проявляется на окраине геосинклинали зоны. Устанавливается, таким образом, скольжение фаз. «Фазы», вернее определяющие их угловые несогласия, оказываются не повсеместными и не одновременными не только на всей Земле, но и в пределах отдельных геосинклинали, отдельных прогибов, или даже в отдельных группах складок.

В подвижных областях большее количество перерывов и несогласий наблюдается там, где происходит смена областей поднятия и прогибания. Так, в современных горных областях в процессе их формирования больше всего несогласий образовалось не в

горах, где идет сплошной размыв, и не во впадинах, где происходит непрерывная аккумуляция новейших отложений, перекрывающих растущие здесь складки. Наибольшее количество несогласий образуется в предгорьях, где проходит весьма непостоянная граница участков размыва и седиментации.

Так, например, в Ферганской межгорной впадине в краевых ее участках наблюдается больше размывов и несогласий, чем в ее центральных частях. При движении к центру впадины возрастной объем и число перерывов уменьшаются, а несогласия сменяются согласным залеганием. Граница области, в которой наблюдаются перерывы и несогласия, помимо общего смещения к центру впадины испытывает в предгорьях колебания, характеризующиеся наступаниями и отступлениями зоны размыва. Это связано с изменениями климата, с количеством приносимого с гор материала и другими региональными и локальными причинами.

Таким образом, наблюдаемые в предгорьях размывы и несогласия образуются не потому, что складчатость здесь проявляется в виде ряда фаз, а потому, что единый складчатый процесс сопровождается на окраине Ферганской впадины локальными неодновременными размывами, главным образом на сводах растущих антиклиналей.

Становится ясным, что наблюдая отдельные размывы и несогласия, невозможно выделить даже местные фазы складчатости, а тем более установить «канон складчатости» и фазы, обязательно свойственные всей Земле. Все это приводит к заключению, что выделять фазы складчатости и называть их предложенными в каноне Г. Штилле названиями (астурийская, пиренейская, валахская фаза и т. п.) не следует. Однако если наблюдается несогласие или размыв на границе двух толщ, необходимо отметить его, описать и постараться как можно точнее определить его возраст и местоположение в более крупной структуре.

Говоря о возрасте несогласия, рекомендуется пользоваться обычными стратиграфическими терминами с добавками приставок «до», «перед» и «после». Например, если на юре несогласно лежит неоген, говорят о донеогеном возрасте этого несогласия. Если же неоген лежит несогласно на палеогене, говорят о преднеогеном несогласии. В этом случае возраст размыва и несогласия определяется более точно. Приставка «после» употребляется в случае, когда верхний предел образования несогласия остается неопределенным. Так, если на дислоцированных пермских породах несогласно лежат четвертичные отложения, можно говорить о послепермском несогласии (не складчатости!).

Наряду с «фазами» складчатости выделяются более крупные эпохи формирования складчатых сооружений. От М. Бертраана они получили названия: каледонская, герцинская и альпийская. Эти и более ранние эпохи говорят не о кратких пароксизмах фаз складчатости, а, как мы увидим далее, о периодичности тектогенеза. Они говорят о периодичности больших трансгрессий и рег-

рессий, эвстатических и эпейрогенических, и связаны, по-видимому, с положением Земли в космосе.

Наиболее частые и крупные несогласия, оказывается, приурочены к концам или к границам эпох складчатости. Они известны в верхнем силуре и девоне, в среднем и верхнем карбоне и в перми, а также в кайнозое, особенно в его конце. Однако частота несогласий не определяет всего объема эпох складчатости (см. ниже). Каледонская эпоха складчатости продолжалась от кембрия до девона; герцинская охватывает средний и верхний палеозой, альпийская — мезозой и кайнозой.

Некоторые ученые вместо термина эпоха складчатости употребляют термин геотектонический цикл. Мы применяем слово эпоха, понимая под эпохой складчатости определенный крупный этап развития структуры подвижных (геосинклинальных) областей. Термин же геотектонический цикл можно использовать (с теми же названиями и для тех же этапов), подчеркивая этим термином периодичность (цикличность) рассматриваемого процесса и относя его не только к подвижным, но и к относительно стабильным областям. Менее правомочно выделение эпох складчатости в качестве (конца) геотектонического цикла, так как складчатость в подвижных зонах формируется в течение всего цикла, а проявления, густота и интенсивность не только несогласий, но и «фаз» складчатости приурочены к разным частям циклов в различных регионах. Наконец, и начало, и конец самих эпох складчатости или геотектонических циклов, по мнению некоторых ученых, не одновременны на Земле (см. ниже).

Возвращаясь к определению возраста складчатости и значению несогласий, следует напомнить, что имеются 2 типа складчатости: первичная, эпейрогеническая, длительно формирующаяся складчатость, продолжительность которой соизмерима с продолжительностью осадконакопления, а иногда и с продолжительностью эпох складчатости, и вторичная — покровная, полная складчатость, являющаяся функцией первичной. В случае первичной складчатости в процессе развития структуры могут образоваться локальные и региональные несогласия, но самый молодой слой нижележащей серии и самый древний слой вышележащей серии вовсе не определяют возраста эпейрогенической складчатости. Изучать такого типа складчатость и определять время ее формирования как для отдельной складки, так и для складчатости какого-либо региона следует путем структурно-фациального анализа, сопоставляя области размыва с коррелятными отложениями в областях седиментации, с распределением мощностей и фаций в зависимости от положения в частной структурной форме и в общей структуре области.

В случае вторичной, покровной, складчатости длительность образования отдельных форм структуры может быть весьма краткой, иногда катастрофической. Образующиеся при гравитационной складчатости несогласия большей частью являются несогласиями



срыва, теми несогласиями, которые М. М. Тетяев называл тектоническими [113]. Оползшие и смятые толщи, образующие покровные складки, а также надвинутые покровы, могут несогласно перекрывать друг друга. Нередко при этом вышележащие толщи оказываются более интенсивно дислоцированными, чем нижележащие.

Возраст пород, перекрывающих друг друга при постседиментационной, покровной складчатости, не говорит о возрасте «несогласия». Тем не менее существует мнение, что суждение о возрасте складчатости в подвижных (геосинклинальных) зонах должно опираться лишь на данные о возрасте «полной» складчатости и определяться методом угловых несогласий [5].

Однако не надо забывать, что покровная складчатость (в том числе и полная) — это вторичная складчатость, и характер, местоположение и само появление ее являются лишь одной из функций первичного тектогенеза. А основные представления об эпохах складчатости, об изменчивой интенсивности всех тектонических процессов должны составляться путем анализа первичного эпейрогенетического процесса и связанного с ним широкого круга геологических явлений.

Как во времени, так и в пространстве первичный, а вслед за ним и вторичный тектогенез развиваются с разной быстротой, с разной интенсивностью.

Прогибание синеклиз на платформах, в особенности в некоторые этапы их развития, происходит медленно, а прогибание геосинклиналей в мобильных зонах, особенно в некоторые этапы их развития, происходит быстро. Поднятия на платформах уничтожаются денудационными процессами. В орогенических областях поднятия создают горные хребты.

На крупнейшие поднятия и прогибы накладывается целая гамма более мелких складчатых и разрывных дислокаций. При этом как крупные, так и мелкие структурные формы проявляются в разных геоструктурных областях по-разному. Вместе с тем интенсивность роста тектонических структур и особенности всех геологических процессов изменчивы и во времени. В этой изменчивости намечается определенная закономерность, ритмическая повторяемость, периодичность.

### Периодичность

О короткопериодических явлениях мы говорили уже в гл. I, рассматривая современные тектонические движения. Наблюдающиеся в настоящее время периодичности в развитии воздушной, жидкой и твердой оболочек Земли, по-видимому, взаимосвязаны и обусловлены главным образом влиянием на Землю космических явлений. Короткопериодические изменения климата и других компонентов ландшафта не всегда улавливаются в ходе геологических процессов.

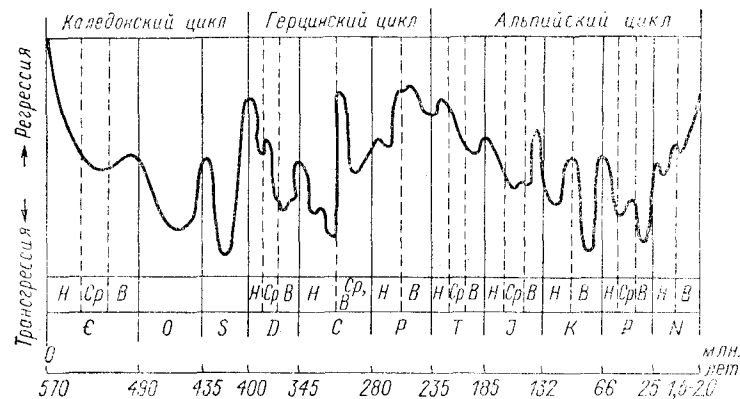


Рис. 49. Эпейрограмма по Н. М. Страхову [107].

В настоящем разделе, говоря о периодичности в прежние геологические эпохи, мы опираемся на данные, улавливаемые в структуре и в геологических (стратиграфических) разрезах. Их необходимо постоянно увязывать с вероятной географической обстановкой, со сменой морских трансгрессий и регрессий, процессами размыва и седиментации, с развитием рельефа, вулканизма и плутонизма, с изменениями климата, эволюцией флоры и фауны и т. д. Вместе с тем, как указывает В. М. Силицын (1964), на основе долгопериодических изменений устанавливаются геохронологические и парагенетические зависимости между всеми этими процессами, различными по своему характеру и сфере проявления.

Только широкий, комплексный, палеогеографический подход, фациальный и формационный анализ вместе со структурными данными могут быть надежной основой для выделения долгопериодических изменений и выделения геотектонических циклов в развитии Земли.

Анализ трансгрессий и регрессий на обширных пространствах современной суши позволил Н. М. Страхову построить обобщенный график (эпейрограмму), отражающий не только смену суши и моря, но и суммарную направленность эпейрогенетических движений того или иного времени (рис. 49). Н. М. Страхов построил эпейрограмму, опираясь на огромный статистический материал распространения осадочных толщ, исходя из идеи единства литогенеза и тектогенеза. «Породы, — писал он, — индикаторы не только климатических и палеогеографических условий прошлого, но и тектонической обстановки седиментационного процесса. Тектогенез и литогенез в истории земной коры в сущности — две стороны единого историко-геологического процесса» [107, с. 68].

Впоследствии для построения эпейрограмм стали измерять площади морских трансгрессий. Их изменение позволяет количественно выразить положение континентов по отношению к уровню

океанов. Наиболее детальная кривая построена для территории СССР (Ю. Н. Карагодин, 1975 г.). Эпейрограмма Н. М. Страхова характеризует смены трансгрессий и регрессий для обширного Атлантического материкового блока, т. е. тех материковых просторанств, которые прилегают к Атлантическому океану. В первую очередь она отражает три сложно построенных больших цикла, выделенных в свое время М. Бертраном и подтвержденных всеми последующими исследователями. Каждый из этих трех циклов: каледонский, герцинский и альпийский — отражает не только трансгрессии и регрессии моря, но и всеобщие и местные эпейрогенетические движения, эвстатические колебания уровня моря и климатические, а также космические явления. Это геоморфологическое или даже географическое выражение жизни Земли.

По данным исторической геологии давно выделяются сменяющиеся друг друга периоды жизни Земли. Выделяются периоды талассократические, к которым в пределах рассматриваемых циклов фанерозоя относятся: кембрий и ордовик, средний и поздний девон и ранний карбон и поздний мел—палеоген. Это эпохи обширных трансгрессий, которые характеризуются обычно теплым, влажным, достаточно ровным для всей Земли климатом, пышным развитием растительности, равнинным рельефом и широким развитием морских отложений.

Им противопоставляются периоды геократические. Примером их может являться поздний протерозой и начало раннего кембрия, поздний силур—ранний девон, особенно ярко поздний карбон—пермь, триас и, наконец, неоген и четвертичный период. Они характеризуются развитием суши, регрессией моря, сравнительно более бедной растительностью, контрастностью климата и других географических особенностей — наличием пустынь, с одной стороны, и ледников — с другой, и в ряде областей горным рельефом.

На эпейрограмме достаточно отчетливо выделяются крупные геотектонические циклы — каледонский, герцинский и альпийский. Каждый из них начинается в геократическом периоде, завершающем предшествовавшую эпоху складчатости. Затем наступает талассократический период — период обширных трансгрессий моря и выравнивания поверхности материков. Заканчивается каждый геотектонический цикл новой общей регрессией следующего геократического периода со всеми свойственными ему особенностями, повторяясь в определенной последовательности.

Определяя длительность геотектонических циклов в 150—200 млн. лет, многие исследователи высказывали предположение о связи их с приблизительно равным им временем обращения нашей солнечной системы вокруг центра Галактики. Оценка продолжительности циклов геологами, так же как и оценка продолжительности галактического года астрономами, неоднократно менялась (уточнялась).

В настоящее время, согласно шкале, утвержденной комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР в 1964 г., продолжительность альпийского цикла определяется в 240 млн. лет

(из них на кайнозой падает 70 и на мезозой 170 млн. лет), герцинского цикла в 170 и каледонского в 160 млн. лет. Длина галактического года принимается в настоящее время равной 176 млн. лет.

Несмотря на изменчивость продолжительности геологических циклов, рамки которых оцениваются геологами по-разному, сопоставление их с галактическим годом находит многих приверженцев. Высказываются предположения о том, что как в земном году различают весну, лето, осень и зиму, так и в пределах циклов, охватывающих галактический год, можно выделить определенные этапы — времена космического года. Так, например, эпохи орогенеза Г. Ф. Лунгергаузен (1957) и Г. П. Тамразян (1959) относят ко времени пересечения солнечной системой плоскости Галактики, в течение которого развивается максимальная скорость движения, вызванная наибольшим сгущением масс в зоне галактического экватора.

Ю. М. Малиновский считает, что интенсивность тектонической и интрузивной деятельности соответствует времени прохождения солнечной системы через апогалактий и перигалактий, после чего следует период 20—25 млн. лет, соответствующий теплым эпохам самых обширных трансгрессий. Эпохи формирования крупных месторождений нефти, газа, горючих сланцев, фосфоритов, бокситов, марганца и других полезных ископаемых имеют правильную периодичность в 176—88 млн. лет и зависят от времени галактического года, что позволяет определить стратиграфические критерии их поисков.

По вычислениям Е. А. Борисенко, история развития Земли связана с линейной скоростью движения Солнца по галактической орбите и изменением расстояния до центра масс Галактики. Революционные периоды соответствуют пересечению перигалактия, апогалактия и галактического экватора. Длительность их 25—30 млн. лет.

В. М. Сеницын (1964) также указывает на то, что солнечная система, совершая свой путь вокруг центра Галактики, проходила просторанства, различно насыщенные космической материей. Это могло явиться дополнительным фактором гравитационного воздействия, по-разному возбуждающего земную кору, в одних случаях вызывая всплывание сиалических блоков и гранитный плутонизм (геократические фазы), в других — частичное погружение сиала и внедрение в земную кору основного материала (талассократические фазы). Одновременное и одинаково направленное воздействие меняющейся космической среды на верхние оболочки планеты: атмосферу, гидросферу и земную кору, — по-видимому, по мнению В. М. Сеницына, и определило совпадение долгопериодических изменений всех основных групп экзогенных и эндогенных процессов.

Следует отметить, что все приведенные соображения требуют еще серьезных обоснований. Но поиски путей связи цикличности с космическими явлениями, с положением Земли в мировом пространстве, кажутся нам весьма перспективными.

Одновременны ли рассматриваемые циклы (или этапы) для всей Земли? Казалось бы, если считать, что они связаны с положением Земли в Галактике, то одновременны. Однако одна и та же причина может сказываться в разных частях Земли не синхронно. Ю. А. Косыгин [46] справедливо указывает, что глобальные причины способны создать локальные и разновременные проявления, распределение которых обуславливается неоднородностью строения Земли.

Например, на Восточно-Европейской платформе колоссальная регрессия, общая для всей платформы, происходила в конце силура и в начале девона. В это же время и в близлежащих геосинклинальных областях тоже происходили регрессии, хотя иногда интенсивность движений в геосинклиналях могла изменить общий ход события.

Так, в Средней Азии следы этой регрессии прекрасно видны на Северном Тянь-Шане, где нет отложений силура и нижнего девона и на размытой по-

верхности более древних пород несогласно залегает верхний девон или, чаще, каменноугольные отложения. Но на Южном Тянь-Шане в области герцинской геосинклинали развиты так называемые герцинские известняки. Это переходные слои между силуром и девоном. Наличие их показывает, что перерыва в осадконакоплении между силуром и девоном в области распространения герцинских известняков не было. Наоборот, происходило интенсивное осадконакопление, потому, что несмотря на общую регрессию, охватившую огромные пространства, прогибание данной геосинклинали шло значительно быстрее, чем отступление моря. И здесь неизменно существовал морской бассейн и непрерывное осадконакопление.

Но если мы возьмем ту же Среднюю Азию и Восточно-Европейскую платформу в другие эпохи, например в эпоху трансгрессий мела и палеогена, то убедимся в согласованности явлений. Хотя обширные трансгрессии этих эпох и не охватывали всей площади сравниваемых стран, но всюду здесь происходило выравнивание.

К сказанному можно добавить сравнение с короткопериодическими ритмами, которые не обязательно должны быть равной длительности и одновременными. Как мы знаем, день и ночь или времена года сменяют друг друга в разных областях Земли неодновременно. Повторяемость четвертичных оледенений, обусловленная изменением облучения Земли Солнцем, по вычислениям М. Миланковича, разделяется неравными промежутками времени. Это объясняется совокупностью воздействия трех явлений (прецессии, наклона эклиптики и эксцентриситета земной орбиты), учтенных М. Миланковичем.

Конечно, сравнения — не доказательство. И вопрос об одновременности или неодновременности геотектонических циклов на Земле остается открытым, пока не будет учтена множественность причин, обуславливающих цикличность такого масштаба. Мнения исследователей в этом отношении не совпадают.

Многие геологи, в том числе Г. Штилле, М. А. Усов, В. Е. Хаин и другие, считают, что не только крупные циклы, такие, как каледонский, герцинский, альпийский, но и все или некоторые фазы проявляются на Земле одновременно. Исходя из представлений о всемирном значении геотектонических циклов, до недавнего времени составляли большинство тектонических карт. Но в то же время ряд фактов, полученных при изучении геологии нашей страны, а также данные по зарубежным территориям вызывают сомнения в повсюду одновременном проявлении геотектонических циклов. Так, например, в отличие от западных частей СССР, где пермь и триас являются эпохами общих поднятий и размытия, в Верхоянском хребте это эпохи мощного почти непрерывного осадконакопления. Напротив, в эпоху обширных верхнемеловых трансгрессий на западе СССР в Тихоокеанском сегменте происходят интенсивные тектонические движения и вулканизм.

О несовместности и неодновременности эпох складчатости писал еще А. Д. Архангельский [4]. Такое заключение подтверждается многочисленными данными. Особенно резкие несовпадения хронологии тектонических эпох наблюдаются при сравнении Атлантического и Тихоокеанского сегментов земной коры. Эти данные соответствуют представлениям В. И. Вернадского и многих других ученых о дисимметричном строении нашей планеты и о различном геологическом развитии Тихоокеанского и Африкано-Атлантического сегментов земного эллипсоида. На тектонической карте СССР 1957 г. и всех последующих наряду с каледонской, герцинской и альпийской на востоке Азии выделяется область

мезозойской складчатости. Мезозойды востока Азии, по мнению Н. С. Шатского, А. Л. Яншина и др., нельзя рассматривать как этап развития между герцинидами и альпидами. Это хорошо выраженная и самостоятельная складчатая зона, характерная для всего Тихоокеанского пояса. Н. С. Шатский считает, что анализ истории развития структуры территории СССР вызывает сомнения в повсеместности и синхронности эпох складчатости и указывает на несостоятельность идеи об универсальности тектонических циклов. Соотношение эпох складчатостей в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах показано А. А. Богдановым (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1  
Тектонические эпохи по А. А. Богданову [12]

Геохронологическая шкала, млн. лет			Эпоха	
			Атлантический сектор	Тихоокеанский сектор
65	KZ	0 100	Альпийский	Тихоокеанская
225	MZ	200 300		Верхоянская (мезозойская)
	PZ	400 500	Варисский Каледонский	Палеозойская
570	Венд	570		

Наряду с отрицаниями универсальных тектонических циклов изложенные данные вызвали в представлениях некоторых геологов полное отрицание цикличности в развитии земной коры. Так, А. Л. Яншин пишет, что «следует считать неправильным распространенное представление о близких по характеру, повторяющихся «циклах» геосинклинального развития и складчатости, к тому же еще приблизительно равной длительности — в 150 млн. лет. В действительности таких циклов не существует, и можно говорить лишь о качественно различных и различающихся по продолжительности этапах развития земной коры» [109, с. 444].

В то же время широко распространено мнение о том, что направленное развитие структуры земной коры протекало циклически. Сюда можно отнести предположения В. В. Белоусова, который считает, что представления о каледонском, герцинском и альпийском циклах должны быть сохранены, хотя они и несколько изменены для Тихоокеанской области.

Существенные расхождения между областями, тяготеющими к Тихому океану, и остальной поверхностью материков относятся, по мнению В. В. Белоусова, главным образом к последнему —

альпийскому циклу. Если в Атлантическом секторе максимальное опускание в этом цикле приходится на верхний мел, а поднятие — на неоген, то в Тихоокеанском сегменте преобладание поднятия фиксируется уже с конца юрского периода [5, с. 93]. Но в целом в течение каждого цикла развитие шло по сходной схеме. Известные случаи неодновременности стадий развития в отдельных геосинклиналях не нарушают общей периодичности и в грубых чертах синхронности всего процесса.

Можно представить себе обособленность циклов в Тихоокеанской области, можно считать границы циклов скользящими, можно, наконец, считать, что альпийский цикл повсеместно делится на 2 цикла — мезозойский и кайнозойский, но едва ли следует отказываться от закономерной, хотя и не тождественной, повторяемости развития структуры земной коры и земной поверхности с последовательным изменением всей географической среды в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов.

Рассматривая на эпейрограмме (рис. 49) эти 3 цикла вместе взятые, можно выделить еще более крупный цикл, охватывающий весь фанерозой. Он начинается с крупнейшей регрессии в докембрии и завершается столь же крупной современной регрессией.

Г. Штилле и Н. С. Шатский выделяют в жизни Земли еще более крупные циклы — мегациклы. А. Н. Мазарович (1951) называет их мегахронами.

Последний мегацикл выделяется как неогей (неохрон). Продолжительность неогей определяется в 1750 млн. лет. Он охватывает весь верхний протерозой и фанерозой и начинается с готской кратонизации фундамента будущих «древних» платформ [12]. Несколько иной точки зрения придерживается В. Е. Хаин (1973), не включающий в неогей эпохи готского выравнивания и определяя длительность неогей в 1400 млн. лет. К. А. Клитин (1975) и Б. М. Келлер (1975) считают, что неогей охватывает рифей, венд и фанерозой.

Неогей, по представлениям Г. Штилле, Н. С. Шатского, Ю. М. Шейнмана и многих других исследователей, так же как и остальные мегациклы развития земной коры, последовательно проходит следующие стадии:

пангеосинклинальную → панплатформенную  
стадию раздробления (Umbguch) Г. Штилле  
регенерацию

пангеосинклинальную → панплатформенную и т. д.

Таким образом, эпохе формирования новейшей структуры и рельефа предшествовала эпоха выравнивания. Огромный массив, охватывающий континентальное полушарие Земли или даже все материки, был назван Г. Штилле Мегагеей (Большой Землей).

Эти представления перекликаются со взглядами А. Вегенера [17], С. С. Кузнецова (1939), А. В. Пейве и В. М. Синицына [84], с представлениями о панплатформе, а также с идеей о липалийском перерыве, выдвинутой У. Уолкоттом (1910).

Крупнейшие этапы развития Земли, выделяющиеся как мегациклы или мегахроны, не могут быть охарактеризованы общими чертами повторяемости (циклическостью). Нет единого представления и о числе их, и о продолжительности.

По мнению А. А. Богданова [12], на протяжении дофанерозойской истории Земли устанавливается не менее 6 крупнейших тектонических эпох или комплексов, которые были предложены для выделения на тектонической карте мира.

Б. А. Шуберт (1967), основываясь на статистической обработке большого числа (около 5000) радиологических определений, выделяет в истории Земли 7 мегациклов, указывающих на строгую периодичность развития магматических и геологических процессов. Продолжительность каждого мегацикла (кроме первого и последнего — незаключенного) определяется в 720 млн. лет (что почти соответствует 4 галактическим годам). Выделяются следующие циклы: протопланетарный, дейтеропланетарный, катархейский, архейский, метархейский, протерозойский, зойский.

Семь основных этапов развития литосферы Земли, основываясь также на радиометрических методах и глубоком анализе геологических материалов, выделяет и В. Е. Хаин [116]: догеологический, раннегеологический, катархейский, архейский—раннепротерозойский, среднепротерозойский, позднепротерозойский—палеозойский и мезо-кайнозойский. В. Е. Хаин дает четкую характеристику этих этапов. Продолжительность выделенных этапов лишь для первых трех одинаковая (0,5 млрд. лет), последующие этапы не равной длительности (от 0,25 до 1,5 млрд. лет).

Имеется и ряд других построений.

Вопрос о том, можем ли мы выделяемые «этапы» или «мегациклы» считать закономерно периодически повторяющимися циклами развития Земли и с чем связаны эти крупнейшие мегациклы, остается нерешенным.

Мы рассмотрели наиболее крупные циклы и мегациклы жизни Земли. Возвращаясь к эпейрограмме (рис. 49), видим, что в пределах основных геотектонических циклов отчетливо рисуются второго порядка трансгрессии и регрессии. На эпейрограмме выделяется ряд таких второстепенных циклов или «фаз» продолжительностью 25—35 млн. лет (40—60 млн. лет по другим данным). Каждая из этих фаз характеризует закономерно развивающийся процесс осадконакопления. В регрессивную стадию формируется кора выветривания. В начале трансгрессии она размывается и переотлагается, а затем откладывается трансгрессивная серия. Эта серия наступающего моря стабилизируется, и повсеместно наступают морские условия. Отлагается эффузивно-осадочный комплекс, и, наконец, наступает регрессия.

Хотя приведенная схема Н. М. Страхова и не всегда соответствует современным данным и длительность выделенных на ней циклов может быть изменена, важен методический подход к их выделению, основанный на анализе повторяющейся изменчивости

условий седиментации. По продолжительности эти циклы близки геологическим периодам.

Попытки увязать цикличность такого порядка с периодичностью стратиграфической шкалы делаются рядом исследователей. Высказываются предположения, что геологический период (30—60 млн. лет) соответствует формации и отвечает полупериоду пересечения солнечной системой плоскости Галактики.

Намечается цикличность, соответствующая времени отложения отделов и ярусов, продолжительностью в миллионы до первых десятков миллионов лет. Изучение разрезов позволяет иногда выделить в них периодически повторяющиеся горизонты, характеризующие циклы в десятки и сотни тысяч лет.

Тысячелетние и более короткие, в сотни, десятки и единицы лет циклы, вплоть до смены дня и ночи, были рассмотрены нами в главе о современной тектонике. Они, как мы видели, могут быть глобальными или региональными, синхронными или асинхронными, одинаковой или разной продолжительности. Возможно наложение разных ритмов друг на друга (суперпозиция). Все эти качества могут проявляться не только в короткопериодических циклах.

В процессе общего развития Земли длительность одних и тех же циклов могла изменяться. Сам по себе каждый цикл, особенно долгопериодический, — это новый цикл. Он не повторяем полностью и, хотя мы и выделяем геократические и талассократические периоды, но каждый из них значительно отличается от предыдущего. Есть такие образования, например джеспилиты, которые известны только в протерозое. В то же время в протерозое не известно образование месторождений угля, соли, бокситов и т. п.

Образование многих полезных ископаемых происходило не равномерно, а было связано с определенными этапами. Так, мировые запасы нефти распределяются по системам стратиграфической шкалы очень неравномерно. В геократические периоды нефтеносные отложения почти не образуются. Напротив, в талассократические периоды вместе с расцветом органической жизни на Земле в карбоне и перми, и особенно в позднем мелу и палеогене, были созданы почти все мировые запасы нефти. Наибольшая масса углей образовалась в перми, карбоне и в палеоген-неогеновом периоде (отчасти в юре) (рис. 50). При этом в разрезах угленосных толщ наблюдается короткопериодическая ритмичность разных порядков (до 7 порядков, начиная с циклов, соответствующих отделам каменноугольной системы в Донецком бассейне). На примере Донбасса мы видели, что повторяемость фаций в разрезе отражает местные соотношения интенсивности эпейрогенического прогибания и интенсивности осадконакопления, а не цикличность самого тектонического процесса (рис. 29). Как мы указывали в гл. I, цикличность является следствием взаимодействия нескольких процессов, а не неизменной повторяемостью одного и того же явления, движением по замкнутым кругам. Она должна рассмат-

риваться на фоне направленного, хотя и изменчивого, развития Земли и структуры земной коры и влияния на Землю космических процессов, тоже изменчивых.

Какую роль в каждом из изучаемых циклов играют планетарные причины и какую геологические? Каково влияние так называемых эндогенных процессов и экзогенных? Сочетание каких явлений вызывает цикличность того или иного порядка? Ответы на эти вопросы не всегда могут быть даны. Некоторые из них были рассмотрены в гл. I. Можно предположить, что чем крупнее циклы, тем более существенны, более общи, не только в земном, но и космическом смысле, причины, их вызывающие.

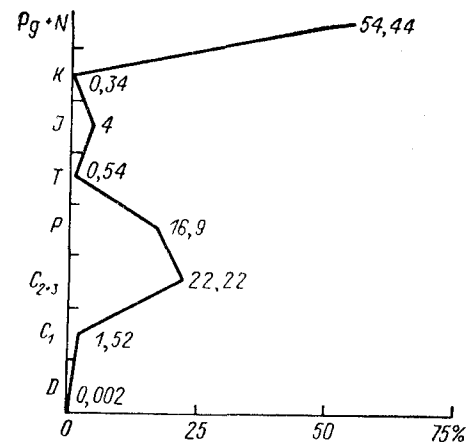


Рис. 50. Распределение мировых запасов углей по системам (по П. И. Степанову).

## Глава VI ГЕОСТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ ЗЕМЛИ

Геоструктурные области Земли являются основными тектоническими единицами первого порядка, определяющимися типичными для каждой из них чертами тектонического строения и развития. Во времени и пространстве геоструктурные области могут сменять друг друга, отражая каждый раз свойственный им режим тектонических движений.

Положенные в основу выделения этих естественных участков Земли условные классификационные признаки должны быть достаточно четкими и должны в основном повсеместно и постоянно выдерживаться для каждой из выделяемых областей.

По-видимому, впервые выделение определенных областей, характеризующихся типичным для них развитием, было сделано О. Б. Соссюром в 1779 г. [164]. Им были выделены области растущих гор, области выравнивания без накопления осадков, области осадконакопления и борозды (sillons).

В 1859 г. Дж. Холл описал области глубокого прогибания и осадконакопления. В 1873 г. Дж. Дена назвал такие прогибы геосинклиналями. Творцы теории геосинклиналией видели

в них области «длительного оседания», характеризующиеся направленностью своего развития — опусканием. В этом смысле термин геосинклиналь и до сих пор понимается некоторыми американскими геологами. Так, М. Кэй считает, что „...термин «геосинклиналь» следует относить к поверхности, имеющей региональную протяженность и оседающую в течение долгого времени“ [51, с. 8].

Другой смысл термин геосинклиналь приобрел в трудах некоторых европейских геологов, начиная с Э. Ога, а позже в советской литературе. Геосинклиналь, с этой точки зрения, — это прежде всего область максимальной подвижности. Э. Ог [76] противопоставил геосинклиналям континентальные площади, которые впоследствии получили название платформ. Платформы рассматриваются в настоящее время как относительно стабильные области, резко отличающиеся от мобильных геосинклинальных областей режимом своего развития и структурой, выражающей это развитие.

Таким образом, за основу при выделении геоструктурных областей — геосинклиналей и платформ — у нас до недавнего времени принималась только степень мобильности, интенсивность тектонического режима; первоначальное же представление о направленности развития (общее поднятие или погружение) данной геоструктурной области не учитывалось. Именно так построены некоторые наши современные общие тектонические карты, в частности Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000 (1956), международные тектонические карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 (1964, 1976) и др. Выделение геоструктурных областей на этих картах произведено по возрасту складчатости. Составители их пишут: «Возраст этот определяется временем конечных интенсивных деформаций в складчатых геосинклинальных областях, более точно — временем превращения складчатой (геосинклинальной) области в платформу» [111, с. 16]. При этом принималась вполне определенная последовательность событий: геосинклиналь всегда превращается в платформу. Складчатость приводит к стабилизации, «отвердванию» подвижных областей. В схеме подобный ход развития можно изобразить как г/с → пл. В процессе развития геосинклинальных областей также предполагалась строгая и постоянная последовательность: сперва общее погружение области — собственно геосинклинальная стадия развития, затем общее поднятие — орогеническая стадия: г/с → ор → пл.

Обе вышеприведенные схемы не являются обязательными [128]. Так, например, юг Восточно-Европейской древней платформы (включая Донбасс, Северный Кавказ и Северный Каспий) в эпоху герцинской складчатости испытал геосинклинальное развитие, а затем, минуя орогеническую стадию, превратился в молодую (Скифскую) платформу: пл → г/с, г/с → пл.

Что же касается орогенеза, то он не должен рассматриваться как обязательная, завершающая стадия геосинклинального развития, а является самостоятельным режимом, формирующим области

горообразования как на предшествующих ему геосинклинальных областях, так и на месте платформ: г/с → ор, пл → ор. Последнее явление прекрасно иллюстрируется формированием на разных по возрасту платформах Азиатского горного пояса орогенических областей в эпоху новейшей тектоники [125].

Особенно типичной, весьма подвижной областью новейшего горообразования является Тянь-Шань. Мобильность Тянь-Шаня вызвала в 1962 г. на II Всесоюзном тектоническом совещании ряд суждений о свойственном ему в настоящее время режиме [2]. Среди них следует отметить еще недавно бытовавшее представление о подобных областях как об обновленных горных странах или активизированных платформах (В. В. Белоусов, Н. И. Николаев). При этом возникшие на платформах области горообразования рассматривались как нечто совершенно иное, чем области горообразования, завершающие геосинклинальное развитие. Активизированные платформы, по мнению некоторых геологов, характеризуют качественно новый этап развития структуры Земли, не свойственный нашей планете до мезозоя или даже кайнозоя. Высказывались предположения, что тектоническая активизация отражает новую «базальтовую» стадию в развитии Земли, сменившую предыдущую «гранитную» стадию, характеризовавшуюся геосинклинально-платформенным режимом [2]. Выделялся последовательный ряд этапов развития Земли и ее поверхности: догеосинклинальный, геосинклинальный, платформенный и послеплатформенный: дог/с → г/с → пл → акт. пл.

В настоящее время отнесение процесса горообразования, возникшего на месте платформы, к качественно новому, ранее неизвестному этапу развития земной коры имеет мало последователей. Подавляющее большинство советских геологов выделяет не только новейшие, но и древние эпигеосинклинальные и эпиплатформенные области горообразования. Естественно, что древние горы не сохранились в рельефе Земли до настоящего времени. Но о существовании их говорят отложения, характеризующие процесс горообразования.

Общеизвестным примером древнего орогена эпигеосинклинального типа служит верхнепалеозойский Урал с его молассаами. Как эпиплатформенные орогенические формации могут рассматриваться верхнепротерозойские спарагмиты и тиллиты Южной Норвегии, а также имеющие широкое распространение мощные протерозойские золото- и ураноносные конгломераты Канады, Бразилии, Африки и Австралии.

Выделение областей горообразования в виде самостоятельных геоструктурных единиц — орогенов, вызывавшее первоначально возражения, в настоящее время принято большинством исследователей. Так же как геосинклинали, орогены являются мобильными зонами, и принципиальное различие между ними определяется не интенсивностью движений, а общей направленностью развития.

Характеристика режимов тектонического развития основных геоструктурных областей Земли

Геоструктурные области	Направленность развития	Интенсивность					
		Степень подвижности (вертикальной)	Амплитуда новейших движений, км	Дифференцированность движений	Градиент новейших движений (суммарный) за 25 млн. лет, м/км	Скорость поднятия (+) и опускания (-), мм/год	
Материковые платформы	Общее поднятие	Слабая	Большая часть десятилетий, редко до 1 и более	Слабая	От 1—2 до 10	+0,01	
Океанические платформы	Общее опускание	»		»	Первые метры	-0,01	
Геосинклинальные	Эвгеосинклинали	Значительное преобладание опусканий	Очень сильная	До 15	Сильная	До 200	-0,4
	Многосинклинали	Преобладание опусканий	Сильная	До 10			
Горообразования	Материковые области горообразования (эпигеосинклинальные и эпиплатформенные)	Общее поднятие	Значительная или сильная	От 1 до 10—15	»	10—200	+0,04 до +0,3
	Океанические области горообразования. Подводные океанические хребты (рифтовые)	То же	То же	1—3	»	10—200	+0,1 до +0,3

В то время как геосинклинальный режим связан с общим прогибанием области, орогенический режим характеризуется общим поднятием. Таким образом, в разделение геоструктурных областей помимо степени их подвижности (принцип европейских геологов) вносится принцип направленности движения (первоначальный принцип американских геологов).

Говоря о направленности движений, мы имеем в виду лишь вертикальную составляющую их. При изучении современных и новейших движений она легко определяется по высоте. Судить о вертикальной направленности древних движений можно по строению, составу и мощностям отложений соответствующего возраста.

При рассмотрении стабильных областей следует вспомнить, что на поверхности Земли резко выделяются 2 преобладающих уровня, отличающихся друг от друга по высоте более чем на 4000—5000 м (рис. 60). Это средняя высота материковых платформ и средняя глубина океанов. Такое соотношение свойственно современным материковым и океаническим платформам. Таким образом, и для стабильных областей мы можем говорить об относительной направленности вертикальной составляющей движений.

Комбинируя 2 возможных случая общей направленности тектонического развития (вверх или вниз) с 2 разными по степени интенсивности тектоническими режимами (стабильными и мобильными), можно выделить (и выделяются) следующие 4 геоструктурные области [2] (табл. 2).\*

1. Геосинклинальные области — мобильные области дифференцированных движений с преимущественным общим опусканием.

2. Орогенические области или области горообразования — мобильные области дифференцированных движений с преимущественным общим поднятием.

3. Материковые платформы — относительно стабильные области преимущественно длительных поднятий.

4. Океанические платформы — относительно стабильные области преимущественно длительных опусканий.

Каждая из выделяемых геоструктурных областей обладает рядом особенностей: структурными отличиями, рельефом, формациями, толщиной и строением земной коры, сейсмичностью, вулканизмом, геофизическими свойствами и пр. Но все эти особенности определяются интенсивностью и направленностью тектонического развития. Это не значит, что эти 2 признака являются ведущими процессами, определяющими генезис выделяемых областей. Но это свидетельствует о том, что классификационные признаки выбраны удачно и могут определять основные особенности выделяемых геоструктурных областей. Поскольку каждый из них используется в

\* Классификация не вполне логична в отношении выделения платформ и орогенов в океанах. Кроме того, вряд ли можно проводить аналогию между платформенными и океаническими геоструктурными областями. — *Ред.*

Геоструктурные области	Соотношение интенсивности тектонических и денудационных процессов	Рельеф		
		Характер	Абсолютные высоты, км	Относительные высоты, км
Материковые платформы	Денудационные процессы срезают поднятия, осадки компенсируют прогибы	Равнинный	От -0,2 до +1 и редко более	Сотые и десятые, редко до 1
Океанические платформы	Денудационные процессы проявляются слабо. Осадки не полностью компенсируют прогибы	Пологоволнистый	4—5 ниже уровня моря	Десятые
Геосинклинальные	Поднятия большей частью не сравниваются денудационными процессами; прогибы большей частью не компенсируются осадконакоплением	Резко контрастный	От +5 до -10	До 15
		Контрастный		
Горообразования	Поднятия не сравниваются денудационными процессами; прогибы большей частью компенсируются иногда избыточным осадконакоплением	Горный контрастный	0—7	До 7
		Контрастный		
Океанические области горообразования. Подводные океанические хребты (рифтовые)	Поднятия не сравниваются денудационными процессами, рифтовые впадины не компенсируются осадконакоплением	Контрастный	От 0 до -3	3

Коррелятивные образования			
Характер осадочных образований (формации)	Мощность неогеновых и четвертичных отложений, м	Градиент мощностей, м/км	Характер магматизма
Континентальные или эпиконтинентальные морские отложения. Формации: 1) лагунно-континентальная; 2) морская терригенная, трансгрессивная; 3) карбонатная; 4) морская терригенная, регрессивная; 5) красноцветная или угленосная	Десятки и сотни	До 15	Слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий, иногда плато-базальты
Пелагические отложения (известковые илы — до глубины 4 км, ниже кремнистые илы и красные глины) и отложения мутьевых потоков	Средняя — от десятков до первых сотен	Метры	Базальтоидные излияния вулканических островов и подводных вулканов, гийоты
Глубоководные или мелководные, вулканогенно-осадочные отложения и отложения мутьевых потоков	До 7000	До 200	Спилит-диабазовая, позже андезито-базальтовая и дацит-риолитовая формации. Плагнограниты сменяются нормальными и щелочными гранитами Отсутствует или слабые основные излияния и пластовые интрузии; граниты, малые интрузии, нормальные и щелочные
Континентальные, преимущественно обломочные, иногда вулканогенные отложения (молассовые и лагунные, в том числе соленосные)	До 6000	До 200	В некоторых областях средние и кислые извержения в эпигеосинклинальных орогенах, щелочные излияния в эпиплатформенных. Иногда трещинные интрузии
Пелагические карбонатные и вулканогенно-осадочные отложения	На хребтах — незначительная, во впадинах — до 1500	До 200	Толентовые базальты



Геоструктурные области	Структура		
	Главнейшие формы первичного тектогенеза	Проявления вторичного тектогенеза	Строение земной коры
Материковые платформы	Щиты, плиты, синеклизы, антеклизы, платформенные складки и разрывы (конденудационные и конседиментационные формы)	Редкие проявления гравитационных процессов в платформенном чехле	Осадочная, гранитная и гранулитобазитовая оболочка
Океанические платформы	Антеклизы, синеклизы, уступы	Практически отсутствуют	Габбро - базальтовая кора с участками осадочного покрова
Геосинклинальные	Эвгеосинклинали, миогеосинклинали	Конседиментационные геосинклинали, геоантиклинали, складки и разрывы разных порядков (преобладают линейные формы)	Постседиментационные интенсивные проявления гравитационных процессов (складки, надвиги и пр.)
			Гранитно-метаморфическая кора, включает блоки и чешуи габбро-базальтовой коры и мантийного вещества (офиолитовые блоки)
Горообразования	Материковые области горообразования (эпигеосинклинальные и эпиплатформенные)	Конэрозийные антиклинории и конседиментационные синклинории (межгорные и предгорные впадины), складки основания и разрывы разных порядков	Локально распространенные интенсивные проявления гравитационных процессов (покровные складки, надвиги и шарьяжи)
	Океанические области горообразования. Подводные океанические хребты (рифтовые)	Узкие, ступенчатые, ограниченные сбросами грабены и горсты	Интенсивные проявления гравитационных процессов
			Осадочная, гранитная и гранулитобазитовая оболочка
			Базальтовая кора

Примечание. Приведенные в таблице числовые показатели: амплитуды и градиентные и относительные высоты показаны по данным новейшей тектоники СССР. Продол

Толщина земной коры, км	Геофизические поля	Сейсмичность	Пример
35—40	Знакопеременные магнитные и гравитационные поля	Незначительные проявления слабой сейсмичности до 6 баллов	Восточно - Европейская или Сибирская платформы в фанерозе
3—18	Гравитационное поле спокойное. Линейные знакопеременные магнитные аномалии	Асейсмична	Центрально - Тихоокеанская океаническая платформа или плита Нансена в современном Евразийском бассейне
8—35 35	Резкая дифференциация магнитных и гравитационных полей	Наиболее сейсмичные области с землетрясениями до 10 баллов, с очагами в земной коре и в мантии Земли (до 700 км), с глубоко уходящими вглубь мантии сейсмофокальными зонами	Курильская островная система
40—80	Значительная дифференциация магнитных и гравитационных полей	Сейсмичные области с землетрясениями до 10 баллов, с очагами, большей частью расположенными в земной коре	Современный Кавказ или Альпы. Современный Тянь-Шань или Алтай
2—3	Контрастное полосовидное симметричное магнитное поле	Повышенная сейсмичность с неглубоко расположенными очагами (от 5—7 до 20 км)	Атлантический хребт или хр. Гаккеля в современном Евразийском бассейне

менты движений, скорости поднятий и опусканий, мощности, градиенты мощностей, абсолютность новейшего тектонического этапа принимается равной 25 000 000 лет.

качестве альтернативы (мобильная — стабильная, поднятие — опускание), в классификации естественно могут быть выделены 4 комбинации — 4 области.

Стабильные и мобильные области отражаются на всех современных тектонических картах. В основном только мобильным областям свойственна интенсивная (гравитационная) складчатость, контрастность форм структуры и рельефа, сейсмические явления, вулканизм и т. д.). Нет сомнения, что признак интенсивности движений должен быть привлечен как показатель в рассматриваемой классификации.

Несколько иначе обстоит дело со вторым признаком — направленностью. В течение последних десятилетий у нас он не использовался для выделения геоструктурных областей и не показывался на наших общих тектонических картах.

Существует мнение, что таким же показателем, как поднятия и опускания, в классификации должны быть горизонтальные движения, а также признаки сжатия или растяжения земной коры. Следует отметить, что независимо от взгляда на значение и приоритет тех или иных движений горизонтальные движения несравнимо менее показательны и не могут служить в классификации таким же четким признаком, как движения вверх и вниз. В то же время не следует забывать, что все тектонические движения взаимосвязаны. Они непрерывно трансформируются, и мы наблюдаем лишь их горизонтальную или вертикальную составляющую. Так, например, в результате роста первичных эпейрогенических складок в покровах осадков, их слагающих, образуются иногда очень значительные горизонтальные перемещения, вплоть до гравитационных шарьяжей. А в пластических массах движение может неоднократно трансформироваться, становясь из вертикального горизонтальным и вновь вертикальным в диапировых куполах. Сила тяжести во всех гравитационных явлениях играет основную роль. Но что вызывает рассмотренный вторичный тектогенез, каков генезис эпейрогенической складчатости, далеко не ясно или ясно только с точки зрения (веры) того или иного ученого. Кроме того, горизонтальная составляющая тектонических движений гораздо труднее улавливается и определяется, хотя в последнее время в этом отношении и в установлении сдвигов и надвигов достигнуты значительные успехи.

Однако едва ли эти наблюдения (которые очень важно учитывать и вводить в характеристику некоторых районов) могут служить основными показателями геоструктурных областей. Напротив, выделение областей общего поднятия или опускания является наиболее явным и объективным показателем. С ним функционально связаны и общая структура геоструктурной области, и рельеф, и районы размыва и седиментации со своим фациальным и формационным составом, и все те характеристики, которые определяются фактическими геологическими, геоморфологическими и геофизическими материалами.

Что же касается участков сжатия и расширения, то этот быстро изменчивый и во времени, и в пространстве признак может быть использован для характеристики отдельных районов, но не для выделения крупных геоструктурных областей.

### Геосинклинальные области

Выделение геосинклинальных областей при классификации тектонических режимов является в настоящее время особенно трудной и спорной задачей. Эволюция тектонических представлений в данном случае сказывается наиболее остро. Понимание процесса, сопоставление разновидностей его, иногда действительно достаточно отличных, выявление новых особенностей, связанных главным образом с глубинными часто гипотетическими процессами, приводит некоторых геологов к заключению, что геосинклинальных областей выделять не следует [22]. В то же время не так давно Н. С. Шатский считал, что геосинклинальная теория является главным достижением XX в. [118, т. II].

В согласии с принятой нами основой классификации мы выделяем геосинклинальные области как мобильные области дифференцированных движений с общей тенденцией к опусканию.

Естественно, что в геосинклинальных областях и складчатость, и вулканизм (проницаемость), и мощные толщи осадков (формации) будут отличать их от других областей, но они могут сильно варьировать, как и многие другие признаки, характерные для тех или иных геосинклинальных областей. Некоторые же особенности, приписывавшиеся или приписываемые геосинклинальным областям, являются гипотетическими и эфемерными.

Как уже говорилось, первоначально американские геологи выделили геосинклинали как поверхности регионального глубокого прогиба. При этом Дж. Холл считал, что такой прогиб образуется у края материка под влиянием веса накапливающихся здесь мощных осадков. Д. Дана, назвавший такие прогибы геосинклиналями, не привлекал к объяснению генезиса их изостазии, а, напротив, считал, что образование геосинклиналей не вызывается, а вызывает накопление мощных осадков.

Районирование геотектонических областей могло развиваться только тогда, когда геосинклинальным областям были противопоставлены материковые площади — платформы, что и было сделано Э. Огом (1900). Лишь после этого стало возможным деление самих геосинклиналей на типы. Выделение Ч. Шухертом моногеосинклиналей, полигеосинклиналей, мезогеосинклиналей и парагеосинклиналей показало, что геосинклинальные области могут значительно отличаться друг от друга в зависимости от соотношения их с материковыми пространствами.

Выделение геосинклинальных областей, находящихся между континентальными платформами (типа Средиземноморской), и геосинклиналей, лежащих вдоль границы континентальной и океа-

нической платформ (типа «периокеанической», Тихоокеанской), является развитием того же пространственного принципа.

Что касается попыток разделения геосинклинальных прогибов на типы без противопоставления им позитивных зон, то оно ведет к нарушению основного принципа классификации — выделение по каким-либо основным признакам (в нашем случае направленность и интенсивность) первого порядка, единиц геоструктурных областей и лишь после этого подразделение последних. Несоблюдение этого закона таксономии (ранга явления) делает принципиально неприемлемой для классификации деление, подобное предложенному М. Кэем [51], в частности выделение собственно геосинклиналей — ортогеосинклиналей в одном ряду с прогибами, развитыми внутри кратонов, — парагеосинклиналями.

Иной подход к разделению геосинклиналей может характеризовать «двусторонний ороген» Л. Кобера [156], сыгравший большую роль в развитии теории геосинклиналей. В основу идеи Л. Кобера положено представление о том, что жесткие массы кратононов, сдавливая геосинклиналь, выжимают из нее более пластичные осадки, которые, наползая на «тиски» кратононов, образуют двусторонний ороген (рис. 51). Л. Кобер выделяет 3 этапа развития орогена:

- 1) медленное опускание,
- 2) поднятие с распадением выжатой массы на два крыла (веера орогена) и надвиганием их на раму,
- 3) поднятие области в целом.

Совокупность и место действия всех 3 указанных процессов Л. Кобер называет оросинклиналью или орогеном.\*

Фактические данные получены Л. Кобером из анализа богатейшего материала по изучению Альп. Здесь видно, что на Европейскую платформу (на форланд) наползают давно изучаемые альпийскими геологами огромные покровы (шарьяжи), образующие несколько характерных групп: гельветские, пеннинские и австрийские покровы. Далее находится автохтон — центральные массивы, кристаллические породы с разломами с излиянием ба-

зальтов. От них идут надвинутые в противоположном направлении шарьяжи.

Рассмотрев покровное строение Альп и сравнив его с другими частями альпийской складчатой области, Л. Кобер увидел в них такое же строение и, заменив местные альпийские названия на обобщающие понятия (интерниды, экстерниды, метаморфиды и центролиды), построил свою известную схему разреза альпийского двустороннего орогена (рис. 51). Некоторые геологи альпийскую схему пытались применить к исследованным ими районам, однако в целом эта схема, характеризующая некоторые особенности современных Альп, не применима к строению других подвижных областей. Да и для Альпийской складчатой области появились другие характеристики.

Большое значение получило выделение внутри геосинклинальных областей эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей [122, 51 и др.]. Эвгеосинклинали (полные геосинклинали) — это наиболее подвижные, обычно внутренние части геосинклинальных областей, характеризующиеся высокой вулканической активностью. Важной особенностью, отличающей эвгеосинклинали, является присутствие в них «зеленокаменных пород» или офиолитов [122]. Миогеосинклинали (неполные) менее подвижные, это обычно внешние части геосинклинальных областей, отличающиеся слабой вулканической активностью.

Пытаясь обобщить существующие представления альпийских геологов, Ж. Обуэн [75], работавший в Эллинидах, Динаридах и в Южных Альпах, в основу строения геосинклинали кладет элементарную структуру — геосинклинальную пару. Она состоит из сопряженных эвгеосинклинали и миогеосинклинали. Миогеосинклинальный прогиб прилегает к континенту — форланду (или поднятому кратону Г. Штилле) и сменяется миогеосинклинальным поднятием (экстерниды). Далее идет эвгеосинклинальный прогиб и эвгеосинклинальное поднятие (интерниды) и океан (погруженный кратон) (рис. 52). Из таких элементарных пар могут складываться сложные билиминарные и мультиминарные геосинклинали с дивергентной и конвергентной симметрией. Высказываемые

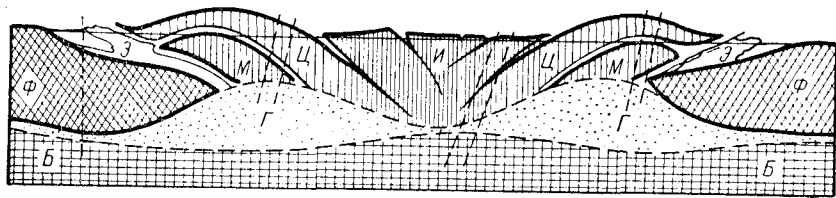


Рис. 51. Схематический разрез орогена по Л. Коберу (1930).  
Ф — форланд; Э — экстерниды; М — метаморфиды; Ц — центролиды; И — интерниды; Г — гранитная; Б — базальтовая зоны.

\* Излагаемое в этой книге понимание термина ороген не соответствует орогену Л. Кобера.

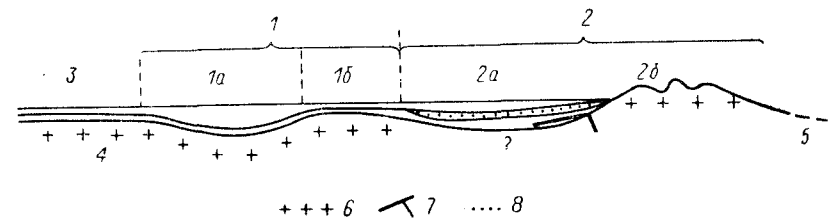


Рис. 52. Геосинклинальная пара по Ж. Обуэну (1960).  
1 — экстерниды (миогеосинклинальное пространство); 1а — миогеосинклинальный прогиб, 1б — миогеоантиклинальное поднятие; 2 — интерниды (эвгеосинклинальное пространство); 2а — эвгеосинклинальный прогиб, 2б — эвгеоантиклинальное поднятие; 3 — форланд; 4 — континентальная область (Hochkraton); 5 — океаническая область (Tiefkraton); 6 — кристаллическое основание; 7 — офиолиты; 8 — флиш.

многими исследователями (начиная с Э. Ога, Л. Кобера и Г. Штилле) идеи о закономерной стадийности развития геосинклиналей прилагаются Ж. Обуэном и к своей схеме.\*

Схемы развития геосинклинальных областей предлагаются многими советскими геологами. Можно указать коллективную работу А. В. Пейве, А. Л. Яншина, Л. П. Зоненшайна, А. Л. Книппера, М. С. Маркова, А. А. Моссаковского, А. С. Перфильева, Ю. М. Пушаровского, А. Е. Шлезингера, Н. А. Штрейса [86], а также работы Н. П. Васильковского [16], М. В. Муратова [65], Г. И. Макарычева [54], Л. П. Зоненшайна [35] и др. Выделение эвгеосинклинального и миогеосинклинального режимов вошло также и в учебную литературу. Это деление наиболее подробно изложено в учебнике В. Е. Хаина [116], а также в последней классификации В. В. Белоусова [7].

В. В. Белоусов эвгеосинклинальный режим делит на офиолитовую и инверсионную стадию. Первая из них характеризуется большой контрастностью тектонических движений, образующих «интрагеосинклинали» и «интрагеоантиклинали». (Движения эти В. В. Белоусов продолжает рассматривать как колебательные). Преобладание опусканий над поднятиями в эту стадию приводит к тому, что «интрагеосинклинали становятся глубокими морскими или даже океаническими бассейнами, глубина которых измеряется несколькими километрами» [7, с. 83]. Для этой стадии нисходящих некомпенсированных осадконакоплением движений характерна сильная магматическая деятельность с преобладанием основной — базальтовой магмы. Сюда относится и «офиолитовая формация».

Вторая стадия эвгеосинклинального режима (инверсионная) отличается тектоническими движениями земной коры умеренной контрастности, компенсацией прогибов накоплением преимущественно терригенных осадков, в том числе флиша. В это время в интрагеосинклиналях формируются «центральные поднятия», что рассматривается как «частная инверсия» геотектонического режима. Этому явлению, оспаривавшемуся многими геологами и не обязательному для всех «интрагеосинклиналей», В. В. Белоусов придает очень большое значение; поэтому рассматриваемая стадия и названа инверсионной. Рост центральных поднятий ведет к их размыву и накоплению осадков в краевых прогибах и отчасти на геоантиклиналях. Развитию центральных поднятий сопутствуют региональный метаморфизм, внедрения гранитов и гранитизация. Время частной инверсии является главной эпохой складкообразования в геосинклинали и формирования разрывов, связанных со складчатостью.

Миогеосинклинальный режим отличается от эвгеосинклинального отсутствием офиолитовой стадии. Все накопления осадков идет в миогеосинклинали обычно в условиях компенсации прогибов.

\* Однако в настоящее время их заменили построения Ж. Обуэна на основе новой глобальной тектоники (гл. VIII).

Вторая — инверсионная — стадия развития миогеосинклинального режима принципиально не отличается от аналогичной стадии развития эвгеосинклинального режима, но все явления развиваются с меньшей интенсивностью, чем в эвгеосинклиналях. Миогеосинклинальная зона обычно занимает периферическое положение в геосинклинальной области.

Помимо эвгеосинклинального и миогеосинклинального режимов В. В. Белоусов выделяет «парагеосинклинальный режим», промежуточный между геосинклинальным и платформенным.

Современные представления В. В. Белоусова иллюстрируются таблицей эндогенных режимов материков [7, с. 118—121].

Мы столь подробно остановились на изложении вышеприведенной схемы развития геосинклиналей, так как она отражает не только последние идеи В. В. Белоусова, но и широко известные общие представления его, имевшие многих последователей и неоднократно излагавшиеся в учебных курсах и специальных статьях. Некоторые из этих представлений, и ранее бывшие дискуссионными, остались и в цитированной работе неизменными, другие излагаются по-новому. Так, например, орогенный режим не рассматривается больше как обязательное завершение геосинклинального режима, а выделяется как самостоятельный; принято деление геосинклинального режима на эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный и т. д.

Выделение эв- и миогеосинклиналей еще ранее произведено в курсе «Общей геотектоники» В. Е. Хаина [116], но там предполагается, что эвгеосинклинали располагаются на океанической коре, что стоит ближе к развиваемым ныне представлениям многих ученых об офиолитах, чем это рисуется В. В. Белоусовым.

Следует отметить, что после работ Г. Штилле и М. Кэя наиболее общей чертой тектонической зональности геосинклинальных областей считалось резкое отличие внешних «амагматических» зон их от насыщенных вулканическими образованиями и интрузивными массивами внутренних зон (Н. С. Шатский, А. А. Богданов, 1961).

Выделение эв- и миогеосинклиналей на международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000 в 1960 г. рассматривалось как большое достижение. Однако позже указывалось, что если для альпийской геосинклинали такое разделение удачно, то для каледонской и варисцийской геосинклиналей оно не всегда применимо.

Следует отметить, что геосинклинали различного возраста: альпийские, герцинские, каледонские, байкальские, а тем более древние, — несомненно несут много черт различия.

В последние десятилетия у нас появились многочисленные новые точки зрения на геосинклинальный процесс. Это связано, с одной стороны, с массой новых фактических данных, собранных и в нашей стране, и за рубежом, а с другой — с тем, что в представлениях советских геологов все большую роль приобретают идеи мобилизма, и в частности новой глобальной тектоники, —

гипотезы о движениях крупных плит литосферы. К сожалению, эти очень интересные идеи иногда воспринимаются у нас в разных вариантах как законченные теории. Под них подбирается фактический материал, а старые данные пересматриваются с точки зрения пригодности для подтверждения новой гипотезы.

С точки зрения новой глобальной тектоники складчатые области и фундамент континентальных платформ состоят из переработанных аллохтонных пластин и блоков, прорванных вулканоплутоническими формациями андезитового и гранитоидного рядов, поднимающихся из зон субдукции.

В пределах складчатых поясов выделяются эвгеосинклинальные зоны или пакеты аллохтонов, сложенные формациями океанического происхождения, формациями островных дуг и их шельфов, и миогеосинклинальные зоны, сложенные шельфовыми формациями континентов. В строении эвгеосинклинальных поясов участвуют офиолитовые ассоциации горных пород (гипербазиты, габбро, амфиболиты, диабазовые дайки, спилиты, радиолариты, зеленые сланцы).

Офиолиты давно привлекают внимание тектонистов. Э. Зюсс считал, что зеленые сланцы связаны с генеральными линиями области средиземноморской складчатости. Д. Штейнман (1926) выделил офиолиты, а Р. Штауб (1938) рассматривал их в качестве спутников глубинных тектонических движений. Г. Хесс (1939) указывал на связь распространения змеевиков (серпентинитов) с отрицательными аномалиями силы тяжести в островных дугах и полагал, что это полосы, идущие вдоль глубоких прогибов альпийской геосинклинальной области. В современных горных системах аномалии силы тяжести исчезли, а змеевики остались, указывая место и возраст бывшего геосинклинального прогиба.

В настоящее время имеется много различных представлений об офиолитах. С одной стороны, некоторые исследователи продолжают считать, что офиолитовые комплексы являются геосинклинальными образованиями, сложенными радиоларитами, основными эффузивами и их туфами, прорванными интрузиями ультраосновных пород и габбро-амфиболитов, внедрившимися по глубинным разломам в вулканогенно-осадочный комплекс геосинклинали. С другой стороны, высказываются мнения, что вулканогенно-осадочный комплекс офиолитов не прорван основными и ультраосновными породами, а лежит на них трансгрессивно и несогласно.

С этой точки зрения только верхний вулканогенно-осадочный комплекс офиолитовой ассоциации представляет собой отложения геосинклинали, а нижний является ее основанием, фундаментом. Указывается, что этот фундамент чрезвычайно похож на базальтовый слой океанов. Многие геологи считают, что возраст фундамента палеозойский или докембрийский. Он резко отличается от лежащих на нем геосинклинальных отложений.

Существует также точка зрения, за последние годы принятая большинством петрологов и тектонистов (Г. Хесс, 1964; А. В. Пей-

ве, 1969; Дж. Дьюи, Дж. Берд, 1971; А. Л. Книппер, 1970; С. Н. Иванов, 1973; и др.), согласно которой формации офиолитового комплекса образуются в процессе формирования океанической коры; при этом происходит селективное плавление астеносферного вещества и формирование снизу «рестита» — полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, выше — клинопироксенитов и анортитовых габбро, еще выше — габбро-амфиболитового слоя, переходящего вверх в «дайковый» базальтовый комплекс (с альбититами и плагиогранитами), в шаровые базальтовые лавы и спилиты, а сверху — в радиолариты и карбонаты (океанические осадки).

Решение рассматриваемых вопросов затрудняется тем, что обычно породы офиолитового комплекса очень сильно перемяты дислоцированы и образуют пакеты аллохтонных пластин, а иногда и превращены в тектоническую брекцию — так называемый меланж (Э. Гринли, 1919). Серпентиновый (по цементу) меланж — это характерное тектоническое месиво, в которое включены обломки пород разных размеров, возраста и происхождения. Эта достаточно пластичная масса внедряется в ряде случаев в виде инъекций, диапиров и протрузий не только в вышележащие толщи геосинклинальных пород, но иногда проникая и в перекрывающие их более молодые отложения, вплоть до четвертичных.

Изучение офиолитов и меланжа внесло в наши представления о развитии геосинклиналией (эвгеосинклиналией) много нового. Значительную роль в разработке новых положений, а также и в самой постановке современных специальных исследований офиолитов сыграли идеи новой глобальной тектоники. Мы не излагаем эти идеи в разделе, посвященном геосинклиналиям, так как они выходят за рамки рассматриваемых здесь вопросов и будут изложены в гл. VIII. Следует лишь отметить, что наиболее ортодоксальные последователи гипотезы плит не только отрицают некоторые представления теории геосинклиналией, но не используют и сам термин геосинклиналь или геосинклинальная область.

Однако термин геосинклиналь употребляется в настоящее время, хотя и в разных смыслах. Наиболее широко он понимается А. В. Пейве. Как пример межконтинентальной геосинклинальной системы на ранней океанической стадии развития А. В. Пейве приводит Атлантический океан. По окраинам его, особенно на западе вдоль Америки, вытянуты краевые миогеосинклинали. В центральной части системы располагается вулканогенная эвгеосинклиналь, которая раньше других зон вовлекается в складчатость и метаморфизм. Прогибание Атлантического океана, углубление первоначально мелководной тектонической депрессии началось с юры. На освободившейся в результате дрейфа континентов поверхности верхней мантии формировалась океаническая кора. Но выраженного в рельефе дна океана Срединно-Атлантического хребта, вернее достаточно контрастного горного рельефа, охватившего широкую (500—600 км) полосу внутри Атлантического океана, первоначально не было. Подводный рельеф гор

возник в результате новейших тектонических движений (в неогене и в четвертичном периоде), нарушивших здесь сложенное уже дислоцированными и метаморфизованными породами («третьего слоя») океаническое дно. Блоковую тектонику растущего хребта с излияниями базальтов можно считать проявлением послескладчатого орогенеза на океанической коре.

Таким образом, А. В. Пейве сохраняет некоторые представления геосинклинальной теории. Он, используя новые глобальные данные, результаты бурения и собственные наблюдения, не становится целиком на позиции «новой глобальной тектоники» или тектоники плит, не считает, что океаническая кора образуется из рифтовых впадин океанических хребтов и в результате конвекции и спрединга движется к зонам Бельоффа.

Л. П. Зоненшайном, А. М. Городницким и другими геологами произведены реконструкции положений материков и океанов в течение палеозоя и мезозоя. Эти работы привели их авторов к заключению о том, что материки то соединяются друг с другом, спаиваясь в единый суперконтинент (Пангею), то расходятся, разделяясь океанами. Эти последние характеризуют различные стадии развития геосинклиналей. Типоморфные геологические комплексы (такие, например, как офиолиты) позволяют наметить следы былых океанических бассейнов [36].

Эти представления имеют глубокие корни. Их начало можно найти в мнении Э. Ога, рассматривающего Атлантический океан как геосинклиналь, а также в построениях А. Вегенера.

Мы не можем здесь приводить множество других взглядов, характеризующих геосинклинальные области и процессы их развития. Они бывают достаточно противоречивы по существу, а иногда лишь в применяемой терминологии.

Большее значение имеет в настоящее время грань, которая лежит между представлениями мобилистов и фиксистов. После недавнего периода резкой критики [5; 118, т. II; 120] представления мобилистов в течение последних десятилетий получают признание большинства тектонистов.

Мы рассматриваем геосинклинальные области как обособленные протяженные зоны, образующиеся на границе материков и океанов и расположенные частью на материковой (миогеосинклинали), частью на океанической (эвгеосинклинали) коре. Внутренние, выделяемые как эвгеосинклинали прогибы обнаруживают высокую степень магматической активности. В них формируется новая континентальная кора. Внешние, обращенные к континентам прогибы отличаются слабой магматической активностью и выделяются как миогеосинклинали. Такое деление прослеживается не во всех геосинклинальных областях и может быть изменчивым в процессе их развития.

Основной особенностью геосинклинального режима является общее прогибание геосинклинальных областей и накопление в их пределах мощных осадочных и вулканогенных толщ. Вместе

с тем геосинклинальные области характеризуются высокой подвижностью и контрастностью тектонических движений. Тектонические движения создают в геосинклинальных областях структурные формы разных порядков. Наиболее крупными из них являются линейно вытянутые геосинклинали и геоантиклинали. Они являются проявлением первичного тектогенеза — эпейрогенической складчатости, развивающейся в геосинклинальных областях гораздо интенсивнее, чем в стабильных зонах земной коры.

Длительно, одновременно с размытым и аккумуляцией растущие эпейрогенические складчатые структуры в геосинклинальных областях проявляются в формах разных порядков — от геоантиклиналей до локальных, главным образом конседиментационных, складок.

Мощности, фации и формации отложений в пределах геосинклинальных областей достаточно изменчивы. Они отражают положение формирующихся толщ и в крупнейших структурных формах (геосинклиналях и геоантиклиналях), и в формах, им подчиненных. На них влияют и местные условия размытия и аккумуляции и изменчивые особенности климата. Более полная характеристика режима, характеризующего развитие геосинклинальных областей, приведена в табл. 2.

Я не останавливаюсь на рассмотрении развивающегося через общую инверсию «геосинклинального цикла» [5, 116]. Выше уже говорилось, что геосинклинальное и орогеническое развитие не должны считаться обязательными частями единого цикла. Но и для собственно геосинклинального режима едва ли можно ожидать четкой, одинаковой, всегда и всюду повторяющейся этапности геосинклинального развития, строгой смены формаций, а тем более чередования этапов осадконакопления и складчатости. Осадконакопление и складчатость идут одновременно.

Все же некоторые стадии развития геосинклиналей указываются многими исследователями. Так, считают, что в первую стадию зарождения и погружения геосинклиналей дифференциация прогибов и поднятий еще мало сказывается на вещественном составе накапливающихся отложений. В процессе разрастания геосинклиналей идет общая конседиментационная складчатость. В это время вслед за базальными гравелитами отлагается «аспидная» формация, сменяющаяся глубоководными кремнистыми породами (радиоляриты, яшмы). Они указывают на быстрое некомпенсированное прогибание геосинклиналей. На грани первой и второй стадий развития происходит наиболее интенсивное внедрение офиолитов (см. выше).

Во вторую стадию развития геосинклинальных областей физико-географическая обстановка меняется. Поднятые получающих выражение в рельефе геоантиклиналей и рост срединных массивов вызывают образование островов, разделенных глубоководными участками моря. Прогибы постепенно начинают компенсироваться осадконакоплением в основном флишевой и известняковой формаций. Существует мнение, что флиш с его правильной

ритмичностью и закономерным строением каждой циклотемы с последовательным уменьшением зерен обломочного материала к кровле является отложением мутьевых потоков в глубоких бассейнах. К крутым склонам бассейнов приурочены оползни и обвалы, образующие глыбовые конгломераты, олистостромы (горизонты с включениями), грубый, или «дикий» флиш. С теми же процессами, свойственными интенсивно и контрастно тектонически развивающейся стране, связана и интенсивная гравитационная складчатость. Она отражает усиление первичного тектогенеза и сопутствующих эпейрогенической складчатости явлений разломов, сейсмичности и вулканизма.

Приведенная схема является именно схемой, установленной главным образом на материалах строения Альпийского геосинклинального пояса и Кавказа. Как в этой, так и в других геосинклинальных областях строение, тектоническое развитие и расположение формаций гораздо сложнее. Все геосинклинальные области характеризуются наличием множества толщ осадков различного вещественного состава и происхождения, положение которых оказывается различным во времени и пространстве и не определяется выделенными выше стадиями развития. Особенно надо подчеркнуть, что разные геосинклинальные области, отличающиеся возрастом или местоположением в общей структуре Земли, имеют индивидуальные черты, иногда резко отличающие их от других геосинклиналей.

Но в то же время все геосинклинальные области являются мобильными областями дифференцированных движений с преимущественным общим опусканием. По мере роста и усложнения структурных форм первичного тектогенеза все большую роль начинает играть в геосинклинальных областях вторичный тектогенез. Он проявляется в виде гравитационной складчатости и связанных с ней разрывов и надвигов, скольжений и поверхностных гравитационных перемещений, а также в виде складок нагнетания общего сжатия — полной складчатости.

В связи с увеличением интенсивности и дифференцированности тектонических движений первичного тектогенеза вторичные дислокации приобретают все большее значение. В образовавшихся в связи с геосинклинальным процессом толщах складки вторичного тектогенеза вытянуты параллельно изопакитам, а интенсивность складок соответствует градиенту мощности накопившихся толщ. С ростом складок первичного тектогенеза связаны не только все особенности складчатых и разрывных дислокаций, но и рассмотренные выше осадочные и магматические формации. Однако основой, позволяющей выделить геосинклинальные области, является тектонический режим, характеризующийся мобильностью, контрастностью и направленностью тектонического развития. Подобный режим может быть ограничен тем или иным временем, по которому принято выделять геосинклинальные эпохи.

Для того чтобы представить себе режим геосинклинальных областей прошлого, мы попытались обратиться к методу актуализма, к рассмотрению современных и новейших геосинклинальных тектонических движений. Как пример современной геосинклинальной области очень многие геологи приводят островные дуги. На это указывали Э. Арган [3], Р. В. ван Беммелен [8], Н. С. Шатский [118], М. В. Муратов [64], Н. П. Васильковский [16], В. Е. Хаин [116], Ю. М. Пушаровский [96], Ю. М. Шейнман [119], А. В. Пейве [86], Д. Умбгрове, Ф. Кюенен, Г. Хесс [78] и др. Мы остановимся на островной дуге, находящейся в пределах СССР, которая своей подвижностью, сейсмичностью и вулканизмом может служить примером проявления современного геосинклинального режима.

Современная Курило-Камчатская геосинклиналь охватывает юго-восточную часть Камчатки и Курильские острова вместе с прилегающим к ним с востока Курило-Камчатским глубоководным желобом. В районе Командорских островов геосинклиналь круто поворачивает на юго-восток и затем вдоль Алеутской островной дуги вместе с сопровождающим ее с юга желобом уходит к Аляске. На юго-западе Курильские острова связаны с о. Хоккайдо, от которого помимо основной островной дуги (Японской) к северу тянется о. Сахалин (см. приложение).

Вся эта область отличается резко контрастным рельефом, особенно если сопоставлять высшие точки суши с наибольшими глубинами морского дна. Амплитуда рельефа достигает здесь 15 км (Ключевская сопка +4850 м, максимальная глубина в желобе 10542 м). Градиенты рельефа достигают 200 м на 1 км. Таким образом, уже внешне это мобильная область, что подтверждается всеми известными геологическими и геофизическими данными. Это область наиболее сильных и глубоководных землетрясений, единственная в СССР область современного вулканизма, область интенсивного размыва и мощного осадконакопления. Осадконакопление происходит и в пределах прогибов суши, и в прилегающих прогибах в море. Мощность неогеновых отложений достигает здесь 11 км (Сахалин). Несмотря на огромное количество осадочного и вулканогенного материала, снесенного с Камчатки и островов в океан, опускание Курило-Камчатского желоба не компенсируется осадконакоплением, которое происходит здесь в виде оползней и мутьевых потоков. Опускание желоба идет настолько интенсивно, что он представляет собой выраженную в рельефе дна океана глубочайшую дугообразную впадину длиной 2000 и шириной 60—80 км. Плоское дно впадины имеет ширину от 9 до 35 км. Крутизна склонов 5—7°. Изложенные данные позволяют выделить рассматриваемую мобильную область с преимущественным опусканием как современную геосинклиналь (табл. 2).

Границы Курило-Камчатской геосинклинальной области определяются по-разному. Помимо указанной выше площади в нее включают иногда всю Камчатку и Корякский хребет [40]. Наиболее четко ограничения геосинклинальной области рисуются в на-

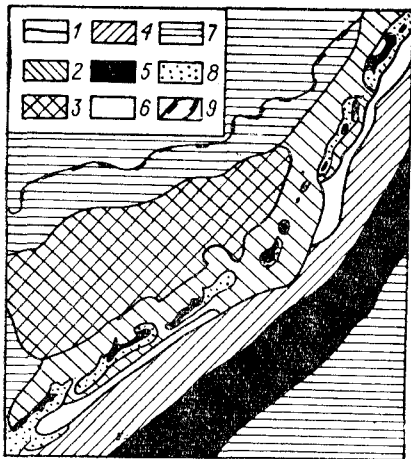


Рис. 53. Геоморфологическая схема Курильской островной системы по К. Ф. Сергееву. 1 — шельфовая равнина центральной части Охотского моря; 2 — внутренний (Большокурильский) хребет; 3 — Южно-Охотская глубоководная впадина; 4 — внешний (Малокурильский) хребет; 5 — Курило-Камчатский глубоководный желоб; 6 — межгрядовая депрессия; 7 — окраинный океанический вал Зенкевича; 8 — современная абразивно-аккумулятивная островная отмель; 9 — контуры уступа материкового склона и Южно-Охотской глубоководной впадины по изобате 3000 м.

рильских гряд можно предполагать наличие его лишь на отдельных небольших участках.

Характеристика Курильской островной системы приводится ниже по последним данным К. Ф. Сергеева [102]. Общее строение рассматриваемого района может характеризоваться геоморфологической схемой, изображенной на рис. 53. Мощность коры во всей рассматриваемой области изменчива и колеблется от 5 до 35 км. Так, в центральной части Курильской гряды она изменяется от 5 до 15 км и представлена только базальтовым и осадочным слоем. К краевым частям дуги мощность коры возрастает до 30 км и более и в составе ее появляются вулканогенно-осадочный и, возможно, «гранитный» слои. На северо-западном склоне Курильского глубоководного желоба мощность коры достигает максимальной (свыше 30 км) величины, а затем быстро уменьшается к оси желоба, где она равняется 5—10 км. Это соответствует мощности коры в океане, а также в тыловой Южно-Охотской глубоководной впадине [102, с. 103] (рис. 54). По мнению К. Ф. Сергеева, Курильская островная система заложилась не на океанической коре, а на материковом фундаменте. Под всей Курильской грядой земная кора имеет диорито-плагиоклазовый состав.

стоящее время в части ее, занятой Курильской островной системой. Кроме двух гряд Курильских островов она включает Курильскую часть глубоководного желоба.

Следует, однако, отметить, что вопреки мнению подавляющего большинства ученых островные дуги типа Курильских островов, по представлениям В. В. Белоусова [7] и Б. А. Петрушевского [88], не могут рассматриваться как современные геосинклинали, а являются лишь разломами, вдоль которых цепочками расположены вулканы.

Глубинное строение Курильской островной системы также трактуется по-разному. Большинство исследователей считает, что вся эта область расположена на океанической коре. «Гранитный» слой не имеет здесь повсеместного распространения. В пределах Ку-

Подробно изученное (А. Г. Гайнанов и др., 1974) изостатическое состояние земной коры в зоне Курильской островной системы представляет большой интерес. Как это видно на рис. 54, Курильские острова характеризуются значительным дефицитом мощности земной коры по сравнению с теоретически равновесной моделью (до 15 км в районе Малой Курильской гряды), а Курило-Камчатский глубоководный желоб (северо-западный склон) — избытком мощности, достигающей той же величины). Таким образом, новейшие тектонические движения, создавшие структуру гряды, происходят вопреки изостазии и являются проявлением сжатия и надвигания Курильской островной системы на глубоководный желоб.

Движения, нарушающие изостатическое равновесие земной коры, должны быть отнесены к первичному тектогенезу.

Естественным разделом между континентальной корой области современной островной системы и впадиной Тихого океана является глубокопроникающая зона сколов Беньоффа. Она длительное время, по мнению К. Ф. Сергеева, занимает относительно океанической впадины стационарное положение. Это доказывает большую древность чаши Тихого океана, а не образование ее в мезозое, как полагают некоторые исследователи. В то же время находящаяся в тылу Курильской гряды окраинная Южно-Охотская глубоководная впадина, так же как и сама гряда, представляет собой новейшие (по-видимому, неоген-четвертичные) тектонические сооружения.

По данным К. Ф. Сергеева, Южно-Охотская впадина не является остатком океанического дна, а образовалась в результате «мантизации» земной коры подобно Южно-Каспийской, Тирренской и другим глубоководным впадинам внутренних морей.

О геологическом строении Курильской островной дуги имеются разноречивые данные. Ниже приводится формационная характеристика Малой и Большой гряд Курильских островов по

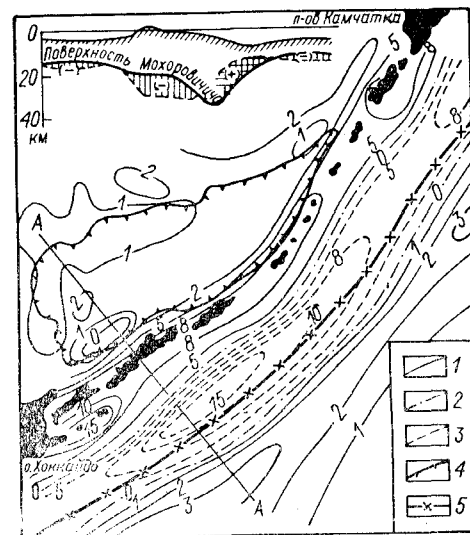


Рис. 54. Схема мощностей аномального компенсационного слоя земной коры по Ю. А. Павлову (А. Г. Гайнанов и др., 1974).

1 — дефицит мощности; 2 — равновесное состояние; 3 — избыток мощности; 4 — контур Охотско-морской впадины; 5 — ось глубоководного желоба. На разрезе показаны дефицит (—) и избыток (+) мощности земной коры по сравнению с ее теоретической равновесной моделью (направление AA). Пунктиром на разрезе показано теоретически равновесное положение поверхности Мохоровичича.



К. Ф. Сергееву [102]. По-видимому, наиболее древние, относимые к верхнему мелу, породы выходят на дневную поверхность в Малой Курильской гряде. Они представлены мощной толщей вулканогенных пород диабазовой формации, пластовыми телами диабазов и габбро. Выше залегают также мощные мелководные песчано-глинистые сероцветные отложения, переслаивающиеся с туфами и пластовыми интрузиями трахибазальтового состава. Венчается разрез меловых пород трахиандезитами, прорванными габброидами.

Острова Большой Курильской гряды сложены неогеновыми и четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями, общая мощность которых достигает 5—7 км. Наиболее древними из них считаются «зеленые туфы» парамуширского комплекса, интродуцированные кварцевыми диоритами. Выше выделяется кремнисто-диатомитовая формация. В верхах разреза в плиоценовых и в четвертичных отложениях резко преобладают вулканогенные породы.

В Малой Курильской гряде дислокации и меловых, и неогеновых пород выражены очень пологой крупной складчатостью, многочисленными разрывами и локальной мелкой перематостью у дизъюнктивных нарушений.

В Курило-Камчатском глубоководном желобе, по данным Б. Л. Безрукова и О. И. Мурдмаа (1971), отлагаются слоистые турбидитные толщи с ритмической флишоидной слоистостью. В состав их входят глинистые и обломочные терригенные осадки, туффиты, прослой пепла, диатомовых илов и изредка карбонатные отложения.

Важной особенностью островных дуг, подобных Курило-Камчатской, является приуроченность к ним поясов глубоководных землетрясений. При этом во внешней полосе островных дуг и глубоководных впадин отмечаются землетрясения с наименьшей глубиной очага — до 150 км. Под островными дугами глубина гипоцентров постепенно увеличивается и, наконец, под краевыми морями или под окраиной материков глубина гипоцентров землетрясений наибольшая (до 700 км). Это явление связывают с наличием глубинных разломов (зон скалывания), погружающихся от океана в сторону материка (зоны Заварицкого — Беньоффа). Из групп сейсмических очагов, расположенных на разных глубинах разлома, по вертикальным апофизам его на поверхность поступает лава, извергаемая вулканами и изменяющаяся в зависимости от глубины очага от андезитов до щелочных базальтов.

Все изложенное позволяет считать Курильскую островную систему частью современной геосинклинальной области. Можно предположить, что активизация тектонических процессов в начале неогена могла на Курилах привести к формированию новейших структур на складчатом основании того или иного возраста и строения.

Однако мы еще недостаточно осведомлены о строении Курильской островной системы. Большая часть ее скрыта под уровнем

моря и недоступна непосредственным геологическим исследованиям. Это относится не только к глубоководным впадинам — Курильскому желобу и Южно-Охотской, которые можно рассматривать как геосинклинали, но и к разделяющей их геоантиклинали, где только некоторые, второго порядка, формы структуры, да вершины вулканических построек возвышаются над уровнем моря.

Рассмотренный пример отличается от представлений о развитии геосинклиналей прошлого в Европе. Может быть, это связано с изменением процесса во времени по сравнению с разновозрастными геосинклиналями Европы. Может быть, с тем, что формирование Курильской геосинклинали связано не с заполнением промежутка между платформами и не с наращиванием древних платформ за счет океанов. Существует мнение, что в данном случае наблюдается наращивание океана за счет раздробления древних платформ и их ассимиляции позднейшей складчатостью [7].

Выделяя геоструктурные области Земли (табл. 2), мы в основу деления положили направленность и интенсивность тектонических движений. По этим признакам Курильская островная система, так же как и все вулканические островные дуги, опоясывающие с севера и запада Тихий океан, вместе с сопровождающими их с океанической стороны глубоководными впадинами, а в некоторых случаях и с тыловыми морскими впадинами, представляют собой современные геосинклинальные области. В пользу такого заключения говорят глубоководные землетрясения, интенсивный андезито-базальтовый вулканизм, повышенный тепловой поток, а также переход по простиранию некоторых островных дуг (в том числе Курило-Камчатской) в новейшие области горообразования.

Может быть, островные дуги следует выделить как особую разновидность геосинклинальных систем (парагеосинклинали Ч. Шухерта), но едва ли можно исключать из геосинклинальных областей.

### Области горообразования

Горы раньше всех геоструктурных областей начали рассматриваться как особые области, отличающиеся от остальной поверхности Земли. О них писали ученые древности, выделяя их и нанося на географические карты. Тщательное описание гор и научно обоснованные гипотезы об их происхождении можно найти в трудах О. Б. Соссюра, Л. Буха, А. Гумбольдта, Эли де Бомона, М. Бертрана и многих других исследователей. В конце XIX в. Г. К. Джилльберт термином ороген назвал области дифференцированных поднятий, т. е. собственно области горообразования.

Но в XX в. термин горообразование, или орогенез, стал пониматься как синоним складчатости. В работах и на тектонических картах большинства европейских и советских ученых альпийское, герцинское, каледонское горообразования выделялись как эпохи

или области складчатости. И не складчатости вообще, а геосинклинальной складчатости того или иного возраста. Иногда весь процесс геосинклинального развития рассматривался как орогенический; иногда этот процесс делился на 2 стадии — собственно геосинклинальную и орогеническую. Однако последняя не выделялась как самостоятельная, а считалась обязательной, завершающей стадией геосинклинального процесса.

Как указывалось во введении к настоящей главе, мы рассматриваем области горообразования как определенные геоструктурные области, характеризующиеся лишь им свойственным режимом.

Режим горообразования может следовать как за геосинклинальным развитием (эпигеосинклинальные области), так и за платформенным (эпиплатформенные области).

Кроме областей горообразования, находящихся на материках, выделяются подводные океанические области горообразования. Однако они столь значительно отличаются от областей горообразования, формирующихся на материках, что будут кратко рассмотрены отдельно в конце этого раздела.

**Эпигеосинклинальные и эпиплатформенные области горообразования.** Области горообразования определяются нами как мобильные области дифференцированных тектонических движений с общей тенденцией к поднятию (табл. 2). Интенсивность тектонических движений в течение развития областей горообразования оказывается больше интенсивности процессов денудации. В результате создаваемые в орогенических областях поднятия и прогибы получают непосредственное выражение в рельефе в виде горных хребтов, межгорных и предгорных впадин.

Рассматриваемый процесс наиболее полно может быть изучен лишь в областях современного и новейшего горообразования. Древние области горообразования очень трудно восстановить, так как и сами горы, и большая часть отложений, коррелятивных эпохе формирования гор, уничтожены последующей денудацией. Если представить себе, что в будущем денудационные процессы срежут до уровня моря такую мощную горную страну, как Тянь-Шань, то от неоген-четвертичных моласс сохранятся лишь изолированные линзы (овалы), которые характеризуют лишь нижние горизонты, залегающие в опущенных ниже уровня моря внутренних частях межгорных впадин. Все остальное пространство будет представлять глубокий срез цоколя гор, состав и внутренняя структура которого не будут характеризовать современную область горообразования, а изобразят более древние геоструктурные области (рис. 55). Приблизительно так выглядят на тектонических картах не только древние, но и современные области горообразования. Вместо геоструктурных областей остаются впадины. Вот почему лишь в результате изучения новейшей тектоники стало возможным выделять орогенические области в качестве самостоятельных геоструктурных областей, и они получили полное свое отображение только на Карте новейшей тектоники СССР [40].

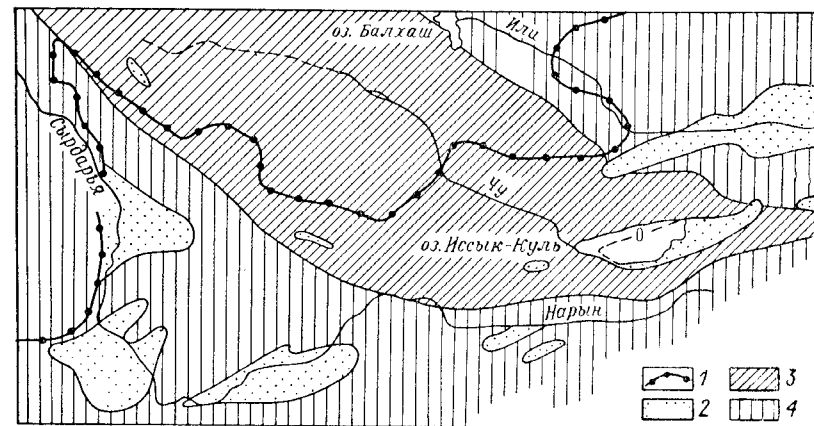


Рис. 55. Схема карты среза Тянь-Шаня на уровне моря. 1 — граница современной области горообразования; 2 — неоген-четвертичные отложения, характеризующие современную область горообразования; 3 — нижнепалеозойские и более древние отложения, характеризующие область каледонской геосинклинальной складчатости, а также средне- и верхнепалеозойские породы, связанные с герцинским горообразованием; 4 — средне- и верхнепалеозойские отложения, характеризующие область герцинской геосинклинальной складчатости.

В отличие от древних областей современные области горообразования могут быть легко выделены. На основе изучения их современной динамики можно получить наиболее полные представления о режиме развития этих областей.

Основными формами структуры являются здесь антиклинории и горсты, выраженные в рельефе горными хребтами, и синклинории и грабены — межгорные и предгорные впадины. Эти формы первичного тектогенеза в некоторых случаях не уступают по интенсивности своего развития и контрастности формам такого же ранга — геосинклиналям и геоантиклиналям геосинклинальных областей. Но они растут здесь на фоне общего поднятия орогена. Антиклинории объединяются в группы линейно вытянутых горных систем, а затем и в горные пояса. На крыльях антиклинориев и синклинориев развиваются складки более низких порядков.

В процессе эпейрогенической складчатости в орогенических областях проявляются разрывные дислокации, характеризующиеся, так же как и складки, разной протяженностью и смещениями разного масштаба. В основном это продольные нарушения, приуроченные к наиболее крутым частям крыльев складок. Они представлены главным образом сбросами, взбросами и надвигами. Поперечные разломы являются большей частью сдвигами. Как складки, так и разрывы большей частью связаны с планетарной трещиноватостью и ориентированы вдоль простирания ее систем (обычно взаимно перпендикулярных). Блоковая структура планетарной отделности используется, таким образом, при формирова-

нии складчатости орогенических областей. Развивающиеся здесь структурные формы являются складчато-глыбовыми.

Так же как и всюду, эпейрогеническая складчатость разных порядков обладает непрерывностью распространения в пределах областей горообразования и длительностью формирования. Но в отличие от платформенных областей здесь она характеризуется линейностью и проявляется значительно более интенсивно и контрастно. А в отличие от геосинклинальных областей складчатость в областях горообразования происходит на фоне общего поднятия. В этих условиях, в условиях «орократического» развития, повсеместно наблюдается расширение растущих горных поднятий за счет местных областей опускания. Площади областей размыва растут за счет площадей седиментации.

В антиклинориях горных хребтов эпейрогенез проявляется в виде конэрозионной складчатости, в синклинориях межгорных и предгорных впадин — в виде конседиментационной складчатости.

В поднятиях горных хребтов в первую очередь сносится покров несцементированных молодых осадков и обнажается подстилающий их фундамент — кристаллическое или складчатое основание. Последнее свойственно главным образом эпиплатформенным областям горообразования. Развитые здесь складки были удачно названы Э. Арганом [3] складками основания (plis de fond). Под складками основания Э. Арган понимает складки среднего или большого радиуса, возникшие в старом складчатом остове (в основании) вне зависимости от индивидуального возрождения древних складок, являющихся пассивными элементами в строении складки основания.

Складки основания характеризуются изгибом поверхности основания вместе с несогласно лежащим на нем покровом осадков, если он существует. В некоторых случаях покров осадков может и отсутствовать, в других — основание может не выходить на поверхность и складку рисуют лишь изогнутые слои покрова. Складки основания могут осложняться разрывами, но это деталь в процессе образования складок, которая не мешает этой складчатости продолжаться.

Следует подчеркнуть, что в понимании Э. Аргана складки основания представляют собой изгиб фундамента вместе с лежащим на его денудированной поверхности покровом осадков, а не внутренние складки в основании, как это иногда трактуется.

Складки основания образуют виргации первого, второго и, добавим, третьего рода, характерные для всех областей горообразования, как современных, так и древних (рис. 56). Складки основания имеют разную величину и могут быть подразделены на складки разных порядков. Так, на Тянь-Шане, где, как и во всех современных орогенических областях, складки основания выражены в рельефе, наиболее крупные антиклинории охватывают системы хребтов и, протягиваясь на сотни километров в длину,

достигают 60—150 км в ширину и 5—7 км в высоту. Антиклинории осложнены складками второго порядка, образующими отдельные хребты длиной около 100, шириной 15—20 и относительной высотой 1—2 км. Далее идут более мелкие складки вплоть до измеряемых первыми километрами в длину и десятками метров в ширину и в высоту. Также изменчивы складки и разрывы во впадинах.

Эпигеосинклинальным областям горообразования свойственна того же типа складчатость, хотя термин «складки основания» здесь и не применяется, так как древнее основание обычно глубоко скрыто под толщей геосинклинальных отложений. Однако и здесь развиты выраженные в рельефе линейно вытянутые крупные эпейрогенические складки, осложненные более мелкими складчатыми формами и разрывами, характеризующиеся длительностью своего развития.

В современных областях горообразования отдельные складки получают выражение в рельефе в разное время, но формирование их (тоже разновременное) началось зачастую раньше эпохи новейшей тектоники.

Хребты и впадины областей горообразования не являются простым выражением в рельефе тектонической структуры в ее неизменном виде. Антиклинальные поднятия хребтов глубоко расчленены и изменены деятельностью рек, временных потоков и ледников. Синклинальные прогибы впадин заполнены молодыми осадками. Только используя все данные геологического и геоморфологического анализа, можно восстановить характер складок, построивших хребты и впадины современных областей горообразования.

Принято считать, что к началу орогенеза существовала более или менее выровненная поверхность. В областях эпиплатформенного горообразования эта поверхность представляла собой пенеплен, местами с корой выветривания, местами с покровом маломощных платформенных континентальных или морских отложений. В областях эпигеосинклинального горообразования «исходная поверхность выравнивания» [116, с. 201] относится В. Е. Хаиным к «третьей стадии геосинклинального цикла».

Последующие горообразовательные движения превратили часть выровненной поверхности в горные хребты, часть в межгорные и предгорные впадины. Изгибы и расколы этой поверхности получили выражение в рельефе в виде складок первичного тектоге-

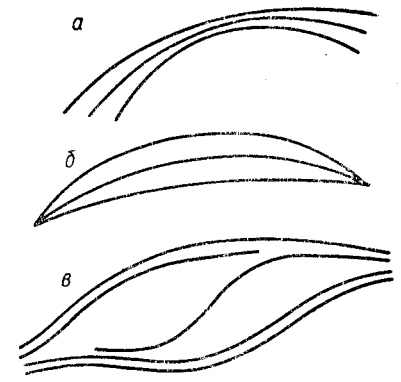


Рис. 56. Схема виргаций первого (а), второго (б) и третьего (в) рода.

неза. Некоторые из этих складок формировались и ранее, и развитие их происходило унаследованно (консеквентно). Но ранее рост этих складок происходил настолько медленно, что они выравнивались денудационными процессами и рельеф оставался равнинным. Только с тех пор как интенсивность тектонических процессов стала больше интенсивности процессов денудационных, т. е. только тогда, когда наступил орогенический режим, наклоны и расколы структурных форм получили выражение в рельефе.

Вот почему современные области горообразования дают нам наиболее полные данные об орогенической структуре и об орогеническом режиме. Последнее связано с тем, что наряду с дислокациями исходной поверхности выравнивания в процессе горообразования формируются в ряде случаев более молодые полигенетические поверхности, частью аккумулятивные, частью денудационные. Так, например, на Кавказе выделяются проникающие далеко в горы акчагыльская, апшеронская и другие поверхности, а также поверхности фаунистически охарактеризованных морских и речных террас. Благодаря изучению разновозрастных поверхностей, уступов, террас, врезов и т. п. Н. П. Костенко [45] выделены этапы развития хребтов Средней Азии.

Наряду с формами первичного тектогенеза широкое распространение в орогенических областях имеют формы вторичного тектогенеза. Для них можно использовать термин Э. Аргана покровная складчатость, который охватывает разнообразные явления вторичного тектогенеза, направленные на восстановление гравитационного равновесия в земной коре и на ее поверхности.

В общем смысле все эти явления рассматривались уже в гл. IV.

Будучи вызвана энергичным и дифференцированным первичным тектогенезом, характерным для областей горообразования, гравитационная тектоника имеет здесь широкое (хотя и не повсеместное) распространение. Она является антагонистом первичного тектогенеза и в конечном итоге ведет к уничтожению растущих горных поднятий.

В этом же направлении действуют и денудационные процессы, проявляющиеся в горах гораздо энергичнее, чем на равнинах. Горы расчленяются речной эрозией, а затем и ледниковой экзарацией.

Вследствие всех этих явлений материал перемещается из областей горных поднятий во внутригорные, межгорные и предгорные впадины. Здесь происходит аккумуляция осадков, состав и мощность которых отражают общее развитие орогенического процесса.

В начальных этапах развития областей горообразования орогенические формации достаточно тесно связаны с подстилающими их геосинклинальными или платформенными отложениями. Седиментация происходит в мелководных морских или континентальных, иногда пересыхающих бассейнах или на равнинной поверхности суши. Размываемые поднятия представляют собой островные

или полуостровные участки низкогорий, почти равнин, дающие еще мало обломочного материала. Только постепенно участки аккумуляции вырисовываются в виде межгорных и предгорных впадин и становятся изолированными или полуизолированными бассейнами, разобщенно расположенными среди растущих гор.

Нижние горизонты орогенических формаций представлены обычно в основном мелкообломочными породами. В случае накопления в аридных субаэральных условиях или в условиях жаркого сезонного климата они окрашены в красные тона. Иногда они содержат мощные соленосные и гипсоносные толщи. Вверх по разрезу глинистые толщи сменяются переслаивающимися алевролитами, песчаниками и галечниками. Грубые осадки внедряются в разрезы орогенических толщ сначала лишь на окраинах впадин, а затем последовательно захватывают все большие пространства, перемещаясь к их внутренним частям. В то же время окраины впадин, втягиваясь в поднятия, превращаются в предгорья.

Разрастание поднятий происходит в связи с общим подъемом областей горообразования. Благодаря этому прогибания впадин не только компенсируются все увеличивающимся поступлением обломочного материала, но «перекомпенсируются» им. Интенсивность седиментации во впадинах оказывается больше интенсивности тектонического прогибания ( $c > -l$ ). Отсюда макрокластогенный, регрессивный разрез осадков, выполняющих межгорные и предгорные впадины областей горообразования. Примером может служить Ферганская межгорная впадина. Здесь на выровненной поверхности древнего складчатого основания еще до начала новейшего орогенического этапа накапливались мезозойские и нижнекайнозойские отложения. Разрез их венчался мелководными эпиконтинентальными морскими слоями эоценового возраста. В настоящее время эти слои вместе с подстилающей толщей и поверхностью субстрата дислоцированы и в центральных частях Ферганы опущены на глубины до 4000 м ниже уровня моря. В то же время хребты, окружающие Ферганскую впадину, вместе с сохранившимися на них древними поверхностями выравнивания, а местами и с эоценовыми слоями, подняты и в прилегающих горах достигают высот свыше 5000 м. А современная дневная поверхность Ферганской впадины имеет абсолютные высоты от +500 (в наиболее низких участках) до +2000 м (в предгорьях).

Таким образом, несмотря на большую амплитуду новейших дифференцированных тектонических движений и продолжающееся и ныне опускание Ферганской впадины, поверхность ее находится на высотах, значительно превышающих уровень моря. Это объясняется тем, что даже столь энергичное прогибание Ферганы оказывается недостаточным, для того чтобы вместить отложения, поступающие во впадину в результате разрушения еще более энергично растущих гор. (Количество материалов, выносимых из

Ферганы р. Сырдарьей, сравнительно ничтожно). Кроме того, повышение поверхности впадины вместе со слагающими ее осадками к подножью гор связано с тем, что в результате общего поднятия региона окраины синклинория впадины постепенно втягиваются в поднятие антиклинорисв, обрамляющих ее горных хребтов.

Все это характеризует орокатический режим горообразования [93].

Реки, спускающиеся с гор, врезаются в мощные толщи пород, накопившихся и накапливающихся у подножья гор. Толщи эти состоят главным образом из отложений конусов выноса временных потоков, огромных осыпей, обвалов и т. п., а также из оползших и внедренных сюда пород в процессе гравитационного тектогенеза. В результате окраины впадины превращаются из области современной аккумуляции в область размыва — предгорья. А прорезающие их реки несут свои осадки дальше — в центральные равнинные аккумулятивные области синклинория.

Но не только накопление обломочного материала на окраине впадины превращает эти окраины в области размыва. Формирование гряд предгорий происходит благодаря росту складок второго порядка в синклинориях впадин. По мере роста всего горного сооружения, общего роста орогена складки второго порядка в пределах прогибающегося синклинория впадин получают выражение в рельефе и сперва антиклинальные, а затем и синклинальные их части выступают последовательно на окраине впадин над поверхностью аккумуляции выполняющих ее пород. Консидиментационные антиклиналы областей общей седиментации превращаются, таким образом, в конденудационные, а затем и в выраженные в рельефе впадин — конэрозионные складки.

Образование предгорий как областей размыва на месте области недавней аккумуляции ни в коем случае не является примером частной инверсии тектонического режима.

Последовательное появление антиклинальных зон размыва и смещение зон аккумуляции к центру впадины хорошо рисуется миграцией сухих дельт Ферганы (рис. 57).

Этот пример, как и вся Ферганская впадина, доказывает, что подобные ей структуры не могут рассматриваться как крупные грабены. При размыве внутренних частей грабена наиболее древние толщи покровных отложений выходили бы в наиболее низкой (глубоко размытой) средней его части. В складчатой структуре синклинория понятны выходы наиболее древних осадков по окраинам впадины — в предгорьях. Отсутствие предгорий, наблюдающееся местами в межгорных и предгорных впадинах, связано с наличием крупных разрывных дислокаций, отделяющих их от гор.

Общее поднятие орогенических областей, развитие общих и частных структурных форм, направленность и интенсивность этого развития и все условия осадконакопления в данной гео-

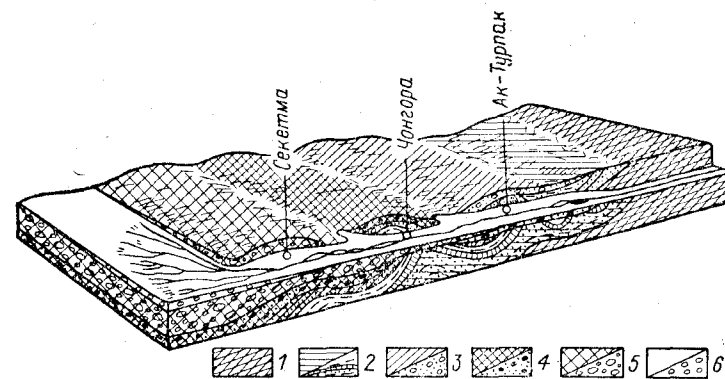


Рис. 57. Схема последовательного размыва длительно формирующихся складок и аккумуляции конгломератов мигрирующей к северу сухой дельты р. Соха.  
1 — палеозойское основание; 2 — меловые, палеогеновые и неогеновые отложения; 3—6 — галечники и конгломераты различных стадий развития дельты р. Соха.

структурной и климатической зоне отражаются в строении орогенических формаций. Наиболее характерной для областей горообразования формацией являются молассы [94]. Это толщи обломочных пород макрокластогенного строения, величина обломочного материала в которых закономерно увеличивается, во-первых, по мере приближения к областям размыва — к горам и, во-вторых, снизу вверх по разрезу. В то же время в ряде случаев наблюдается ритмичность в строении моласс. Более грубые плохо сортированные породы — галечники и пуддинги снизу вверх постепенно сменяются в каждом ритме менее грубыми породами — обычно мергелями. Для последних характерна мусорность (плохая сортировка песчано-алеврито-глинистого материала) и округло-скорлуповатая отдельность. По резкой границе мергели сменяются грубой частью следующего выше залегающего ритма. Вышележащие ритмы в общем разрезе моласс становятся все более грубыми. Для моласс областей современного горообразования, расположенных в жарком или теплом климате, характерен красный, красно-бурый или розовый цвет нижних частей разреза, переходящий в палевый, желто-серый и серый в верхних горизонтах.

Приведенная характеристика современных моласс, в том числе и их красноцветность, свойственны очень похожим друг на друга эпиплатформенным и эпигеосинклинальным молассам, а также древним молассам Урала, Западной Европы, Северной Америки и других областей горообразования.

Помимо моласс к осадочным орогеническим формациям относятся некоторые угленосные отложения, образующиеся у подножья гор в условиях гумидного климата. Особняком стоят морские и озерные отложения, а также толщи эвапоритов. Специфи-

ческий комплекс горноледниковых отложений свойствен главным образом высокогорьям. Вулканогенные отложения развиты не во всех орогенических областях.

В современных эпигеосинклинальных областях известны и плутонизм, и вулканические извержения. Проявления интрузивного магматизма наблюдаются редко. Но это может быть связано с недостаточно глубоким эрозионным срезом и расчленением областей горообразования. Примером новейших гранитоидных интрузий на Кавказе могут служить субвулканические и экструзивные массивы Пятигорья и Нахичевани [63]. Гораздо шире известны следы вулканической деятельности. В эпигеосинклинальных орогенических областях они представлены излияниями пород среднего и кислого состава, реже базальтами и могут быть отнесены к порфириковой или к базальт-андезит-липаритовой группе формаций [64]. Распределение их как во времени, так и в пространстве очень неравномерно.

Для Кавказа Е. Е. Милановский выделяет фазы и подфазы вулканизма, специфичные для отдельных горных областей и районов. Со временем субаэральные извержения становятся все более основными. Наряду с широтными поясами вулканизма Е. Е. Милановский выделяет Транскавказскую зону поперечных поднятий, которая находит свое продолжение в Аравии и Восточной Африке и является продолжением Африкано-Аравийского рифтового пояса [61, 62].

В эпиплатформенных орогенических областях новейший магматизм развит менее широко. В некоторых случаях он представлен здесь щелочной магмой, главным образом основной, как в виде вулканических излияний, так и в виде редких интрузий. Но часто в эпиплатформенных орогенах вулканизм вообще не проявляется. Примером может служить наиболее характерный ороген такого рода — Тянь-Шань. Отсутствие проявлений вулканизма в эпоху горообразования на Тянь-Шане В. А. Николаев (1928) связывал с тем, что Тянь-Шань в это время испытывал общее сжатие. Следует отметить, что в разных участках Тянь-Шаня известны выходы базальтов. Однако они залегают не в орогеническом комплексе, а в подстилающих его палеогеновых или верхнемеловых отложениях. Эта эпоха предшествовала орогенезу Тянь-Шаня и отличалась здесь наиболее спокойным платформенным развитием.

Выравнивание и уничтожение всех предшествовавших неровностей в верхнем мелу и палеогене указывается для многих регионов. По-видимому, в результате выравнивания были уничтожены поднятые в мезозое хребты Монголо-Охотского пояса. Лишь сохранившиеся межгорные впадины (рис. 55) свидетельствуют о бывшей здесь области эпиплатформенного горообразования. Впадины Монголо-Охотского пояса выполнены обычно грубообломочными молассовидными или угленосными формациями с подчиненными им или доминирующими вулканогенными образова-

ниями. Мощность мезозойских отложений достигает 3—5 до 7 км. Отложения эти смяты в пологие эпейрогенические складки, осложненные конседиментационными разрывами и гравитационными дислокациями. В процессе развития рассматриваемой складчатости во впадинах и в разделяющих их поднятиях происходили внедрения гранитоидных интрузий.

О генезисе впадин Монголо-Охотского пояса высказывались разные представления. Сейчас уже почти никто не отстаивает их геосинклинальное происхождение. М. С. Нагибина (1963) считает, что Монголо-Охотский пояс, так же как весьма сходные с ним Яньшанский и Катазиатский пояса восточного Китая, относятся к особому типу структур земной коры — к структурам «ревивации», которые не возникали в другие геологические эпохи и на других территориях. Китайские, а вслед за ними и некоторые советские геологи называют подобные структуры «дива». В «Тектонике Евразии» [109] они получили название «впадин тихоокеанского типа».

Мы остановились на впадинах Монголо-Охотского пояса, потому что, как и многие тектонисты [116 и др.], считаем, что они представляют собой область эпиплатформенного орогенеза. Вопреки существовавшим и существующим мнениям эта область показывает, что эпиплатформенный орогенез является режимом, существовавшим не только в эпоху новейшей тектоники (N+Q), но и в мезозое. О более древних его проявлениях, вплоть до протерозойских, говорилось в начале этой главы.

Мы знаем, что рассматриваемые области континентального горообразования могут появляться на разной предшествовавшей им основе — на месте геосинклиналей или материковых платформ. По-видимому, они могут представлять собой и области растяжения, и области сжатия земной коры. В них так или иначе может проявляться (иногда очень сильно) вулканизм. А может и не проявляться. Но всегда это мобильные области. Всегда с ними связаны сейсмические явления. Не такие глубокофокусные, как в геосинклинальных областях, но несравнимо более сильные и частые, чем на платформах. Областям горообразования свойственна максимальная толщина земной коры (от 40 до 80 км), состоящей из осадочной, гранитной и базальтовой оболочек, и значительная дифференциация магнитных и гравитационных полей. Это всегда области общего интенсивного, дифференцированного поднятия и горного рельефа. Именно интенсивность и общая направленность тектонических движений положены в основу разделения геоструктурных областей и режимов.

Однако степень подвижности орогенических областей весьма изменчива. В зависимости от степени интенсивности и контрастности новейших тектонических движений выделяются следующие 4 группы областей новейшего горообразования.

1. Группа областей весьма интенсивного горообразования с абсолютными высотами до 5—7 км и более, с амплитудой новей-

ших движений до 10—12 км и с суммарными градиентами движений за новейший этап до 200 м и более на 1 км (примеры — Кавказ, Тянь-Шань).

2. Группа областей интенсивного горообразования с абсолютными высотами до 3—5 км, с амплитудой новейших движений до 3—5 км и градиентами до 100 м на 1 км (пример — Алтай).

3. Группа областей горообразования умеренной интенсивности с абсолютными высотами до 2—3 км, с амплитудой новейших движений до 2—3 км и с градиентами до 50 м на 1 км (пример — Верхоянский хребет).

4. Группа областей слабого горообразования с абсолютными высотами до 1—2 км, с амплитудой новейших движений до 1 км и с градиентами до 25 м на 1 км (примеры — Урал, Енисейский кряж).

Внутри каждой из групп могут быть выделены области или даже части областей, развитые в зоне альпийской или более ранней складчатости. В первом случае рассматриваемая область или часть ее является эпигеосинклинальным орогенном, во втором — эпиплатформенным. Так, например, весь Тянь-Шань является эпиплатформенным орогенном, а Кавказ в большей своей части эпигеосинклинальным. Однако так называемая моноклинал северного склона главного Кавказского хребта, представляющая собой часть Скифской платформы, втянутой в интенсивное поднятие лишь в эпоху новейшей тектоники, является эпиплатформенной.

Особое положение среди выделенных областей занимают области слабого горообразования. Они располагаются внутри современных платформенных областей и являются внутриплатформенными (интракратонными) горами.

Общие особенности областей горообразования в целом сведены в табл. 2. Особенности, характеризующие каждую из выделенных групп областей горообразования, приводятся в статье С. С. Шульца [2, с. 40—41].

Области современного материкового горообразования обладают рядом общих черт, отличающих их от всех остальных геоструктурных областей Земли. По-видимому, они характеризуют особенности подобных областей и в предшествовавшие этапы развития земной коры.

**Океанические области горообразования.** Подводные океанические хребты или океанические орогенные пояса [116] представляют собой огромные поднятия вдоль Атлантического, Индийского, Тихого и Северного Ледовитого океанов и достигают общей протяженности свыше 70 000 км.

Большей частью подводные океанические хребты называют срединно-океаническими хребтами. Но это название полностью приложимо лишь к Атлантическому хребту. Индийский хребет дает отрог на север в виде хребтов Карлсберг и Шеба, вклинивающегося в Аденский залив. Тихоокеанский хребет в южной части смещен на восток, а в северной Калифорнии смыкается

с континентом Северной Америки. В Северном Ледовитом океане хр. Гаккеля причленяется на востоке к подводной окраине Азии. Вместе с тем океанические хребты в целом имеют тенденцию концентрически обнимать континенты.

Ширина поднятий подводных океанических хребтов достигает нескольких сотен, до 2000—3000 м. Высота их относительно окружающей области океанического дна достигает 1—3 км и более. На фоне общего «сводовобразного» поднятия вырисовываются многочисленные продольно вытянутые сравнительно короткие гряды или хребты второго порядка. Относительная высота их достигает 1 км. Гряды разделены выклинивающимися впадинами шириной 5—15 км. Отдельные вулканические вершины океанических хребтов поднимаются над уровнем океана в виде островов.

Имеющиеся в настоящее время данные о строении океанических хребтов позволяют считать, что многие черты рельефа их напоминают рельеф современных горных хребтов континентов [83, 116]. В большинстве случаев близ осевой части океанических хребтов протягивается рифтовая впадина — океанический рифт шириной до 35—50 км. Отдельные части рифтовых впадин по простиранию смещены друг относительно друга и располагаются кулисообразно. Большинство исследователей считает, что смещения рифтов, а также второстепенных впадин и гряд океанических хребтов обусловлены подвижками по поперечным, так называемым трансформным разломам. Глубина рифтовых впадин достигает 2—3 км.

Данные драгирования и результаты бурения на склонах продольных впадин и поперечных разломов экваториальной части Атлантического хребта показали, что он сложен двумя комплексами пород [83]. Нижний комплекс представлен дислоцированными и метаморфизованными породами разного возраста, включая породы, характерные для альпинотипной офиолитовой ассоциации. Верхний комплекс состоит из неметаморфизованных вулканических и осадочных пород (толеитовых базальтов и пелагических карбонатных осадков), а также из олистостром. Эти последние образуются, как известно, в условиях сильно расчлененного тектонического рельефа и представляют собой осадочную обвално осыпную массу. Формированию олистостром могли способствовать свойственные мобильным областям землетрясения. Возраст верхнего комплекса, слагающего океанические хребты, как и возраст самих хребтов, неоген-четвертичный.

В тектоническом отношении рифты рисуются как узкие, нередко ступенчатые, ограниченные нормальными сбросами грабены и рассматриваются как зоны растяжения земной коры. Рифтам свойственны повышенная сейсмичность с неглубоким (до 40 км) заложением гипоцентров, современный вулканизм очень разного масштаба и повышенный тепловой поток. По геофизическим данным земная кора здесь несколько утонена. С приближением к рифтовой части хребта обычный океанический слой (со

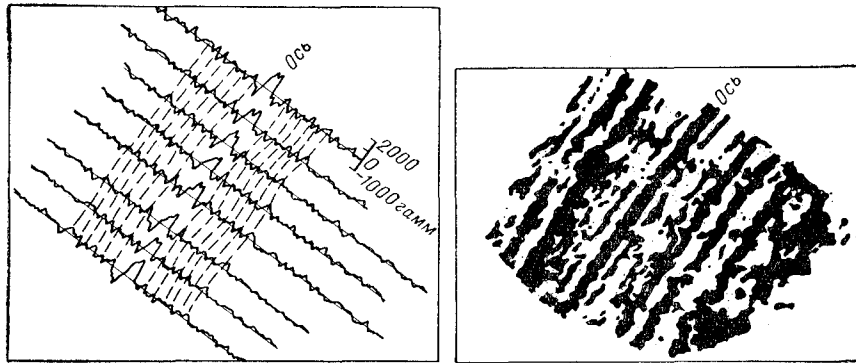


Рис. 58. Полосовидное магнитное поле океанической рифтовой зоны подводного хр. Рейкьянес (W. H. Freeman, 1973).

скоростью продольных сейсмических волн 6,7 км/сек) исчезает, а развиты слои: сверху со скоростью волн 5,0 (мощностью около 5,5 км), а внизу — 7,2—7,6 км/сек.

Рифтовые зоны океанов характеризуются приуроченными к ним контрастным полосовидным, билатерально симметричным относительно оси рифтовой зоны, магнитным полем (рис. 58). Согласно гипотезе Ф. Вайна и Д. Мэтьюза (1963), образование полосовидного магнитного поля связано с последовательным внедрением в узкой, но непрерывно раскрывающейся зоне рифта все новых порций базальтов. Остывая, базальты приобретают прямую или обратную намагниченность в условиях регулярной инверсии магнитного поля Земли. Карта осей магнитных аномалий представляет собой карту изохрон возраста океанического дна.

Раскрытие рифтов и растекание («спрединг») океанического дна легли в основу «тектоники плит», или новой глобальной тектоники (гл. VIII), по-разному оцениваемой как советскими, так и зарубежными геологами. Большинство исследователей считает, что рифтовые зоны океанов, изучение которых началось лишь в шестидесятых годах нашего столетия, являются аналогами континентальных рифтов, большей частью с ними непосредственно связанных по простиранию. Так, например, рифты Индо-Аравийского океанического хребта структурно связаны с продолжающей их на континенте Африкано-Аравийской рифтовой системой. Такое же строение имеют и континентальные рифты (например, Байкальский), не связанные непосредственно с океаническими. Однако полосовое магнитное поле над ними не наблюдается. Сравнительная геологическая характеристика рифтовых зон континентов дана недавно в работе Е. Е. Милановского [62].

Континентальные и океанические рифты, по мнению Е. Е. Милановского, являются единым типом структур, выражающим процессы растяжения на поверхности Земли. Континентальные

рифты также представлены глубокими грабенами или серией грабенов, ограниченных нормальными сбросами. Опускание дна грабенов не компенсируется осадконакоплением ( $-t > c$ ) и они выражены в рельефе в виде глубоких впадин. Большой частью континентальные рифты обрамляются поднятиями, осложненными иногда вторичными грабенами. «Отношение объемов этих поднятий и рифтовых впадин отражает соотношение масштабов вздымания и растяжения в той или иной рифтовой зоне» [62, с. 10]. Так же как и океанические, рифтовые зоны континентов обладают повышенной сейсмичностью с неглубокими (до 40—50 км) очагами землетрясений, повышенным тепловым потоком и часто современным вулканизмом. Возраст современных рифтовых зон неоген-четвертичный. Они также обладают утоненной земной корой и очагами коро-мантийной смеси («подушками» или линзами разуплотненного мантийного вещества). В отличие от океанических рифтовых зон континентальные не вытянуты в виде полос простиранию, а состоят из различно ориентированных участков и разветвлений, которые в целом образуют более или менее изометричные зоны.

О развитии рифтовых зон существуют разные представления. Рифты могут возникнуть и на океанической, и на континентальной коре, и предыстория рифтовых зон может быть различной. Но сам процесс рифтогенеза, несомненно, характеризуется интенсивными дифференцированными тектоническими движениями и может рассматриваться только как режим мобильных областей.

С нашей точки зрения, это не геосинклинальный режим (и не стадия развития геосинклинали) [35], а режим подвижной зоны с общей относительной тенденцией к поднятию. Согласно принятой нами классификации, в основу которой положены интенсивность и общая направленность дифференцированных движений (табл. 2), все рифтовые зоны должны быть отнесены к орогеническим областям. Это не значит, что они не имеют своих особенностей. Океанические орогены отличаются и от эпигеосинклинальных, и от эпиплатформенных областей горообразования. Все они в то же время объединяются в одну геоструктурную область по указанным выше 2 основным признакам.

Все рифтовые пояса и зоны, как развитые в пределах океанов, так и развитые в пределах материков, так же как и все современные области горообразования, созданы, вернее, получили выражение в рельефе в эпоху новейших тектонических движений. На обзорных картах новейшей тектоники на фоне условного обозначения океанических хребтов или областей наземного горообразования той или иной интенсивности рифтовые впадины (грабены) следует выделить особым знаком.

Некоторые исследователи считают, что рифты являются новообразованиями в структуре земной коры, что они свойственны только эпохе новейшей тектоники или только мезо-кайнозою. Такое же мнение высказывалось и относительно так называемых



зон активизации или областей эпиплатформенного горообразования.

Современные области горообразования и современные рифтовые пояса и зоны выделяются в результате новейшей тектоники. Но и ранее, в палеозое и, по-видимому, в протерозое, происходило формирование структур подобного типа.

Как и большинство современных исследователей, я считаю, что остатками древних рифтовых зон являются авлакогены. Эти глубочайшие (до 5—10 км), узкие, вытянутые на многие сотни километров грабены, выявленные бурением во всех частях света, в частности на Восточно-Европейской платформе, хорошо изучены и описаны. Примером авлакогена, послужившим прототипом подобной формы, является Пачелмский прогиб. Этот глубочайший грабен пересекал в верхнем протерозое древний Сарматский щит. Выполняющие его рифейские и вендские отложения мощностью до 2000 м состоят из фациально изменчивых, плохо сортированных песчаников с прослоями конгломератов, аргиллитов и карбонатных пород, свидетельствующих не только о глубоком опускании Пачелмского прогиба, но и о быстром росте пересекаемого им сводового поднятия. Процесс прогибания Пачелмского авлакогена Н. С. Шатский связывал с очагами уплотнения в мантии Земли. Линейность же очертаний прогиба обусловлена «существованием планетарной сети разломов, являющихся как бы основой или, так сказать, каркасом, которому подчиняются все последующие деформации в земной коре» [118, т. II, с. 542].

На Сарматском своде в среднем палеозое, возможно, вдоль более древнего шва образовался и другой, более протяженный Днепровско-Донецкий авлакоген, разделивший щит на 2 продолжающих свой рост поднятия — Украинский щит и Воронежскую антеклизу. По-видимому, Пачелмский и Днепровско-Донецкий, так же как и многочисленные другие авлакогены, сохранившиеся в виде глубоких борозд, могут рассматриваться как древние рифты.

Формирующиеся в процессе образования современных континентальных рифтов обширные выпуклые поднятия, с растяжением сводов которых некоторые исследователи связывают глубокие расколы, в древних рифтовых зонах — в авлакогенах уничтожены последующими процессами денудации.

### Материковые платформы

Материковые платформы выделяются как относительно стабильные геоструктурные области с общей тенденцией к поднятию. Поднятия материковых платформ происходят не относительно эфемерной высоты уровня моря, а относительно уровня дна океанов, относительно поверхности океанических платформ. В настоящее время среднее превышение материковых платформ над океаническими платформами определяется в 4500—5000 м. В то же

время относительная высота большей части поверхности платформ в процессе их развития остается близкой к уровню моря. Поэтому колебания морского уровня сказываются на обширных площадях материковых платформ, то заливаемых морскими водами, то превращающимися в низменную сушу.

Говоря об общем поднятии платформ, не следует думать, что они поднимаются как несгибаемое монолитное целое. Отдельные участки платформ испытывают прогибание, и в них происходит накопление более или менее мощных континентальных или морских отложений. В некоторые этапы развития платформ, во время крупнейших трансгрессий, большая часть платформ оказывается ниже уровня моря. Только щиты почти неизменно представляют собой области континентальной денудации, а большей частью и пенепленизации.

Понятие «платформа» возникло из представлений Э. Ога, противопоставлявшего геосинклиналям континентальные площади. Э. Зюсс складчатым областям противопоставлял плиты (Taffel). Последний термин был переведен на французский язык как платформа (platform), откуда он и вошел в русскую терминологию.

А. Д. Архангельский характеризовал платформы малой скоростью и амплитудой тектонических движений, равнинным рельефом, двухъярусностью строения (наличием фундамента и несогласно лежащего на его размытой поверхности чехла), слабым магматизмом и метаморфизмом и своим комплексом полезных ископаемых. Н. С. Шатский более подробно характеризует основные структурные элементы платформ. Самыми крупными единицами здесь являются щиты и плиты. Щиты представляют собой крупнейшие поднятия с выходом на поверхность фундамента платформы, не покрытого или почти не покрытого отложениями платформенного чехла. Плиты в противоположность щитам представляют собой части платформ относительно опущенные. Фундамент платформ покрыт на плитах осадочным чехлом той или иной мощности. Структурами второго порядка являются синеклизы и антеклизы. Синеклизы представляют собой огромные прогибы, достигающие длины более тысячи и ширины в сотни и даже тысячи километров. Они обладают синклинальным геологическим строением. Более молодые отложения выходят во внутренних частях синеклиз, более древние слагают их окраины. Н. С. Шатский указывает, что крупные синеклизы благодаря ничтожному (до 10 км) прогибанию их, уступающему кривизне земного шара, в геометрическом отношении могут не представлять собой прогиба, а выполняющий их осадочный чехол может иметь форму выпукло-выгнутой или выпукло-плоской линзы. Углы падения в синеклизах обычно столь малы, что не улавливаются горным компасом. Поэтому падения горных пород определяются не углами, а количеством метров (3—5) на 1 км.

Антагонистами синеклиз являются антеклизы. Они представляют собой столь же пологие поднятия, покрытые менее мощ-

ным, чем в синеклизах, осадочным чехлом. Изменение мощностей и фациальных особенностей осадочного чехла на синеклизах и антеклизах с выпадением некоторых толщ или горизонтов к сводам антеклиз показывает, что эти крупнейшие структуры имели длительное конседиментационное развитие.

По окраинам платформ, на границе их с другими геоструктурными областями, протягиваются краевые (предгорные) прогибы и швы. Первые развиты там, где к границе подходят пониженные участки плит, вторые — там, где подходит щит. Области длительного опускания окраины платформы выделяются как перикратонные прогибы (Е. В. Павловский).

Боле мелкие структурные формы платформенных областей определяются как прогибы, массивы, впадины, поднятия, валы, плакантиклиналы, флексуры, разломы, швы, авлакогены и т. п.

Одна из первых классификаций платформенных структур и их терминологии у нас была предложена в 1945 г. Н. С. Шатским [118, т. II]. В 1963 г. решением специального совещания в Нефтяном институте (ВНИГРИ) была принята более полная классификация [98]. В основу этой морфологической классификации положен размер структур и их форма. Наряду с общими классификациями, рассмотренными в гл. V, эта классификация, разработанная для платформенных структур, имеет широкое распространение и представляет несомненный интерес. В несколько сокращенном виде она приводится в табл. 3. (Не останавливаясь на ее критическом рассмотрении, необходимо указать, что отнесение «кряжей» и перикратонных опусканий к региональным структурам не может быть принято, тем более что «кряжи» должны быть отнесены не к платформам, а к областям слабого горообразования).

Как указывалось выше, платформенные области обладают двухъярусным строением. Нижний ярус — фундамент (основание) сложен сильно дислоцированными или массивнокристаллическими породами бывшей здесь ранее мобильной зоны. Верхний ярус — платформенный чехол (покров) сложен в основном осадочными континентальными или мелководно-морскими отложениями. Они залегают большей частью относительно спокойно, несогласно на размытой поверхности фундамента.

В некоторых случаях в осадочном чехле выделяют 2 яруса. Нижний ярус имеет спорадическое распространение. Он не представляет собой типически платформенных отложений. На древних платформах к нему могут быть отнесены отложения авлакогенов [118, т. II], а на молодых платформах — отложения прогибов типа Челябинского грабена, который выделен Б. А. Петрушевским [88] в качестве «приразломного прогиба», выполненного мощными триасовыми и юрскими терригеновыми толщами с прослоями бурых углей, а также чуждые платформенному режиму обломочные и вулканогенные отложения, залегающие на фундаменте платформ не в узких грабенах, а на значительных площадях. Примерами для эпигерцинской Западно-Сибирской и для Туран-

ской плит могут служить триасовые вулканогенно-осадочные отложения, для эпикаледонской платформы Центрального Казахстана — ниже- и среднедевонские молассы. Все эти отложения так называемого нижнего яруса платформенного чехла или «переходного комплекса» отражают, с нашей точки зрения, не платформенный, а орогенный режим.

Верхний ярус осадочного чехла, или просто платформенный чехол, целиком перекрывает плиты молодых и древних платформ и своими мощностями, фациями, формациями и структурными особенностями характеризует платформенный режим. В платформенном чехле тоже иногда выделяют ярусы или этажи, но уже в другом смысле. Они соответствуют последовательным этапам развития платформ и отражаются в циклическом строении осадочного чехла. Чем древнее платформа, тем больше циклов выделяется в ее чехле. Циклы эти (байкальский, каледонский, герцинский, альпийский) с некоторым запаздыванием соответствуют подобным циклам развития в соседних мобильных областях [4]. Каждый цикл характеризуется сходным набором платформенных формаций. На границе циклов происходит регрессия, почти общее осушение и континентальное выравнивание платформы. На размытую ее поверхность с географическим несогласием ложится базальная, лагунно-континентальная формация. Затем в связи с морской трансгрессией отлагается нижняя морская терригенная формация. Средняя часть цикла, знаменующая наиболее спокойную эпоху развития платформы, представлена платформенной карбонатной или терригенной формацией. Во второй половине цикла отлагаются верхняя, регрессивная морская терригенная и карбонатно-терригенная формация, и эвапоритово-красноцветная (в аридном климате) или паралическая угленосная (в гумидном климате) формации. Венчается цикл континентальными отложениями, размывом, уничтожающим иногда верхнюю регрессивную часть разреза, и формированием кор выветривания.

План строения платформы несколько изменяется от цикла к циклу. Как это отметил А. П. Карпинский [39], очертания морей, заливавших Восточно-Европейскую платформу, были попеременно параллельны простиранию наиболее активных смежных геосинклинальных областей — Уральской и Кавказской. В. Е. Хаин [116] предложил назвать описываемое явление законом Карпинского.

Рассматривая общую эволюцию распределения мощностей и фаций осадочных отложений континентальных платформ в течение ряда циклов их развития, можно прийти к заключению, что она связана с положением и движениями Земли в мировом пространстве, с общепланетарными явлениями, с крупнейшими трансгрессиями и регрессиями, с местными климатическими условиями и, наконец, с развитием структуры платформ, обладающих весьма консервативными чертами (см. ниже описание Восточно-Европейской платформы).

## Классификация платформенных структур (ВНИГРИ) [98]

Размер	Округлые, изометричные ( $>1:3$ )		Вытянутые линейные ( $<1:3$ )		
Региональные	Щиты Балтийский Центрально-Казахский	Плиты Русская Турано-Скифская Западно-Сибирская	Кряжи Уральский	Перикратонные опускания Западно-Уральское Северо-Кавказско-Копетдагское	
Крупнейшие (надпорядковые) Более 60—100 тыс. км <sup>2</sup> , 50—600×600—1000 км	Антеклизы Волго-Уральская — Р Туркменская — Т. С. Анабарская — С	Синеклизы Московская — Р Амударьинская — Т. С. Нижнеобская — З. С. Тунгусская — С	Гряды Донецко-Алайская — Т. С.	Желоба Мезенско-Вычегодский — Р Северо-Туркменский — Т. С. Колтогорско-Уренгойский — З. С. Авлакогены Большие — Днепровско-Донецкий — Р	
Крупные (I порядка) От 6—10 до 60—100 тыс. км <sup>2</sup> , 50—200×150—500 км	Своды Татарский — Р Центрально-Каракумский — Т. С. Нижнеартовский — З. С. Оленекский — С	Впадины Мелекесская — Р Азово-Кубанская — Т. С. Ханты-Мансийская — З. С. Канско-Тасеевская — С	Крупные валы (мегавалы) Каневско-Березанский — Т. С. Парабельский — Т. С. Хантайско-Рыбинский — С	Сложные валы Сокско-Шешминский — Р Мангышлакский — Т. С. Непский — С	Прогибы Верхнеузбойский — Т. С. Усть-Тымский — З. С. Авлакогены Малые — Пачелмский — Р
Средние (II порядка) От 200 до 6—10 тыс. км <sup>2</sup> , 5—40×40—300 км	Куполовидные поднятия Шкаповское — Р Знаглы-Дарвазинское — Т. С. Межовское — З. С. Горстообразные поднятия Жирновско-Линевское — Р Каганское — Т. С.	Котловины Роментанская — Т. С. Миндерлыкская — З. С. Грабенообразные котловины Карамышская — Р	Валы Краснокамско-Полазненский — Р Старосолдатский — З. С. Жигаловский — С Дизъюнктивные валы Елховско-Боровский — Р Староминско-Павловский — Т. С.	Антиклинальные зоны Турано-Скифская плита	Депрессии Ставропольская — Р Тарско-Муромцевская — З. С. Дизъюнктивные депрессии

Размеры	Округлые, изометричные (>1:3)	
Мелкие (III порядка) (локальные структуры) 0—200 км <sup>2</sup> , 3—20 км	Купола Соколовогорский — Р Кугультинский — Т. С. Березовский — З. С.	Мульды
Мельчайшие (IV порядка) До 20 км <sup>2</sup> , 2—4 км	Применяются термины свободного	
Термины свободного пользования (широкого понимания)	Структура, складка, дислокация, нарушение под горст, флексура	

Примечание. Р — Русская плита; Т. С. — Турано-Скифская плита; З. С. — Зап

Особенностью платформенного режима является ограниченное проявление или почти полное отсутствие глубинного и поверхностного вулканизма. Это связывают обычно со слабой проницаемостью платформ. Однако на некоторых платформах наблюдаются огромные базальтовые покровы (траппы) и габбро-диабазовые пластовые интрузии (силлы). Так, например, на Сибирской платформе в разрезах верхнепермских и нижнетриасовых отложений платобазальты, достигающие суммарной мощности 2 км, развиты на площади, охватывающей около 1 500 000 км<sup>2</sup>. Реже в пределах платформ проявляются мелкие, главным образом щелочные и щелочно-ультраосновные дифференцированные секущие интрузии, например интрузии нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове, а также трубки взрыва (Африка, Сибирская, Восточно-Европейская платформы).

Мощность земной коры в пределах материковых платформ мало изменчива и равна обычно 35—40 км. Платформы обладают спокойными геофизическими полями, небольшими гравитационными аномалиями, большей частью очень слабой сейсмичностью и геотермическими градиентами меньшими, чем в подвижных областях. Все это характеризует материковые платформы как наиболее стабильные области Земли. Стабильность тектонического режима платформ определяет общий характер их равнинного рельефа. Области поднятий здесь выравниваются, области опусканий заполняются осадками. При этом наблюдается очень постепенное изменение мощностей и фаций отложений, слагаю-

Вытянутые линейные (<1:3)		
Брахантиклинали Голошурминская — Р Сердюковская — Т. С. Алясовская — З. С.	—	Брахисинклинали
пользования — вершины и опускания		
нятие, опускание, вершина (свода, брахисинклинали, купола и т. п.), грабен,		

одно-Сибирская плита; С — Сибирская плита.

щих платформенный чехол. Это отражает характер развития структуры платформ. Большая часть платформенных структур создана первичным тектогенезом. Эпейрогеническая складчатость на материковых платформах характеризуется малой интенсивностью и малыми градиентами. Складки в платформенном чехле отражают складки поверхности фундамента, т. е. являются «складками основания». Они развиваются длительно, иногда в течение всего платформенного этапа, причем отдельные ярусы чехла последовательно вступают в складчатость в разное время и в целом залегают все более полого. При этом в различных участках и в разные этапы развития платформ эпейрогеническая складчатость формируется то конседиментационно, компенсируя прогибания, то конденудационно, вызывая срезание и выравнивание поднятий. Площади размыва и аккумуляции то увеличивались, то уменьшались в связи с общими трансгрессиями и регрессиями, а план их изменялся от цикла к циклу. Благодаря этому отдельные горизонты осадочного чехла ложатся в одних случаях на размытую поверхность фундамента, в других — на более древние осадочные породы покрова. Разными горизонтами чехол лежит на разных по возрасту срезах.

Таким образом, современная поверхность фундамента разновозрастна. Но она является границей, отделяющей породы (тоже разновозрастные), отложившиеся в условиях платформенного режима, от резко отличающихся от них пород, свидетельствующих о том, что на месте современной платформы находилась подвижная область интенсивных тектонических движений.

Помимо пологой эпейрогенической складчатости, характеризующей общий план и характер структуры материковых платформ, на некоторых участках их наблюдается и вторичный тектогенез. Он проявляется в основном в областях глубоких прогибов и мощного осадконакопления, при наличии легкоподвижных, пластичных толщ. Так, например, в Прикаспийской синеклизе благодаря развитой здесь толще кунгурских солей складчатость нагнетания вызывает формирование многочисленных соляных куполов. Длительное развитие куполов продолжается в Прикаспийской впадине с перми до настоящего времени.

Кроме складчатости нагнетания для некоторых районов Восточно-Европейской платформы описываются гравитационные складки (В. В. Бронгулеев, 1951).

Наконец, в последнее время глубоким бурением в ряде участков платформы выявлены сильно дислоцированные породы, природа нарушений которых остается спорной. Но в целом для платформенного чехла всех материковых платформ характерна и повсеместно развита лишь пологая эпейрогеническая складчатость первичного тектогенеза.

Возраст платформ определяется временем завершения складчатости фундамента и началом формирования платформенного чехла. Надо сказать, что и тот, и другой признак зачастую трудно точно датировать. Обычно считают, что возраст платформ соответствует концу какой-либо тектонической эпохи, отвечающей крупнейшим ритмам развития структуры земной коры. Соответственно выделяются эпигерцинские\*, эпикаледонские, эпибайкальские, эпикарельские платформы. Однако становление платформ, так же как и завершение эпох складчатости, по-видимому, не следует считать строго синхронным.

По мнению некоторых ученых, «настоящими» платформами являются только древние — докембрийские платформы. Л. Кобер предложил называть их кратонами в отличие от молодых — кратонов. Молодые, фанерозойские, платформы в советской литературе часто называют областями «завершенной складчатости» (Ю. М. Шейнман, 1955).

Процесс платформенного развития и древних, и молодых платформ и те общие характеристики платформенного режима, которые даны были выше, определяются главным образом по строению платформенного чехла.

Внутреннее строение фундамента, обнажающегося на щитах древних платформ, дает возможность судить о самых ранних, доплатформенных, этапах развития земной коры материков. Однако сложность строения, наложение структур разных эпох друг на друга и затруднительность сопоставления разобщенных щитов между собой вызывают очень разные и спорные суждения о характере и древнейшей истории развития земной коры. Ниже для

\* Приставка «эпи» означает «после».

характеристики наиболее древних этапов мы остановимся на данных Е. В. Павловского [79]. По мнению этого ученого, в начале своей истории, в катархее (4,5—4,0 млрд. лет назад), Земля проходила через «лунную стадию развития». Для тектоники этой стадии характерно господство отрицательных округлых вулканотектонических структур типа чаш. Кольцевые структуры этого типа наблюдаются и на Луне, и на Земле, где они до сих пор видны из космоса.

Следом за лунной стадией выделяется нуклеарная стадия (4—2,6 млрд. лет назад) развития базитового фундамента континентов. Мощные излияния основных лав, хемогенные и обломочные породы отлагались в незакономерно ориентированных бассейнах. В конце нуклеарной стадии впервые появляются «беспорядочные стада» гранитных куполов (рис. 59). Появление гранитоидов (3,3—3,5 млрд. лет назад) положило начало образованию «гранитно-метаморфического» слоя земной коры материков. Гранитизация и метаморфизм коры продолжались и в следующий этап развития, в протогее. Он описывается Е. В. Павловским как протоплатформенный и протогееосинклиальный. По мнению некоторых исследователей, древнейшая история тектонического развития фундамента древних платформ характеризуется проявлением в них ряда эпох складчатости. Они трудно синхронизируются и носят неодинаковые названия на разных материках [12].

Восточно-Европейская платформа, которая как пример платформенного развития рассматривается ниже, описывается обычно как эпикарельская платформа. Однако опираясь на новые данные о геологическом строении платформы, по-видимому, правильное было бы назвать ее эпипархейской\*. Правда, становление фундамента и кратонизация отдельных участков платформы не были, по-видимому, совсем одновременными. Так, в пределах Карелии и части Финляндии в нижнем протерозое, в сариолии и ятулии формировался уже платформенный (протоплатформенный) чехол. В это же время в некоторых более западных участках Балтийского щита еще продолжалось формирование фундамента платформы [11]. После архея древние платформы

\* Это заключение дискуссионно. — Ред.

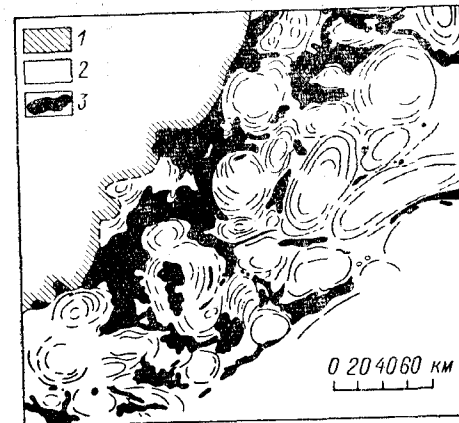


Рис. 59. Куполовидные структуры Южной Родзны (McGregor, 1951).  
1 — платформенный чехол; 2 — граниты; 3 — эффузивно-осадочные серии Себасквей и Булавей и др.

Эон	Общие подразделения шкалы и их границы	Границы региональных подразделений	Европейская часть
Фанерозой 570±20 —	Фанерозой 570±20 —	570±20 —	Стратопит: западная часть Московской синеклизы — вильчанская, волынская и валдайская серии (снизу вверх)
Протерозой (PR)	Верхний (PR <sub>2</sub> ) Венд (V)	680±20 —	
	Рифей (R)	Кудаш (R kd) 700±25 —	Стратопит: разрез Башкирского антиклинория Южного Урала
	Верхний (R <sub>3</sub> )	1050±50 —	
	Средний (R <sub>2</sub> )	1350±50 —	Каратауская серия
	Нижний (R <sub>1</sub> )	1650±50 —	Юрматинская серия
	Нижний (PR <sub>1</sub> )	1650±50 —	Бурзянская серия
2600±100 —	Карелий (K)	1900±100 — 2300±100 — 2600±100 —	Карельский, курско-криворожский
Архей (AR)	2600±100 —	3000±100 — >3500 —	
			Лопский
			Беломорский

наращивались, объединялись и разделялись или даже на них закладывались другие геоструктурные области. Но в целом после завершения заключительных этапов позднеархейской складчатости, объединившей (спаявшей) в одно целое глыбы архея, сформировался единый материк, охвативший, по-видимому, большую часть Восточно-Европейской платформы.

Судя по советской части Балтийского щита, характер тектонического строения пород, относимых в настоящее время к архею, резко отличается от структуры протерозоя. В первом случае это сильно метаморфизованные породы, дислоцированные вторичным тектогенезом геосинклинального характера, во втором — наблюдается пологая эпейрогенического типа складчатость, свойственная современным областям слабого горообразования.

По данным геологов, изучавших строение Балтийского щита, в основном по данным М. А. Гиляровой [20, 21], К. О. Кратца [32, 49], С. Б. Лобач-Жученко [52], В. А. Соколова [105] и др., развитие Балтийского щита рисуется в следующем виде. К концу архея (2600 млн. лет назад, табл. 4) на поверхности многократно дислоцировавшегося гранито-гнейсового основания был выработан пенеплен с сохранившейся на нем местами предъятулийской химической корой выветривания. В дальнейшем в раннем протерозое (карелии) Балтийский щит уже не испытывал интенсивной геосинклинальной складчатости, а представлял собой либо область эпиплатформенного горообразования, либо часть платформы. В ходе развития Балтийского щита в течение карелия наблюдался конседиментационный рост складок эпейрогенического типа. Складки эти осложнены конседиментационными и постседиментационными разломами, вдоль которых локально развиты приразломные линейно вытянутые крутые, иногда опрокинутые складки. Но в целом складки пологие, широкие. Размыты их и выравнивание рельефа с образованием кор выветривания наблюдаются на границе ятулия и суисария и на границе последнего и иотния.

Разрезы осадков ятулия в антиклиналях отличаются от разрезов в синклиналях. На сводах антиклиналей более четко видны размыты и перерывы и только здесь развиты конгломераты. В синклиналях наблюдается более полный разрез — непрерывная кора выветривания, кварцито-песчаники, доломиты, глинистые и шунгитовые сланцы. Конгломератов нет. Наряду с осадочными породами широкое развитие имеют основные и средние эффузивы. В основании суисария известны конгломераты, выше сменяющиеся туфо-песчаниками и туфо-сланцами и громадным количеством эффузивов, в том числе шаровых лав. В иотнии развиты песчаники и кварцито-песчаники с подчиненными силлами габбро-диабазов. В тех же отложениях наблюдаются кислые эффузивы (в Финляндии) и граниты рапакиви, имеющие пластинообразную форму. Последние, по-видимому, представлены несколькими генерациями — доиотнийскими и иотнийскими. Песчаники и кварциты иотния (шокшинские и каменноборские), пересло-

енные силлами диабазов, связаны, вероятно, со слабым горообразованием, в районе Балтийского щита предшествовавшем превращению его в рифее и венде в типичную древнюю платформу неогей.

Вслед за отложением шокшинских и каменноборских песчаников в Карелии и аналогичных им овручских песчаников Украинского щита наступил длительный этап преимущественного размыва и выравнивания кристаллического основания щитов и, по видимому, всей Восточно-Европейской платформы. Этот этап можно сравнить с липпальским перерывом на Канадской платформе (Ч. Уолкотт, 1910).

В позднем протерозое (эокембрии) более интенсивные тектонические движения вызвали образование гор на юго-западе Балтийского щита. Размыв их привел к накоплению мощных толщ норвежских спарагмитов. Слагающие их темно-серые и красные песчаники и конгломераты имеют характер моласс. Некоторые горизонты спарагмитов, содержащие несортированную гальку и валуны, описываются как древние моренные отложения — тиллиты. В раннем палеозое с северо-запада на древний щит были надвинуты норвежские каледониды.

Последующее развитие Балтийского щита трудно восстанавливается. Глубоко размывтая, не сохранившая почти никаких следов последующей седиментации, поверхность щита не позволяет судить о развитии его структуры и рельефа. Можно думать, что с рифея щит испытывал неизменное поднятие и размыв и полностью никогда не перекрывался осадочным чехлом. В результате были вскрыты и вышли на поверхность древнейшие глубинные породы фундамента, а также отдельные массивы фанерозойского плутонизма (нефелиновые сиениты Хибин и др.). В отдельных локальных прогибах сохранились маломощные осадочные и эффузивные породы девона и карбона. Только для характеристики четвертичного и современного развития сводового поднятия щита имеются многочисленные геологические и геоморфологические данные (гл. I).

История плиты древней Восточно-Европейской платформы, получившей название Русской плиты, может быть восстановлена по материалам геологов, литологов и тектонистов, изучавших строение ее осадочного чехла. Сопоставления материалов, изложенных выше для Балтийского щита, с данными, известными для плиты, весьма затруднительны и провизорны. Можно думать, что становление Восточно-Европейской платформы вслед за позднеархейской складчатостью охватило не только щиты, но и фундамент Русской плиты или большую часть скрытого ныне под чехлом кратона.

Тектоническая история развития Восточно-Европейской платформы записана здесь в структуре поверхности фундамента, скрытого под толщей осадочного покрова, а также в условиях залегания, мощностях, фациальных особенностях и соотношениях толщ

осадочного чехла Русской плиты. Резко несогласно лежащие на размывтой поверхности кристаллического основания отложения характеризуют 4 последующих этапа (цикла) развития платформы: первый — протерозойский, второй — венд-нижнепалеозойский, третий — средне-верхнепалеозойский и четвертый — мезозойско-кайнозойский (табл. 5).

ТАБЛИЦА 5

Геохронологическая шкала фанерозоя по данным Г. Д. Афанасьева и С. И. Зыкова (1975 г.)

Период, эпоха	Начало периода, эпохи, млн. лет	Период, эпоха	Начало периода, эпохи, млн. лет
Плейстоцен	1,5—2,0	Триас	235
Плиоцен	9	Пермь	280
Миоцен	25	Карбон	345
Олигоцен	37	Девон	400
Эоцен	58	Силур	435
Палеоцен	66	Ордовик	490
Мел	132	Кембрий	570
Юра	185		

Судя по сохранившимся спорадически под фанерозойским чехлом отложениям, в течение первого (протерозойского) этапа происходило длительное выравнивание платформы. Возможно, что в областях местных поднятий (будущих авлакогенов?), так же как на щитах, наблюдалось слабое горообразование. Но большая часть поверхности плиты являла собой денудационную равнину, продолжавший свое формирование пенеплен. Осадки аллювиальных равнин представлены красноцветными песками, перевеянными в условиях пустыни. Только вдоль борозд авлакогенов: Оршанского, Пачелмского, Предуральского — да вдоль «заливов» равнин на границе с низкорьем Балтийского щита: Ладожского, Онежского, Беломорского — сохранились следы осадконакопления. В западной части плиты отлагался полесский комплекс, в центральных и восточных частях — сердобский комплекс и нижебавлинская свита. В это же время развиваются и примыкающие, ограничивающие платформу геосинклинали.

Простирающиеся прогибы на плите были близки к меридиональным (ССВ на западе и ССЗ на востоке) — соответствовали простирающимся «карелид» на севере и отложений криворожской и курской серий на юге. Здесь в виде вдающегося на север треугольника вырисовывается Сарматский щит, а за Пачелмским прогибом — Волго-Камский щит.

В течение второго этапа (венд-ранний палеозой) происходит значительная перестройка общей структуры платформы. На плите вместо близмеридиональных простирающихся протерозоя начинают выявляться близширотные простирающиеся фанерозоя.

Между Балтийским и противостоящими ему Сарматским и Волго-Камским щитами образовался широкий платформенный прогиб, давший начало Балтийской и Московской синеклизам. Усиление движений в венде, связанное с наступившей геократической эпохой, ведет к большей контрастности рельефа и климата. В подвижных областях горообразования наблюдаются оледенения и отложения тиллитов (например, спарагмиты Норвегии), а также проявления вулканизма. На юго-западе Русской плиты этому времени отвечают отложения волынского комплекса, представленного основными эффузивами и туфами с подчиненными прослоями туфогенно-осадочных и осадочных пород. Вслед за тем наступает трансгрессия с отложением валдайской серии венды и продолжающей тот же цикл осадконакопления балтийской серией нижнего кембрия. Эти серии сначала еще в условиях холодного климата, а затем в более теплых, все более тектонически спокойных условиях отлагаются в новом широтном плане — в Балтийско-Московской синеклизе\*. Авлакогены (Пачелмский, Калтасинский и др.) продолжают свое развитие. В ордовике и силуре происходят новые трансгрессии в общем того же плана. Намечается разделение Балтийской и Московской синеклиз.

Второй этап развития Восточно-Европейской платформы завершается общей регрессией моря. Происходит новое выравнивание. Красноцветы нижнего девона отлагаются только на окраинах плиты. Этот главный рубеж между структурными ярусами плиты, между вторым и третьим этапами развития платформы, снова характеризуется геократическим режимом.

Третий (герцинский) этап развития Восточно-Европейской платформы охватывает промежуток времени от девона до раннего триаса (табл. 5). Он характеризуется, с одной стороны, продолжением развития некоторых основных структурных форм (Балтийского щита, Балтийской и Московской синеклиз), с другой — появлением новых областей мощной седиментации, в первую очередь наиболее глубокой на платформе Прикаспийской синеклизы. Особенно интенсивное опускание синеклизы произошло в эпоху герцинского орогенеза, когда вдоль западного склона поднимающихся гор Урала возник Предуральский предгорный прогиб. В то же время прекратилось развитие Пачелмского, Абдулинского и других прогибов.

Сарматский щит глубочайшей Днепровско-Донецкой впадиной был разбит на 2 части: Украинский щит и Воронежскую антеклизу, которая, так же как и остатки Волго-Камского щита, стала перекрываться осадочным чехлом. В Днепровско-Донецкой впадине накапливались мощные толщи обломочных и галогенных отложений, а восточная часть ее превратилась в карбоне в угленосный бассейн, соединившийся с геосинклинальными морями

\* В ламинаритовых глинах валдайского комплекса широко развиты мелкие складки подводного оползания.

и сам испытывавший не только интенсивное конседиментационное прогибание, но и вторичный тектогенез миогеосинклинального характера.

С третьим этапом развития Восточно-Европейской платформы связана и магматическая деятельность — интрузия нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове, ряд основных эффузивов на юге платформы и следы вулканической деятельности в девоне Заволжья. Завершился третий этап опять-таки геократическим периодом, общей регрессией, некоторым общим усилением тектонических процессов и контрастностей рельефа и климата.

Четвертый этап развития Восточно-Европейской платформы — мезозойско-кайнозойский — приводит платформу к ее современному состоянию. Древняя платформа в это время сливается с завершившими свое развитие примыкающими к ней палеозойскими подвижными областями и, соединившись с Сибирской древней платформой, образует обширную Евразийскую материковую платформу (см. приложение). Некоторые формы структуры платформы унаследовали палеозойский план, но характер движений и границы несогласно перекрывающих палеозойский чехол мезозойских отложений не совпадают. Так, например, на месте Днепровско-Донецкой впадины появилась более широкая Украинская синеклиза. Получили развитие и структурные формы второго порядка, не всегда унаследованные.

В пределах Восточно-Европейской платформы вслед за выравниванием ее в триасе наступило некоторое усиление движений в юре. Одновременно происходила трансгрессия из Кавказской геосинклинали (из Тетиса). Она охватила обширные площади на юго-востоке Русской плиты и вызвала отложения юрских глин и известняков.

На севере Восточно-Европейской платформы в течение мезозоя и кайнозоя продолжалось поднятие Балтийского щита, а также антеклиз и областей размыва. На юге разрастались синеклизы и прогибы. В раннем мелу в прогибах накапливались пески и глины. С позднемеловой эпохой связаны наибольшее выравнивание и трансгрессия с отложением известняков, мела, опок и других осадков на обширной территории юга плиты.

В начале кайнозоя слившаяся воедино Евразийская платформа достигла наибольшей величины. На юге ее ограничивала геосинклинальная область альпийской складчатости, граница которой не совсем совпадала с современной границей мобильной области, ограничивающей современную платформу. Так, например, северный склон Главного Кавказского хребта (так называемая моноклираль Северного Кавказа) являлся еще платформой. В Средней Азии граница достигала Центрального Памира. А далее равнинные пространства охватывали обширные области внутренней Азии, разделенные ныне высокогорными хребтами.



В конце палеогена, а главным образом в неогене и в четвертичном периоде, обширные пространства Евразийской платформы охватываются горообразованием и превращаются в ороген, оконтуривающий с юга и востока современную Евразийскую платформу. Контуры и основные формы структуры ее (вместе с предлагаемыми названиями) показаны на прилагаемой карте новейшей тектоники СССР.

### Океанические платформы (талассократоны)

Мы не имеем возможности непосредственно изучать строение большей части земной поверхности, так как она скрыта от нас под водами морей и океанов. Только благодаря успехам техники исследований, применению новых методов изучения рельефа дна океанов, изучению сейсмике, магнетизма, силы тяжести, геотермики, получают новые данные о строении океанического дна. Однако и эти пока еще очень ограниченные сведения зачастую могут иметь разное истолкование. Давно известны общие гипсографические построения, основанные на статистических данных количества участков той или иной высоты на земном шаре. Гипсографическая кривая (рис. 60) или диаграмма Невина, по-видимому, в общем грубо соответствует действительности. Они говорят о 2 уровнях, отражающих высоты материковых, с одной стороны, и океанических — с другой, равнинных пространств, и о наличии экстремальных высот орогенических и геосинклинальных областей. Повторяющиеся высоты 2 равнинных областей связаны с наличием континентальных и океанических платформ, связанных материковой и океанической корой.

В настоящее время благодаря применению геолокаторов и специальных геофизических исследований составлены достаточно

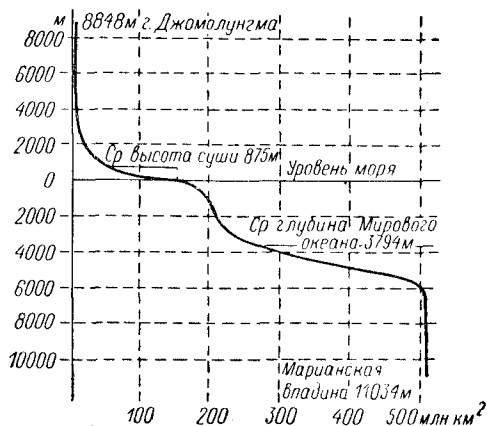


Рис. 60. Гипсографическая кривая.

точные батиметрические карты и получены сведения о некоторых формах новейшей структуры отдельных частей океанического дна. Примером может служить район, расположенный к западу от Калифорнии.

Кроме детально изученных отдельных участков, общая морфология дна океанов и морей еще недостаточно исследована. Все же имеющиеся данные и особенно снимки Земли из космоса поз-

воляют выделить разные геоморфологические и отвечающие им геоструктурные области. Так, здесь выделяются области материковой окраины — континентальный шельф и материковый склон. Последний является выраженной в рельефе дна структурной границей между материками и океанами. В этой же окраинной области, близ западных берегов Тихого океана, находятся и наиболее подвижные зоны геосинклиналей с острыми дугами, глубоководными впадинами и окраинными морями, с мощным современным осадконакоплением, проявлениями вулканизма и сейсмике.

Во внутренних частях океанов протягивается другая подвижная область — подводные океанические хребты и сопровождающие их рифты. А между срединными хребтами и океаническими окраинами на глубинах 5—6 тыс. м ниже уровня океана находятся относительно спокойные, рассматриваемые нами в данном разделе океанические платформы, или талассократоны [116]. Это обширные области, охватывающие в общей сложности около 40% поверхности Земли.

Наиболее крупная Тихоокеанская океаническая платформа занимает большую часть акватории океана. Только на востоке и юге его выделяются более мелкие плиты. В Атлантическом океане Срединный океанический хребет разделяет 2 платформы — Восточно-Атлантическую и Западно-Атлантическую. В Индийском океане выделяются Западно-Индоеокеанская, Восточно-Индоеокеанская и Южно-Индоеокеанская океанические платформы. В Северном Ледовитом океане выделяются небольшие плиты — котловины Нансена, Амундсена, Макарова и Бофора.

В пределах талассократонов наблюдаются крупные пологие поднятия — антеклизы, и еще более крупные прогибы — синеклизы или плиты [116]. Последние представляют собой плоские аккумулятивные абиссальные равнины, сложенные с поверхности осадочным чехлом, мощность которого достигает более 1—2,5 км. Антеклизы характеризуются как валы, вытянутые в длину на тысячи километров при ширине 200—600 км. Мощность молодых осадков здесь небольшая или они совсем отсутствуют. Поверхность антеклиз холмистая благодаря наличию действующих или большей частью потухших вулканов — гийотов. Гийоты (или гайоты) — это одиночные вулканические конусы, вершины которых были некогда срезаны абразией, а сейчас находятся на глубинах 500—1500 м и более ниже уровня океана. О том, что вершины гийотов поднимались над океаном в виде островов, говорит то, что на плоской их поверхности наблюдаются галечники, а иногда находятся коралловые рифы. То и другое не могло образоваться на значительных глубинах. Существует точка зрения [148], что объяснить современное положение плоских вершин гийотов можно, только допустив опускание древних вулканических островов или, вернее, опускание океанического дна вместе с островами и окружающими их коралловыми рифами ниже уровня океана. В некоторых случаях, когда постройки кораллов,

предел жизни которых определяется глубиной не более 20—50 м, успевают парастать вслед за опусканием дна ( $a > -t$ ), остров сохранялся на поверхности иногда в виде атолла, и мощность слагающих его кораллов может определить величину опускания дна. Так, судя по данным бурения, на Маршалловых островах основание коралловых рифов находится на глубине 1300 м. В случае отсутствия коралловых построек или быстрого опускания дна формировались типичные гийоты со срезанными вершинами, находящимися в настоящее время на больших глубинах.

Возможно, что описанные явления представляют собой не только результат опускания океанического дна в том или ином регионе, но связаны также с эвстатическим поднятием уровня океана. В этом случае придется допустить очень большие эвстатические колебания уровня океана, доказательства которых пока еще недостаточно обоснованы.

Однако может быть и другое объяснение. Описанные явления представляют собой результат не опускания океанического дна в том или ином регионе, а вызваны эвстатическим поднятием уровня океана.

Помимо гийотов на поверхности океанических платформ выделяются крупные линейные, реже изометричные вулканические поднятия и уступы. Наиболее крупным линейным поднятием является Гавайское, вытянутое в виде подводного базальтового хребта с севера на юг на протяжении 1000 км. На южной окраине хребта вершины его выступают в виде Гавайских островов с действующими вулканами, описанными в гл. II. Вершины вулканов поднимаются над водами Тихого океана на высоту до 4166 м (Мауна-Лоа), а над прилегающими ложбинами океанического дна — на 8766 м. Все это позволяет некоторым исследователям связывать Гавайский хребет с современным интенсивным поднятием его по глубинным разломам. Однако очень постепенное в течение неогена наращивание Гавайского хребта с севера на юг, так же как и спокойные излияния потоков и покровов щитовых вулканов, образующих всю их массу, очень сильно отличают эти «аккумулятивные» лавовые образования от выделяемых нами орогенических областей собственно тектонического происхождения.

С движениями по разломам на дне океанов связаны крупные уступы высотой до 1,5 км. Наиболее значительные из них, достигающие в длину нескольких тысяч километров (Мендосино, Пайонир, Моррей, Кларин и др.), прослеживаются в северо-восточной части Тихого океана. Разрезы океанической коры по обеим сторонам разломов, по данным американских геологов, свидетельствуют о глубоких тектонических нарушениях в коре и мантии. Указываются сдвиговые нарушения по разломам (для разлома Мендосино 1160 м).

Еще недавно было принято считать, что размыв и седиментация на значительных глубинах на дне океанов не происходят или

почти не происходят (гл. III). Поэтому формы рельефа океанического дна рассматривались в основном как формы новейшей структуры. Но это не совсем так. На поверхности материковых платформ изменчивый уровень морей, закономерно сменяющиеся уровни трансгрессивных и регрессивных циклов ведут, особенно в талассократические периоды, к неизменному выравниванию платформ. Иначе должны идти (циклы) размыв и аккумуляция на океанических платформах — талассократонах. Находясь на глубинах 5—6 км и более ниже уровня океана, вся поверхность океанического дна, казалось бы, должна была испытывать только седиментацию. Считалось, что для размыва дна океана здесь нет основания. Но и седиментация — нормальное осадконакопление в результате оседания литоральных частиц, приносимых с суши, или органических остатков материкового происхождения, имеет в глубоководных отдаленных от суши участках океанических платформ ограниченное значение.

Однако систематические наблюдения и фотографирование Земли с искусственных спутников, высотные и подводные снимки и телевидение, новые методы взятия глубинных проб, а также глубинное бурение океанического дна дали в течение последних лет исключительно важные результаты. Наряду с медленным накоплением наиболее устойчивых частиц, образующих маломощные пласты красных глубоководных глин, здесь известны продукты глубоководных извержений. Как оказалось, не только с поверхности суши, но и с материкового склона и с повышенных участков дна океана спускаются гравитационные потоки. Они образуют иногда текущие под водой песчаные реки, вырывающиеся на материковом склоне глубокие долины, местами каньоны, с уступами и пескопадами. Они заканчиваются обширными веерами подводных дельт и сливающимися конусами выносов.

Кроме того, у континентальных подножий против устьев крупных рек (Амазонка, Конго, Нигер и др.) указываются мощности накапливающихся осадков, которые достигают многих тысяч метров. Наряду с такого рода систематическим отложением осадков характерны и спорадически проявляющиеся, но колоссальные по объему перемещаемого материала мутьевые потоки, подобные описанному в гл. I Ньюфаундлендскому потоку. В 1929 г. масса его взвеси шириной 350 км, разрывая подводные кабели, скатилась по пологому склону дна и перенеслась на расстояние 800 км. Поток этот отложил на дне океана слой тонкого песка и алевроита с убывающей вверх зернистостью мощностью до 70—130 см. Первично мелководное происхождение подобных осадков доказывается наличием в них определенных видов фораминифер и растительных остатков. Таким образом, мелководные осадки могут быть перенесены на большие расстояния и отложены на глубинах, не соответствующих их фациальным особенностям и сохранившимся в них органическим остаткам. Во всех случаях аккумуляция в прогибах океанического дна может достигать весьма зна-

чительной величины. Не соответствующие своему первоначальному положению осадки могут быть обнаружены на больших глубинах и в результате тектонического опускания морского дна.

Имеющиеся данные позволяют выделить в пределах океанов отмеченные выше геоструктурные области, а в пределах талассократонов — антеклизы и синеклизы. Эти основные крупнейшие формы структуры и рельефа дна талассократонов развивались, по-видимому, достаточно устойчиво, одновременно с накоплением осадков в синеклизах. Их следует рассматривать как проявление первичного тектогенеза — конседиментационной эпейрогенической складчатости.\* Можно полагать, что они росли на фоне общего опускания океанического дна и постепенного углубления океанических впадин.

Сравнительная выровненность талассократонов и общая опущенность их относительно материковых платформ согласно принятому нами основному принципу выделения геоструктурных областей позволяет считать океанические платформы одной из 4 основных геоструктурных областей Земли.

Однако общая выровненность талассократонов имеет свои особенности. Выровненность выделяющихся в них прогибов — синеклиз или так называемых абиссальных аккумулятивных равнин связана, по-видимому, не только с аккумуляцией, но и с гравитационными движениями осадков, более подвижных в водной среде, чем на материковых платформах.

Что касается положительных элементов рельефа, то в океанах многие из них не являются следствием интенсивных местных тектонических поднятий, а связаны с «аккумуляцией» трудно разрушающихся, «малоподвижных» в подводных условиях эффузивных пород. Намечаются, однако, и общие поднятия антеклиз.

Величайшие мировые регрессии, систематически размывавшие материковые платформы до наиболее глубоких горизонтов и их кристаллического основания (щитов), не достигали дна океанических впадин (может быть, лишь гийоты с галькой на плоских подводных вершинах служат свидетелями крупнейших регрессий).

О геологическом строении и структуре океанических платформ судят в основном по геофизическим данным, по которым общие черты их выявляются достаточно уверенно. Наиболее общие сведения дают сейсмические наблюдения — быстрота прохождения сейсмических волн по разным пластам пород, слагающим океаническое дно. Океаническая кора состоит, по данным сейсмологов, из 3 слоев. Сверху вниз здесь выделяются:

1-й слой кайнозойского возраста. В нем продольные сейсмические волны распространяются со скоростью 5,9 км/сек. Он пред-

ставляет собой слои неконсолидированных глубоководных осадков глинистых, глинисто-кремнистых с прослоями и пачками кремней. Мощность слоя определяется в общем случае первыми сотнями метров;

2-й слой (6,5—7 км/сек). Он начинается с эоценовых, но чаще с меловых консолидированных пород и толеитовых базальтов. Мощность 2-го слоя около 1,5 км;

3-й слой (6,7 км/сек) («океанический») — зеленокаменные породы спилитового состава, возникшие при метаморфизме из толеитовых базальтов и туфов, а также из доломитов. Общая мощность его около 5 км.

Ниже находятся серпентинитовые и в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы верхней мантии со скоростью распространения сейсмических волн 8,0—8,2 км/сек.

Этим разрез океанического дна отличается от разреза срединных океанических хребтов, где между 3-м слоем и мантией находится линза (?) «коромантийной смеси» со скоростью волн в ней 7,2—7,6 км/сек.

Общая мощность океанической коры (1—3-й слои) принимается равной 6—8 км.

## Глава VII

### ПЛАНЕТАРНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Основной особенностью рассматриваемых в этой главе трещин является закономерная ориентировка их в пространстве. Она связана не с местными тектоническими причинами, а с общими планетарными явлениями. Это позволяет выделить их как планетарную трещиноватость.

Планетарные трещины могут быть различной величины — от микротрещин до глубинных разломов. Здесь мы рассматриваем главным образом обычные трещины средней величины, наблюдаемые в обнажениях горных пород, независимо от того, подвергались ли они дизъюнктивным дислокациям или нет.

Настоящая глава посвящена эндокинетическим трещинам, возникающим в породах в процессе их становления и дальнейших изменений вещества их. Эти трещины описываются как диаклазы\* и иногда рассматриваются особо как первичные, обычные или общие трещины, как трещины отдельности. Но часто они не выделяются как определенный тип и описываются как трещины тектонические. А между тем эндокинетические трещины имеют чрезвычайно большое и самостоятельное значение в строении

\* Едва ли следует заменять слово эпейрогенез в употребляемом нами смысле термином талассогенез [68].

\* Было бы правильнее относить их к синклизам А. Добре (1872).

отдельных слоев, толщ и, наконец, в структуре земной коры. Они не только не являются следствием интенсивных разрывных и складчатых дислокаций, а наоборот, зачастую предопределяют их местоположение и ориентировку. Именно закономерная ориентировка описываемых систем трещин относительно стран света позволяет выделить их как планетарную трещиноватость.

Планетарная трещиноватость имеет повсеместное распространение. Она прослеживается не только на суше, но и на дне морей и океанов, наблюдаясь в осадочных, изверженных и метаморфических породах, в складчатых областях и в областях горизонтального залегания.

Размеры планетарных трещин самые различные. К ним относятся и крупнейшие швы, пересекающие земную кору и протягивающиеся на многие километры, и мелкие трещины, секущие отдельные слои и прослои осадочных горных пород. Между теми и другими существуют последовательные переходы, которые, несмотря на разный масштаб явлений, объединяются общностью простираций.

Закономерности простираций крупных разрывов и связанных с ними элементов структуры и рельефа давно уже привлекали внимание ученых, позволяя выделять их как планетарные. Мелкие трещины, повсеместно наблюдаемые в естественных поверхностных выходах горных пород и в искусственных выработках, как планетарные не выделялись. А между тем массовое распространение мелких трещин позволяет приложить к исследованию их статистические методы обработки, что дает возможность делать более точные и объективные выводы. Нижеследующие характеристики относятся в основном к наиболее широко распространенным планетарным трещинам небольшой величины.

Особенно проста и характерна планетарная трещиноватость, наблюдаемая в горизонтально залегающих осадочных отложениях платформенного чехла. Отдельно взятые трещины не имеют здесь каких-либо особенностей. Но общий характер планетарной трещиноватости обладает своими морфологическими чертами.

Обычно выделяются 2 (или более) системы прямолинейных вертикальных трещин.\* Каждая пара сопряженных систем трещин пересекается в плане под углом, близким к прямому. В разрезе трещины не пересекаются друг с другом, так как они секут пласты или пакки пластов горных пород перпендикулярно к поверхностям их напластования. Большая часть трещин не переходит из одного пласта в другой, а слепо кончается в кровле и в почве каждого слоя. В подстилающих и перекрывающих пластах видны системы трещин таких же простираций. Но они не продолжают трещин соседнего пласта, а расположены с отступом от них. В целом в разрезе это напоминает кирпичную кладку (рис. 61). Но «кирпичи»

\* Под системами понимается естественная группировка трещин с близкими азимутами простираения.

здесь неодинаковых размеров, так как толщина их отвечает мощности пласта («плиты»), а длина является функцией мощности слоя.

Влияние мощности слоя на частоту трещин рассматриваемого типа совершенно определенное: чем менее мощен слой, тем чаще трещины. Однако конкретные соотношения между мощностями пластов и расстояниями между трещинами,

приводимые разными исследователями для пород, различных по составу, возрасту и району развития, не одинаковы. Так, А. А. Богданов (1947) для флиша среднего карбона на Южном Урале указывает, что пласты 0,6—0,8 м мощности рассечены трещинами, расположенными через 0,35—0,50 м, пласты мощностью 0,3—0,5 м разбиты сеткой трещин с промежутками 0,15—0,30 м. Более мелкие прослои рассечены еще более частой сетью трещин.

И. В. Кириллова (1949) в пластах песчаника палеогена в районе Сочи отмечает такие зависимости между мощностями слоев и средними расстояниями между трещинами, м:

Мощность слоя	0,03	0,05	0,1	0,25	0,3	0,4
Расстояние между трещинами	0,04—0,1	0,05—0,2	0,1—0,3	0,2—0,4	0,4—0,8	0,4—0,6

Имеется очень много данных, говорящих о закономерной зависимости количества внутрислоевых планетарных трещин от мощности пласта.

В табл. 6 приведены материалы А. С. Новиковой (1951) для известняков карбона северной части Русской плиты и Подмосковья и лаборатории планетарной трещиноватости ЛГУ для известняков и доломитов ордовика Северо-Запада (1976), а также расчеты по формуле М. В. Раца (1962), который считает, что расстояние между трещинами  $a$  и мощности пластов  $M$  находятся в параболической зависимости:  $a = bM$ , где  $b$  и  $K$  — коэффициенты. (Для известняков Русской плиты  $a = 1,62 M^{0,84}$ ). Как видно из таблицы, результаты построений М. В. Раца и эмпирические данные не совпадают друг с другом.

Важный вопрос о соотношении мощности слоя или толщи и количества пересекающих их планетарных трещин требует дополнительных исследований. Несомненно, он не может быть решен

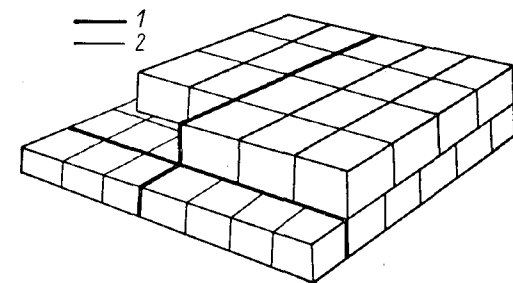


Рис. 61. Схема горизонтально залегающих пластов, разбитых на блоки двумя системами вертикальных планетарных трещин.  
1 — трещины «первого порядка»; 2 — «второго порядка».

ТАБЛИЦА 6

Зависимость расстояний между трещинами от мощности пласта, м

Источник	Мощность пласта, м						
	0,15	0,3	0,4	0,5	0,6	1,0	1,4
А. С. Новикова	0,2	0,3	0,45	0,6	0,95	1,4	1,6
Лаборатория планетарной трещиноватости	0,2	0,33	0,45	0,53	0,57	1,1	1,55
Формула М. В. Раца	0,3	0,6	0,75	0,9	1,1	1,6	2,1

какой-либо общей формулой, так как густота трещиноватости зависит от многих причин. Даже в пределах одного выхода горных пород в некоторых случаях можно убедиться, что расстояния между трещинами разных систем могут не соответствовать друг другу. Так, на Северо-Западе Русской платформы расстояние между трещинами северо-западного простирания меньше, чем между трещинами северо-восточного простирания.

Зависимость густоты трещиноватости и ее морфологических особенностей от возраста пород, ими пересекаемых, достаточно определенно не установлена, но в простираниях разновозрастных трещин намечаются некоторые отличия (см. ниже).

Зависимость от вещественного состава трактуется различно. Можно утверждать лишь, что строение поверхности стенок трещин, если по ним не произошли последующие перемещения, различное. Оно гладкое у глинистых пород, сглаженное у карбонатных осадочных и некоторых изверженных пород, более грубое и шероховатое у песчаников, гравелитов и конгломератов.

В плотных осадочных породах, особенно в известняках и доломитах, трещины образуют правильные ряды и вообще лучше выражены. Хорошо выражена также отдельность в некоторых гранитах и базальтах (шаровую, скорлуповатую и другие непрямолинейные отдельности мы не рассматриваем).

В обнажениях и особенно в карьерах известняков и доломитов можно видеть, что наряду с трещинами, секущими лишь 1 слой, или внутрислойными трещинами наблюдаются более редкие трещины, пересекающие 2—3 и т. д. слоя. Иногда выделяются пачки слоев со свойственными им трещинами. Наконец, иногда можно видеть резко отличающиеся от более мелких крупные трещины, большей частью секущие весь обнажающийся разрез и уходящие за его пределы. Такие трещины геологи-нефтяники называют трещинами первого порядка (Е. М. Смехов, 1961). Трещинами второго порядка называют трещины, пересекающие отдельные слои или пачки слоев.

Иногда четкие системы трещин в обнажениях и карьерах сразу бросаются в глаза, и трещины каждой из систем характеризуются

одинаковыми или очень близкими простираниями. В таком случае непосредственно видно, что трещины первого и второго порядка образуют те же системы, параллельные друг другу (рис. 61). Но иногда трещины в обнажениях оказываются разнообразными по простиранию. Выявить основные направления позволяет в этом случае только внимательное рассмотрение разреза. Часто лишь статистическая обработка замеров дает возможность выделить системы трещин. Однако и в этом случае трещины первого и второго порядка образуют те же системы.

Пересечение первично вертикальных трещин с трещинами, следующими вдоль поверхностей напластования (пластовыми трещинами), приводит к образованию блоков планетарной отдельности. Блоки эти, ограничиваясь нормальными к напластованию трещинами, в плане могут иметь ту или иную форму. Однородно заполняющие все пространство формы могут быть трех-, четырех- или шестиугольными, но могут встречаться и сочетания этих форм и формы неправильных очертаний. Чаще других встречаются блоки параллелепипедальные.

Рассматривая отдельный блок, можно говорить о его длине, ширине и высоте, или глубине заложения. Как указывалось выше (рис. 61), эти величины, т. е. расстояния между трещинами разных систем и расстояние между плоскостями напластования (мощность пласта) для блоков, образованных внутрислоевыми трещинами, в первом приближении равны между собой. В каких пределах можно распространять представление о соизмеримости разных граней, ограничивающих блоки, сказать трудно. По-видимому, это зависит от состава пород и, возможно, от масштаба блока.

Блоки планетарной отдельности имеют разную величину. Внутрислоевые блоки (измеряемые сантиметрами или метрами) вписываются в блоки, высота которых определяется мощностью пачек пород разного состава или толщами определенного состава и возраста. Размеры таких блоков определяются в десятки и сотни метров. Они в свою очередь вписываются в еще более крупные блоки, ограниченные планетарными трещинами тех же простираний.

В. П. Мирошниченко [92] выделяет несколько категорий подобных блоков в Копетдаге, прекрасная обнаженность которого позволяет наблюдать их в натуре и на аэроснимках. К первой категории относятся формы, длина граней которых достигает 500—600 м. В них последовательно вписываются более мелкие блоки величиной 250—300, 125—150, 75—100 м и меньше, вплоть до внутрислоевых блоков. По данным В. П. Мирошниченко, особенно наглядно блоковое строение видно при рассмотрении размытых складок в гетерогенных осадочных толщах. В них рисуются закономерно связанные со структурой, ограниченные планетарными трещинами пластовые треугольники, пластовые останцы и барьеры [92]. В разрезах горизонтально залегающих осадочных отложений Туркмении видно соподчинение планетарных трещин разных рангов и частоты, от внутрислойных до охватывающих значительные стратиграфиче-

ские подразделения (например, всю толщу турона Центрального Копетдага) [57].

Исходя из предположения о соответствии длины трещин, выраженных на дневной поверхности (линеаментов — см. ниже), и глубины заложения этих трещин, А. А. Рукояткин [57] на примере Восточного Приильменья разработал методику определения глубины залегания фундамента платформы, локальных поднятий поверхности фундамента и опорных горизонтов в толще осадочных пород.

В литературе приводятся описания и более крупных блоков. Однако данных о том, что это действительно блоки, имеющие три близких по величине измерения, не приводится. Правильнее в этом случае говорить о расстояниях между крупными трещинами или разломами (о «шаге» разломов). Так, Н. В. Введенская для Западной Сибири описывает «блоки» величиной 37—50, 75—100, 150—200 и даже 300—400 км. У. Хоббс для восточных районов Северной Америки приводит следующие цифры: расстояние между разрывами северо-восточного простирания — 125, северо-западного простирания — 75, между меридиональными разрывами — 40 миль. По Г. Клоосу ширина «блоков» коры в Европе от 175 до 300 миль.

Блоковое строение свойственно не только осадочным, но и изверженным породам. В них также наблюдаются обычно 3 системы трещин, взаимно перпендикулярные: 2 вертикальные и третья горизонтальная. Есть и другие системы, но при массовых замерах статистически выделяются три указанных. В результате изверженные породы (граниты, диабазы, габбро) оказываются разбитыми на блоки разных порядков преимущественно параллелепипедальной формы. Некоторые граниты имеют матрацевидную отдельность, но системы ограничивающих их трещин в целом одинаково закономерно ориентированы. В эффузивных породах, несмотря на разнообразие морфологических типов отдельностей (блоковый, плитчатый, столбчатый), ориентировка трещин так же закономерна относительно стран света, как и ориентировка трещин в осадочных породах.

Существуют разные точки зрения на происхождение описываемой первичной, общей, повсеместно распространенной трещиноватости. До недавнего времени трещины, обладающие всеми описанными выше особенностями, в том числе и трещины, развитые в горизонтально залегающих слоях, описывались большей частью как трещины тектонические. Обычно это делалось без всяких обоснований. Иногда указывалось, что подобного типа трещиноватость на платформе обусловлена вертикальными движениями блоков фундамента.

Трудно себе представить, что мелкие нормальные к напластованию трещины, особенно внутрислойные, различной густоты, зависящей от мощности слоя, отражают движение крупных, расположенных иногда на километровых глубинах блоков. Кроме того, при таком объяснении вопрос о причине образования трещин перенос-

ится из рассматриваемых слоев в фундамент. Однако этим вопрос генезиса трещиноватости, закономерностей ее густоты, ориентировки и прочих особенностей не решается.

Иногда рассматриваемая трещиноватость связывается с горизонтально передающимися напряжениями, вызванными далекими складчатостями. Так, например, трещиноватость северо-западного и северо-восточного простирания в ордовике Эстонии была якобы заложена новокаледонской складчатостью, а меридионально-широтная трещиноватость в той же области имеет альпийский возраст.

В настоящее время многие исследователи связывают происхождение рассматриваемых трещин в осадочных породах с формированием пологих платформенных структур. Подобное объяснение кажется невозможным, так как такая же трещиноватость развита не только в пределах локальных складок, но и в районах совершенно горизонтально залегающих пород. Кроме того, тектонические напряжения на платформе в процессе развития подобных складок едва ли достигают величин, которые позволили бы расколоть достаточно прочные горные породы (известняки, песчаники, кварциты) на правильные блоки.

Совсем другого порядка силы могут возникнуть не под влиянием внешних тектонических давлений, а в самих осадочных породах в процессе их становления, в связи с изменением их физического состояния. По представлениям автора, общая трещиноватость осадочных отложений образовалась в них при превращении осадка в горную породу, в процессе обезвоживания осадка, стяжения его, уплотнения и т. п., иными словами, его литификации, а затем и диагенеза. К такому выводу приводит анализ характера трещиноватости в горизонтально залегающих отложениях осадочного чехла Русской плиты, где все особенности рассматриваемых трещин представлены наиболее ясно и просто [33, прогл. 4; 57; 92].

Приведенное выше морфологическое описание общей трещиноватости целиком укладывается в подобное заключение. Оно отвечает взглядам некоторых исследователей, специально занимавшихся изучением трещин в осадочных породах Русской плиты (Г. А. Иванов, 1939; А. С. Новикова, 1951, и др.).

Это заключение относится и к первичной трещиноватости изверженных пород. Образование трещин в них также объясняется внутренними напряжениями в породе. И здесь это эндокинетический процесс по терминологии А. Лазо (1882). Он вызван в данном случае остыванием магмы, потерей летучих компонентов, кристаллизацией и т. д.

По-видимому, и образование более крупных планетарных трещин также может быть связано с эндогенными напряжениями в земной коре. Они могут охватывать толщи пород различной мощности, проникая в глубину до тех или иных горизонтальных разделов. Последние улавливаются повсеместно в виде пологих сейсмических границ (Н. К. Булин, 1970). Некоторые из этих пологих

разделов проходят внутри осадочного чехла платформ. Таковы, например, поверхности несогласий между разновозрастными литолого-стратиграфическими комплексами, или ярусами, осадочного чехла Русской плиты. Особое значение имеет раздел между чехлом и фундаментом. Проникающие до этих пологих структурных разделов вертикальные трещины могут пересекать отдельные ярусы или весь осадочный покров и соответственно формировать блоки разной величины.

Более глубокое расслоение земной коры может соответствовать фронтам мигматизации, гранитизации, базификации, как правило связанным с явлениями глубинного метаморфизма (А. А. Борисов, 1967), т. е. опять-таки с внутренними напряжениями, вызывающими физические изменения вещества. Эти изменения обуславливают возможность образования глубоких вертикальных трещин эндогенного происхождения. Наконец, еще более глубокие трещины проникают до поверхностей Конрада и Мохоровичича или уходят в мантию Земли. Они образуют наиболее крупную сеть планетарных швов — макротрещиноватость земной коры [118, 82 и др.].

Изложенные выше представления о генезисе рассматриваемой трещиноватости не объясняют ее основной особенности — закономерной ориентировки трещин. А именно эта особенность позволяет выделить повсеместно распространенную эндокинетическую трещиноватость всех масштабов как планетарную.

Массовые замеры планетарных трещин и построение по ним роз и векторных диаграмм показали, что на обширных равнинных территориях Советского Союза при значительном количестве замеров и их статистической обработке векторы рассматриваемой трещиноватости имеют простирания, близкие к следующим азимутам: СВ 45°, СЗ 315°, С 0°, З 270° (рис. 62).

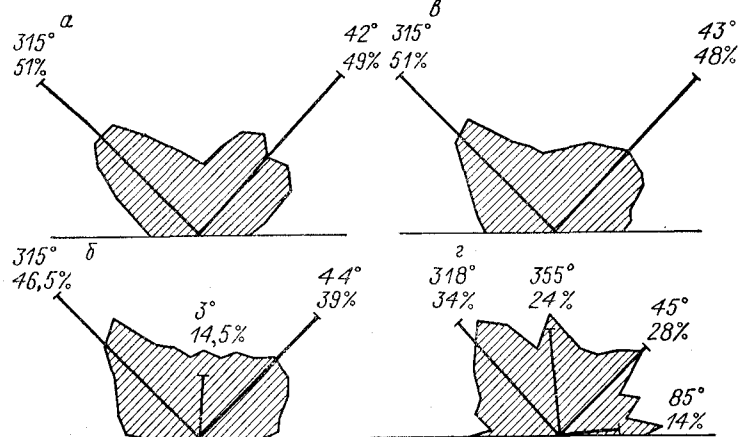


Рис. 62. Сводные розы и векторные диаграммы планетарных трещин. а — Среднее Поволжье (5840 измерений); б — Северо-Запад Русской плиты (23161); в — Русская плита по данным экспедиции ЛГУ (29005); г — Русская плита по данным Е. Н. Пермякова (19607).

Можно было бы привести еще ряд цифр. Но и указанных достаточно, чтобы увидеть определенную закономерность, которая получается из чисто эмпирических данных, из статистической обработки большого числа (тысячи) замеров для достаточно обширных площадей. Чем объяснить такую закономерность? Ряд исследователей прямо или косвенно связывает направленность систем планетарных трещин с изменчивостью угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси, вызывающей изменения формы геоида. А. В. Долицкий и И. А. Кийко (1963) указывают, что направления главных нормальных напряжений совпадают при этом с параллелями и меридианами, а направления главных касательных напряжений расположены под углом 45° к ним.

О том же пишут Г. Н. Каттерфельд и Г. В. Чарушин (1970), указывая, что возникающие в литосфере планеты при ее ротационно обусловленной полярной деформации усилия ориентированы строго определенным образом, подчиняясь закону 4 экстремальных азимутов: диагональная система складывающихся усилий простирается на СВ 45° и СЗ 315°, ортогональная система растягивающих и сжимающих усилий — меридионально и широтно. Эти данные, совпадая с эмпирическими данными простираний главных лучей систем трещин, говорят о связи ориентировки этих систем с рассматриваемыми планетарными причинами. Однако едва ли можно согласиться с названными исследователями в том, что «эти ротационно обусловленные усилия и связанные с ними напряжения формируют две генетические системы линейных структур: Д — систему трещин скалывания и О — систему трещин отрыва и складок сжатия» (Г. Н. Каттерфельд, Г. В. Чарушин, 1970, с. 4).

Описанные выше морфологические особенности изучаемой трещиноватости (рис. 61) совершенно определенно не позволяют считать, что трещины разных направлений имеют разный генезис. В частности, мы не можем рассматривать «Д-систему» как трещины скалывания. Последние проявляются в платформенных условиях редко и сразу могут быть опознаны [129, рис. 5].

Планетарные напряжения, вызываемые изменением скорости вращения Земли, а также перемещением полюсов и твердыми приливами в земной коре, были проанализированы Б. Гутенбергом (1959). Расчеты показали, что эти напряжения очень малы. Однако они могут проявлять себя в качестве «спускового механизма» в тех случаях, когда напряжения иного происхождения уже близки к своей критической величине. Именно так мы рассматриваем роль планетарных напряжений, вызывающих не образование, а лишь ориентировку трещин относительно меридиана, а следовательно, и относительно оси вращения планеты.

Образуюсь в результате гораздо более сильных напряжений, возникающих внутри формирующейся осадочной или изверженной породы, рассматриваемые системы трещин приобретают тот или иной азимут простирания благодаря незначительным, но законо-

мерно направленным планетарным причинам. При этом эндогенные трещины отрыва во всех случаях сохраняют свои морфологические черты.

Не только мелкая сеть планетарных трещин, но и крупнейшие трещины и разломы земной коры имеют те же закономерно ориентированные простирания. Именно крупнейшие трещины и связанные с ними формы структуры и рельефа вызвали стремление ученых объяснить закономерности их пространственного положения. Рассмотрение простираний этих форм и сопоставление их с «большими кругами сравнения» привели Эли де Бомона [144] к выводу о том, что каждое направление характеризует тот или иной возраст дислокации, а в целом рассматриваемые направления рисуют пентагональную сеть разломов, характеризующую структуру Земли. Как пересекающиеся системы прямых линий деформации Земли описывались Л. Бухом (1867) и рядом его последователей.

А. П. Карпинский [39], работы которого имеют большое значение для рассматриваемой темы, пишет, что Барбот де Марни и другие геологи, еще в прошлом веке производившие исследования области распространения кристаллических пород в Южной России, пришли к выводу, что породы эти обладают правильной трещиноватостью, обнаруживающей два главных направления простирания: СЗ — ЮВ и СВ — ЮЗ.

По схеме глубинных разломов, нарисованных в наши дни для Украинского щита по геолого-геофизическим данным К. Ф. Тяпкиным и др. (1966), устанавливаются взаимно перпендикулярные разломы простирания СВ и СЗ и менее четко меридионального и широтного направления (рис. 63). Схема крупной трещиноватости, отражающей эти 4 направления, была изображена для Южной Норвегии Т. Черульфом (1890), затем У. Хоббсом (1911) (рис. 64).

В настоящее время наличие ортогональной и диагональной сети трещин устанавливается для обширных регионов [118, т. 2] и даже для целых материков [122; Е. Хиллс (1967)] (рис. 65). Те же системы трещин Г. Н. Каттерфельд и Г. В. Чарушин (1970) описывают для Луны.

Таким образом, давно намеченные нашими предшественниками направления подтверждаются эмпирическими данными и теоретическими построениями. Поэтому независимо от величины рассматриваемых трещин мы можем ориентировку их считать планетарным явлением, а сами трещины называть планетарными.

Простирания разрывных и складчатых дислокаций и форм рельефа земной поверхности, начиная от крупнейших горных систем и кончая руслами рек и оврагов, подчинены сети планетарной трещиноватости. Еще в XVI в. Агрикола в Саксонии, а затем и геологи, работавшие в Альпах, утверждали, что потоки и реки размывают горы, врезываясь в них по трещинам. В конце прошлого века Т. Черульф (1890) сопоставил речную сеть Южной Норвегии с развитой здесь системой трещин и разрывов. Построенные

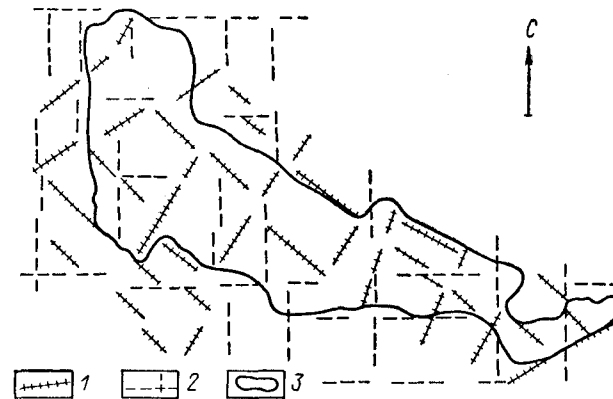


Рис. 63. Схема глубинных разломов Украинского щита по геолого-геофизическим данным (К. Ф. Тяпкины и др., 1966).  
1 — разломы диагональные; 2 — разломы ортогональные; 3 — границы щита.

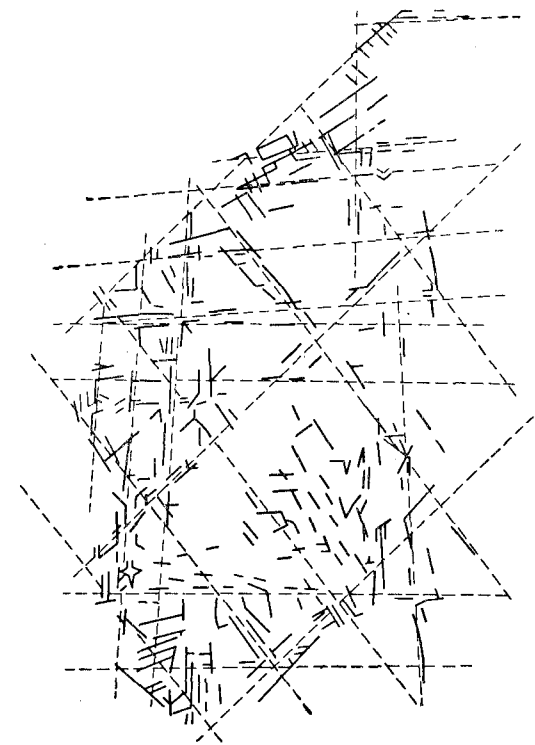


Рис. 64. Система глубинных трещин в Южной Норвегии (по У. Хоббсу). Пунктиром показаны крупные блоки земной коры.



по данным карт Т. Черульфа диаграммы оказываются весьма похожими (рис. 66). Связь направлений вытянутости прямолинейных потоков поверхностных и подземных вод с простиранием трещин описывалась также многими советскими учеными, начиная с А. С. Баркова и Н. И. Соколова (1934).

В настоящее время имеется огромное количество данных, доказывающих, что прямолинейно вытянутые горные хребты, гряды и уступы в рельефе Земли, прямолинейные элементы речной и овражной сети, берегов озер, морей и океанов, прямые линии в плане распределения почвенного и растительного покрова в подавляющем большинстве случаев отражают закономерности строения планетарной трещиноватости. Эти выдержанные по направлению прямолинейные элементы рельефа и ландшафта называются **линеаментами**.

Термин **линеамент** был предложен У. Хоббсом и в настоящее время твердо вошел в мировую литературу. «Наиболее значительные линеаменты лика Земли могут быть описаны как гребни хребтов или границы поднятых областей, линии тальвегов, линии побережий и линии границ геологических формаций, петрографических типов пород и контуров обнажений» [150]. У. Хоббс подчеркивает, что линеамент не обязательно отражает смещение по тектоническим линиям. Этот термин «не означает ничего иного, как в общем прямолинейные формы Земли» (цит. по Дж. Деннису, 1971). Е. Хиллс (1967) называет линеаментами выдержанные по направлению элементы ландшафта, указывая, что У. Хоббс употребляет термин линеамент в этом понимании.

Не следует ограничивать применение термина линеамент только глубинными разломами и глобальными формами рельефа, как это делают некоторые советские геологи. Линеаменты, так же как и трещины, могут быть самой различной величины — от крупнейших швов Земли, протягивающихся на тысячи километров, до прямолинейных тальвегов мелких рек и оврагов длиной в сотни метров. Наиболее крупные регионального или глобального масштаба линеаменты Е. Хиллс (1967) предлагает назвать «мегалинеаментами».

Связь отдельно взятого линеамента с отдельной трещиной, как правило, не доказывается. Но сопоставление сети линеаментов какого-либо района с замеренными в обнажениях трещинами говорит обычно об их общности, хотя они и не вполне однозначны.

Связь линеаментов с планетарной трещиноватостью доказывается тем, что массовые замеры простираний линеаментов, так же как и трещин, позволяют построить диаграммы, отражающие одни и те же напряжения в земной коре. Так, простирания прямолинейных участков речной сети в Западно-Сибирской низменности, по данным Н. В. Шаблинской (3387 замеров), рисуют розу с лучами СВ  $45^\circ$  и СЗ  $312^\circ$ .

Однако линеаменты отражают на дневной поверхности не только трещины, но и образовавшиеся вдоль них разрывные дисло-

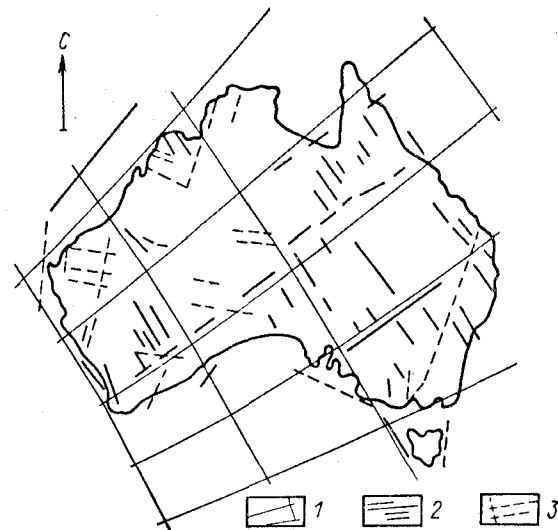


Рис. 65. Сравнение мегалинеаментов Австралии с сетчатой системой сдвигов Ф. Венинг-Мейнеса (Е. Хиллс, 1967).  
1 — сетка сдвигов; 2 — главные направления; 3 — промежуточные направления.

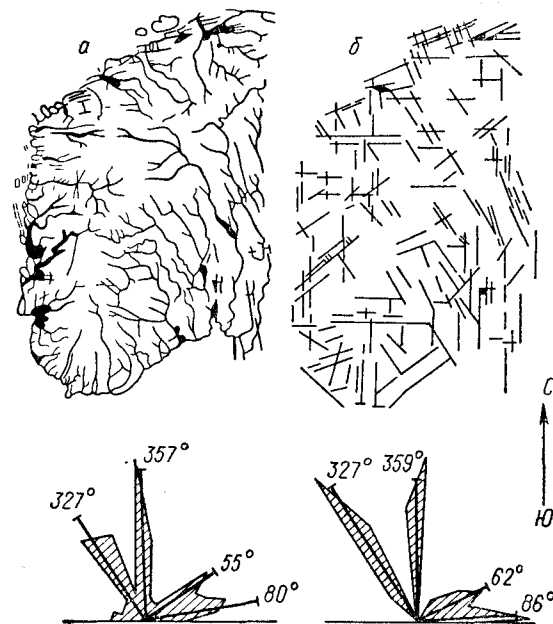


Рис. 66. Схематические карты речной сети (а) и трещиноватости (б) Южной Норвегии (составлены Т. Черульфом) и розы-диаграммы к ним.

кации. Иногда именно благодаря смещению по разрыву трещина получает выражение в рельефе. Так, Д. И. Мушкетов [66] называет линеаментами уступы, появившиеся на склонах Заилийского Алатау в результате землетрясения 1911 г. И это правильно, это тоже линеаменты, которые до землетрясения не были видны на поверхности.

Ограничивать применение термина линеамент только трещинами и разрывами, выраженными в рельефе, тоже не следует, так как, во-первых, в рельефе могут быть отражены также и закономерно ориентированные складчатые формы структуры, а во-вторых, линеаменты могут быть выражены не в рельефе, а лишь в строении ландшафта. Последнее относится, например, к линеаментам, связанным с особенностями растительного и почвенного покрова.

Линеаменты особенно хорошо рисуются на аэроснимках. Тем не менее определять термин линеамент как прямые линии на аэроснимке, как это делают многие американские геологи (Billings, 1954; Mollard, 1957, и др.), мне кажется неправильным. Линеаменты видны не только на аэроснимках, но и на топографических картах и непосредственно в природе. Иногда, например, в областях выходов на поверхность кристаллического основания на щитах, мы можем видеть трещины и разрывы в горных породах, а также их изображение на аэроснимках. Но в общем случае, так же как и многие другие исследователи (Kaiser, 1950; Lattman, 1958), мы называем линеаментами не только видимые на снимках или в натуре трещины и разрывы, но и прямолинейные элементы рельефа и ландшафта, включая спрямленные участки рек и береговых линий, а также линейные растительные или почвенные границы (С. С. Шульц, 1970).

Иногда соотношение простираний линеаментов и трещин устанавливается сразу, но большей частью связь ориентировки прямолинейных элементов с планом планетарной трещиноватости выясняется лишь путем сопоставления роз или векторных диаграмм тех и других. Розы линеаментов не всегда соответствуют при этом розам трещин. Если даже в тех и других наблюдаются те же направления лучей, то представительность направлений может быть разной. Иногда в розах линеаментов резко выделяется лишь одно направление, что мы видим, например, в Барабинской и Кулундинской степях, где целый ряд рек вытянуты параллельно друг другу на северо-восток.

Простирания, а иногда и трещины могут не соответствовать стандартным простираниям. Так, например, на Кавказе хребты и впадины, а также основные элементы тектоники — складки и разрывы — вытянуты в ЗСЗ кавказском направлении. Этому же направлению подчинены современные сейсмические зоны. Одновременно на Кавказе выделяется и перпендикулярное ССВ антикавказское направление, по которому проходят разрывы и связанные с ними линии землетрясений. В то же время детально изученная в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны и на Грузинской

глыбе планетарная трещиноватость соответствует известным 4 планетарным направлениям [П. Д. Гамкрелидзе, 57].

На Тянь-Шане то или иное преобладающее направление характерно для отдельных частей этой горной системы. Выделяются широтное — алайское, северо-западное — ферганское и северо-восточное — чаткальское направления. Переход от одного простирания к другому происходит иногда плавно, путем изгиба, иногда резко с торцовым контактом по разрыву. Мелкие линеаменты (главным образом спрямленные участки речных русел) характеризуются более строго выдержанной диагональной системой планетарных направлений. Кроме того, местами наблюдается четкая система параллельных меридиональных логов (С. С. Шульц, 1970).

Приведенные выше и другие примеры свидетельствуют о том, что отклонения от стандарта планетарных простираний наблюдаются в областях горообразования — в мобильных зонах, подверженных новейшей складчатости. Подтверждением такого заключения может служить строение Монгольской Народной Республики. Восточная, равнинная, часть Монголии характеризуется обычными «платформенными» простираниями планетарной трещиноватости. В Западной — горной Монголии развиты 2 системы трещин иных простираний: ССЗ 340° и ВСВ 70°. Те же направления имеют здесь крупные горные хребты и речные долины, а также мелкие потоки и спрямленные участки рек (Т. В. Николаева). Общий поворот всех простираний линеаментов наблюдается в штате Альберта (Канада), где вместо ортогональной и диагональной сети описываются ССВ, ВСВ, ССЗ и ЗСЗ основные направления, образующие региональный фон трещиноватости (П. Бланше, 1957). Подобный поворот всех простираний вызывает мысль об общем повороте расчленяемого региона (блока литосферы).

Помимо таких региональных аномалий повсеместно можно видеть трещины и линеаменты, отклоняющиеся от систем, развитых в данном регионе. Такие аномалии могут быть первичными и последующими (вторичными). Первичные аномалии, по-видимому, можно объяснить тем, что на ориентировку трещин, возникающих в процессе становления горных пород, помимо обусловленных изменением ротационного режима действуют и другие планетарные факторы. К ним могут быть предположительно отнесены такие процессы, как приливы и отливы в твердой земной коре, явления устойчивости при их ритмической повторяемости, а также некоторые региональные или местные особенности геологического строения. По-видимому, можно допустить, что в осадочных породах при их литификации помимо повсеместно действующих планетарных напряжений какую-то роль может играть конседиментационная складчатость. Правда, в основном и она подчинена сети планетарной трещиноватости, но в процессе развития структуры может оказывать на нее местное воздействие. В изверженных породах на местные отклонения, образующиеся в процессе формирования трещин, могут влиять вмещающие породы — рама.

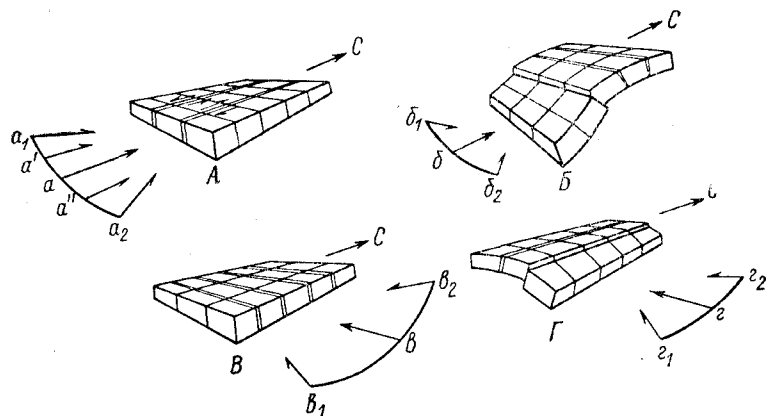


Рис. 67. Блок-диаграммы пласта, пересеченного ортогональными трещинами.

А — при давлении с юга без изгиба пласта; Б — то же с изгибом пласта; В — при давлении с востока без изгиба пласта; Г — то же с изгибом пласта;  $a, b, v, z$  — направления давления (общие);  $a', a''$  — неравномерное распределение давления;  $a_1, a_2, b_1, b_2, v_1, v_2, z_1, z_2$  — отклонения в направлении давлений от перпендикуляра к одной из трещин.

Для тектонического анализа особый интерес представляют те воздействия на сеть планетарной трещиноватости, которые оказывают на нее более поздние тектонические напряжения. Они могут использовать готовую канву планетарной трещиноватости в любое последующее время и использовать не все трещины, а лишь наиболее соответствующие разрядке определенным образом направленного давления.

Если мы представим себе блок какой-либо горной породы (осадочной или изверженной), разбитый 2 системами взаимно перпендикулярных первичных планетарных трещин на более мелкие параллелепипедальные отдельности, то вся эта конструкция становится анизотропной. Приложенное к ней внешнее тектоническое давление будет приспособляться к существующим системам трещин. Так, на рис. 67, А при условии тектонического давления на блок с юга, юго-юго-запада или юго-юго-востока меридиональные трещины будут открываться. Они могут выполняться жильными образованиями, тектоническими брекчиями и т. п., по ним могут произойти сдвиги, оставив следы главным образом горизонтального движения на стенках трещин. Система широтно вытянутых трещин при тех же условиях давления будет испытывать сжатие. Разрывные дислокации в них выразятся в виде взбросов с вертикальными штрихами на стенках трещин, превращенных иногда в зеркала скольжения. Вдоль этих трещин, так же как и вдоль собственно тектонических, образуются зоны милонитов и катаклазитов.

Наличие двух подобного рода вертикальных пересекающихся систем трещин давно отмечалось для плутонических пород. При

этом первая из рассмотренных систем, вытянутая по направлению давления, получила обозначение  $Q$ , а вторая, перпендикулярная к ней, —  $S$  (Г. Клоос, 1936). Кроме того, выделяется система  $L$ , первично близкая к горизонтальному положению, по которой могут происходить срывы типа надвигов или шарьяжей. В осадочных породах трещины  $L$  могут сопоставляться с поверхностями напластования.

Возвращаясь к рисунку, мы можем видеть, что при давлении восточных румбов (рис. 67, В) трещины, разбивающие тот же самый блок горных пород, приобретают иные особенности, чем на рис. 67, А. Меридиональные трещины становятся закрытыми и могут обозначаться как трещины  $S$ , широтные — трещинами  $Q$ .

Приложенные извне к рассматриваемому блоку тектонические давления не только воздействуют на характер трещин, но и вызывают подвижки по ним — дизъюнктивные дислокации. Они могут также вызвать изгиб блока — формирование складки (рис. 67, Б и Г). При этом растущая складка только более или менее перпендикулярна к направлению тектонического сжатия. Она вытягивается вдоль одной из систем трещин и приобретает простирание либо широтное (рис. 67, Б), либо меридиональное (рис. 67, Г). Поперечные к направлению давления трещины  $S$  на своде складки расширяются, на крыльях сжимаются. Из вертикальных трещины  $S$  превращаются в наклонные (угол падения их равен дополнительному до  $90^\circ$  к углу падения пласта). Однако простирание трещин  $S$  при этом не изменяется. Трещины  $Q$ , расположенные по направлению сжатия, тоже сохраняют свое простирание, оставаясь при этом вертикальными. Только на периклиналях складок планетарные трещины несколько изменяют все элементы своего залегания и восстановление их первичного падения и простирания требует соответствующих пересчетов.

Если к такому же блоку пород, но разбитому ортогональной сетью трещин меридионального и широтного простирания, приложить давление, по направлению значительно отличающееся от простираний трещин, допустим, с юго-востока (рис. 68), разрывные дислокации все равно произойдут вдоль имеющихся 2 систем трещин. Но в данном случае по обеим системам произойдут сдвиги — левые по меридиональным трещинам, правые по широтным.\*

Что же касается складок, то при рассматриваемых условиях они образуются под углом к простираниям планетарной трещиноватости, несколько изменяя ее первичные параметры.

Эмпирические данные подтверждают рассмотренные схемы.

Во многих случаях в складчатых областях дислоцированные породы, складки и разрывы вытянуты параллельно друг другу

\* Разрывы могут закладываться и пересекая планетарную трещиноватость. Плоскости разрывов, как видно в обнажениях, не имеют мелкой угловатости, совпадающей с трещиноватостью. — Ред.

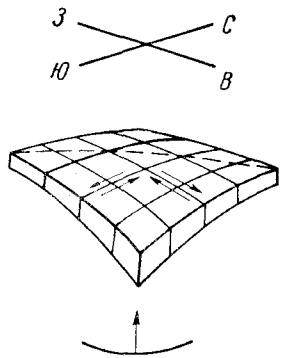


Рис. 68. Блок-диаграмма пласта, пересеченного ортогональными трещинами при давлении, направленном с юго-востока на северо-запад.

в направлении, совпадающем с одной из систем планетарной трещиноватости. Так же вытянуты и линеаменты разных порядков. Под прямым углом к этому основному направлению вытянуты линии, соединяющие участки погружения складок, понижения горных хребтов, поперечные (консеквентные) речные долины и второстепенные разрывы. Об аномалиях этого плана строения говорилось выше.

В платформенных условиях планетарная трещиноватость образует неизменную сеть большей частью диагональных, а иногда и ортогональных трещин, которым так или иначе подчинены линеаменты. Складчатые дислокации платформ (эпейрогенические складки)

либо вытянуты вдоль одной из систем планетарных трещин, либо закономерно расположены под углом к развитым в данном районе системам. В последнем случае, как это убедительно было показано Е. Н. Пермяковым (1949), оси складок вытянуты параллельно диагонали параллелограмма, построенного на главных лучах роз трещин.

Разрывные дислокации и в мобильных, и в стабильных зонах используют готовые планетарные трещины, следуя их направлению. Иногда разрывные дислокации смещаются с одной трещины на другую, образуя кулисообразно расположенные разрывы одинакового простирания с одной из систем планетарных трещин. Иногда разрывы смещаются с одной из систем на другую. В целом формируются зоны разломов или морфологические области, несколько отличающиеся своим общим простиранием от используемых ими частных смещений (рис. 69). Примером могут служить некоторые горные хребты или области рифтов.

По-видимому, в результате тектонического давления, направленного под углом к системам планетарной трещиноватости, происходят разнонаправленные смещения по разным системам, рассмотренным выше (рис. 69).

Связанные с давлением с юга сдвиги — правые по северо-западным трещинам и левые по северо-восточным описываются для Аджаро-Триалетской зоны и Грузинской глыбы на Кавказе [П. Д. Гамкрелидзе, 57] и для гор Средней Азии [С. С. Шульц и др., 57]. То же наблюдается на снимках из космоса. Крупнейшие левые сдвиги в северном полушарии Земли имеют северо-восточное простирание, правые сдвиги — северо-западное. Это явление объясняют общим движением масс от экватора к полюсам в связи с замедлением вращения Земли вокруг оси (С. С. Шульц, мл., 1975).

Говоря о влиянии тектоники на сеть планетарной трещиноватости и основные особенности устройства поверхности Земли, следует

отметить, что большая часть наблюдающихся аномалий относится к мобильным областям Земли. В стабильных областях простирание систем планетарных трещин и линеаментов обычно характеризуется удивительной правильностью (рис. 62). Но эта правильность выявляется лишь при массовых замерах на больших территориях всех трещин независимо от их возраста. Опыт отдельных замеров трещин в палеозойских толщах Северо-Запада Русской плиты (Р. И. Баева, 1975) показал, что простирания трещин в породах разного возраста характеризуются отклонением от стандарта на 10—15°. При этом выяснилось, что трещины всех систем последовательно поворачиваются то по часовой стрелке, то обратно. Эпохи смены поворотов совпадают, по данным Р. И. Баевой, с верхним силуром, с девоном и с пермью.

Можно предположить, что намечающаяся закономерность соответствует крупнейшим циклам в развитии Земли — галактическому году, «эпохам складчатости» — сменам геократических и талассократических эпох и палеогеографическим схемам Н. М. Страхова и др. (рис. 49). Однако все эти совершенно гипотетические построения и в первую очередь связь простираний трещин и возраста пород требует проверки по данным других регионов и пород других возрастов.

Изучение соотношения возраста пород и простираний векторов сводных диаграмм-роз трещин и линеаментов в разных областях Земли является одной из основных задач дальнейших исследований планетарной трещиноватости.

Теоретически разные простирания систем трещин разного возраста могли бы быть обусловлены следующими причинами. Во-первых, можно допустить смещение полюса или оси вращения планеты во времени. Величина возможных смещений оценивается очень неодинаково, но наличие смещений оси вращения планеты с той

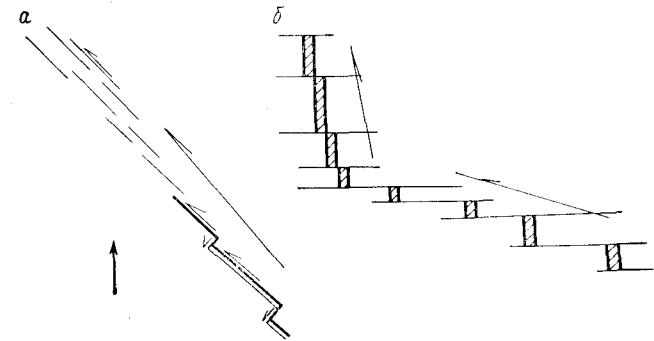


Рис. 69. Частные и общие простирания разрывов и тектонических зон.

а — кулисообразное расположение разрывов вдоль планетарных трещин в Средней Азии; б — изменение общего простирания рифтовой зоны в Атлантическом океане.

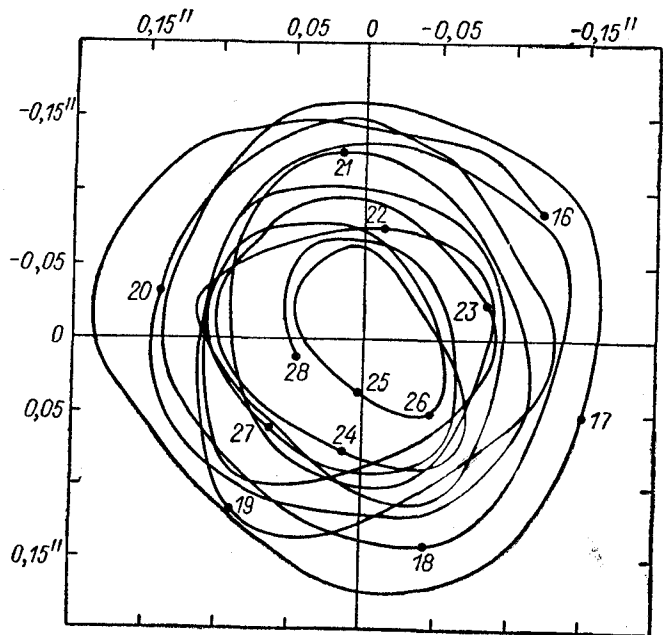


Рис. 70. Кривая перемещения Северного полюса с 1916 по 1928 г. (А. Я. Орлов, 1941).

или иной долей определенности доказывается и астрономическими, и палеомагнитными, и палеоклиматическими данными. Естественно, что системы трещин, заложившиеся в свое время закономерно относительно оси вращения Земли, при смещении оси будут отклоняться от новых ортогональных и диагональных сеток на ту или иную величину. Во-вторых, и при неизменном положении полюса возможно смещение относительно первоначального положения отдельных глыб, блоков и пластин по надвигам, шарьяжам и сдвигам, а также и более грандиозные смещения литосферных плит материков и океанического дна.

Можно считать, что направления основных систем трещиноватости должны отвечать и положению полюса, времени их формирования и первоначальному положению изучаемого региона.

О современных перемещениях полюса говорят некоторые астрономические данные. А. Я. Орловым (1941) указываются 2 типа перемещений: периодические, зависящие от сезонных и других периодических явлений, и вековые изменения средней широты. Международная служба широт позволяет предполагать современные периодические перемещения полюсов в пределах нескольких десятков метров. На рис. 70 изображена кривая перемещения северного полюса за 12 лет. Полюс, судя по рисунку, периодически и многократно описывает круги, радиус которых за время наблюдений не превышал  $0,2''$ , т. е. 6 м. Вековые движе-

ния полюсов или их внезапные смещения современными астрономическими наблюдениями пока надежно не установлены. Однако можно не сомневаться, что более крупные периодические явления, например этапы больших изменений рельефа земной поверхности, вызывали большие перемещения полюсов.

Совершенно очевидно, что в результате новейшей тектоники, создавшей за последние 25 000 000 лет основные черты современного рельефа, фигура Земли, а следовательно, и ось ее вращения должны были измениться. Однако даже столь значительный этап в тектонической жизни Земли едва ли вызвал очень крупные перемещения полюса. По подсчетам К. К. Маркова (1948), если бы сейчас всю Азию выровнять эрозией до уровня океана, то Северный полюс передвинулся бы всего на 40 км, т. е. на треть градуса. По тем же данным древнее оледенение Северной Америки и Европы должно было вызвать изменение в положении полюса на 8 км.

Если не учитывать возможного регулярного смещения полюса и общего замедления вращения Земли в связи с приливным трением, то можно предположить, что в периоды геократические, подобные современному, положение полюса было близким тому, которое мы наблюдали в настоящее время.

В эти периоды, когда в ряде областей возникали горные хребты, когда контрастный климат Земли обуславливал наличие пустынь и оледенений и когда повсюду наблюдались регрессии моря, Земля, по-видимому, вращалась относительно более быстро. Напротив, в эпохи талассократические, равномерно теплого, влажного климата и равнинного рельефа, в результате трансгрессий мелководных эпиконтинентальных морей, покрывавших значительные части шельфа, приливное трение резко усиливалось и Земля вращалась медленнее. В эти эпохи, казалось бы, смещение полюсов должно было быть наиболее значительным. Это отчасти согласуется с данными, приводимыми Н. М. Страховым. Он считает, что в переходные эпохи (верхний девон и триас), когда длительно устойчивый план климатической зональности после завершения орогенеза сменялся другим планом, наклон плоскости экватора резко и быстро изменялся. По мнению Н. М. Страхова, в верхнем палеозое ( $C_{2-3} - P$ ) в районе между  $10^\circ$  з. д. и  $20^\circ$  в. д. в Европе экватор находился примерно на  $42-48^\circ$  севернее его современного положения. Соответственно были смещены и ось вращения и все климатические зоны Земли. Положение полюсов в это время по построениям Н. М. Страхова определяется для Северного полюса в районе Алеутских островов, для Южного — вблизи южного окончания Африки. В нижнем палеозое плоскость экватора в районе тех же долгот была еще на  $30^\circ$  севернее, а полюсы находились: Северный — в центре Тихого океана, а Южный — у западного побережья Африки.

Согласно построениям Н. М. Страхова, несмотря на очень большие перемещения полюса, смещения эти идут в одном направ-

влении и разделены большими интервалами почти неизменного положения полюса. Н. М. Страхов в отличие от Л. Б. Рухина, допускавшего большие перемещения полюса в мезозое, и в частности в мелу, считает, что начиная с юры Северный и Южный полюсы почти не меняли своего местоположения. Изменения климата в это время могли быть связаны не с иным наклоном оси вращения планеты, а с общим изменением температурного режима Земли. Следы иных условий климата в отдельных геологические эпохи могут быть связаны и с изменением солнечной радиации, и с изменением количества углекислоты в воздухе или с изменением наклона земной оси к эклиптике. Влияя на палеогеографические условия, такие явления не должны были вызывать значительного изменения рисунка планетарной трещиноватости.

Наблюдаемые отклонения в простираниях трещин в породах того или иного возраста могли бы позволить сделать определенные выводы о положении полюса только при наличии массовых эмпирических данных для всех геологических систем на всех материках и океанах. Имеющиеся очень ограниченные наблюдения не дают основания для заключения о больших изменениях в положении земной оси в фанерозое. Они могут объясняться местными тектоническими причинами, а может быть и смещениями или поворотами крупных блоков земной коры материков или литосферных плит.

Вопрос о фиксизме или мобилизме является в настоящее время одним из наиболее дискуссионных в представлениях о развитии Земли.

Как указывалось выше, небольшие (до 10—15°), но определенные отклонения для пород того или иного возраста наблюдаются. Можно привести и постепенные изменения в ориентировке систем трещин для пород одного возраста в зависимости от положения их в пространстве, что было выяснено, например, при непрерывном прослеживании по простиранию известняков и доломитов нижнего ордовика на протяжении 50 км на северо-западе Русской плиты [128]. Однако существует множество данных, свидетельствующих о том, что в породах разного возраста, иногда разделенных перерывами и несогласиями, ориентировка основных систем трещин остается постоянной [68 и др.].

Неизменно подчеркивается, что основная особенность планетарной трещиноватости заключается в том, что при массовых замерах трещин на значительных территориях сводные розы и векторные диаграммы их, замеренные разными лицами в породах разного возраста и в разных областях Земли, дают почти тождественные простирания. В платформенных условиях они всюду близки направлениям С 0°, СВ 45°, З 270° и СЗ 315° (рис. 52).

В то же время об очень значительных и притом направленных изменениях в положении полюсов в течение всего фанерозоя говорят палеомагнитные данные. Местоположение полюсов во

времени по этим данным определяется различно с разных континентов, что свидетельствует о том, что оно изменилось не только в связи с перемещением оси Земли, но зависит от движения континентов (плит). Естественно, должны были последовательно меняться и простирания систем планетарных трещин, что не соответствует, на первый взгляд, более или менее постоянному плану трещинного каркаса. Однако в последние годы появились объяснения этого кажущегося противоречия. Указывается, что перемещение крупных континентальных блоков, а также полюсов, в геологической истории характеризовалось сменой эпох медленных движений и эпох быстрых перемещений. При этом континенты, судя по ориентировке палеомагнитных широт, испытывают в такие эпохи (например, в силуре или перми) повороты на определенные углы (большой частью на 45 или 90°). Повороты плит, по видимому, происходили тогда, когда накапливающиеся напряжения, стремящиеся изменить положение плиты или блока земной коры относительно полюса, достигали такой величины, что могли перевести блок сразу с одной системы трещин на другую. При таком построении общий рисунок каркаса планетарных трещин может сохраниться неизменным, хотя отдельные системы трещин и получают иной смысл. Ортогональные системы трещин, а также связанные с ними структурные формы и линеаменты после поворота могут стать диагональными относительно нового положения полюса. Так, например, по данным геофизика А. Б. Когана [43], для Сибирской платформы простирание меридианов палеогеновой эпохи более или менее соответствует простираниям параллелей триаса.

Эти и другие данные, по мнению некоторых исследователей, позволяют считать, что тектоника плит и учение о планетарной трещиноватости не только не исключают, но дополняют и обогащают друг друга [134].

Решение выдвинутых выше больших теоретических вопросов требует тщательного и широкого изучения особенностей планетарной трещиноватости разных возрастов, в разных областях Земли и сопоставления полученных результатов с новыми выводами астрономических, палеогеографических и палеомагнитных исследований. Все это может и должно быть увязано с историей развития структуры и рельефа Земли.

Создается впечатление, что и согласные простирания планетарных трещин в породах различного возраста, и небольшие отклонения простираний во времени, и предположительные повороты глыб, связанные, быть может, со сменой геократических и таласократических эпох, возможно объяснить, только привлекая представления о цикличности развития планетарных процессов.

В ряде случаев векторы основных систем трещин обнаруживают аномалии. Определенные аномалии иногда охватывают значительные регионы, предопределяя в них и общую конфигурацию земной поверхности, и тектоническую структуру, и вулканизм, и сейсмические явления. Такие аномалии наблюдаются в некото-

рых мобильных областях Земли и выделяются как региональные аномалии.

Кроме того, и в мобильных, и в стабильных геоструктурных областях наблюдаются местные аномалии. Местные аномалии простирающихся трещин используются в настоящее время при геологосъемочных и поисковых работах для выявления и характеристики структурных форм, главным образом локальных складок и приуроченных к ним месторождений полезных ископаемых.

В ряде случаев аномалии связаны с последующими тектоническими движениями, использовавшими и частично искажившими сеть планетарных трещин.

Аномалии в сетях планетарных трещин и линеаментов вместе со степенью густоты их являются поисковым признаком нефти и газоносных структур, особенно ценным в закрытых районах. В Западной Сибири учет и использование планетарной трещиноватости дали уже положительные результаты [И. Л. Кузин, 57]. В Прикаспии установленные связи локальных солевых и подсольных структур с планетарной трещиноватостью позволили целенаправленно вести поиски полезных ископаемых [Н. Д. Павлов, 57].

Многолетние исследования угленосных формаций позволили Г. А. Иванову (1939, 1940) выявить особенности планетарных трещин в углях в зависимости от степени их метаморфизма, а также установить признаки, отличающие планетарную трещиноватость от тектонической. Связь планетарной трещиноватости с угленосными толщами позволила дать важные рекомендации при разработке месторождений углей и горючих сланцев [Г. А. Иванов, Э. Н. Варфоломеева, 57].

Интересные данные о методах поисков коренных и россыпных кимберлитовых месторождений алмазов получены на основании изучения их связи с планетарной трещиноватостью в Сибири и на севере Русской плиты [М. И. Попов, 57]. Связь коренных рудных полезных ископаемых и рудных жил с трещинами известна давно. Устанавливается соотношение оруденений по составу и возрасту с теми или иными системами трещин, последовательность формирования рудных тел и т. д. Анализ этих интереснейших данных с точки зрения учения о планетарной трещиноватости только начинает производиться [Т. В. Николаева, 57]. То же можно сказать о связи россыпных месторождений с линеаментами. Наконец, большое значение имеет понимание закономерностей планетарной трещиноватости и блочности при разработке каменных строительных материалов (строительного камня) [Е. Н. Азбукина, 57].

Взаимосвязь форм тектонической структуры со всеми особенностями планетарной трещиноватости весьма разнообразна. В каждом случае для выявления того или иного полезного ископаемого разрабатывается своя методика [57].

## Глава VIII

### ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВОЗЗРЕНИЙ

#### Геотектонические гипотезы

Во всех предшествовавших главах, говоря о современных или новейших тектонических движениях, об осадкообразовании, о тектонической структуре и ее развитии в пространстве и во времени, помимо приведения описательных эмпирических данных, неизменно касался основных идей и лиц, которые играли ведущую роль в становлении наших тектонических воззрений. Те или иные представления появлялись, эволюционировали, менялись, иногда круто расходились, вызывая горячие споры, а иногда, казалось бы, исчезали, но след их большей частью оставался и они всплывали при решении какого-либо кардинального вопроса и ложились в основу новых гипотез.

С древнейших времен излагавшиеся в эпосе и сказаниях различных народов представления связывались с изменчивостью природных явлений, с тектонической динамикой. У индусов — периоды бодрствования и сна Браммы, времена разрушения и времена бездействия творческих сил; у скандинавов — предсказания будущего оледенения, угасания Солнца, появления подземного огня, разрушения мира; ассиро-вавилонский миф, перешедший в библейское сказание о потопе, и др.

Среди философов древней Греции, стремящихся обобщить наблюдавшиеся тектонические явления (землетрясения, вулканические извержения, «потопы»), уже в 6—5 в. до н. э. сложились 2 школы: одна из них отводит основную роль в преобразовании Земли огню (Гераклит, Эмпедокл, Анаксагор), другая признает приоритет воды (Фалес, Ксенофан, Ксанф). Аристотель (384—322 гг. до н. э.), указывая на перемещения морских берегов, пишет: «Море приходит туда, где прежде была суша; суша вернется туда, где сегодня мы видим море. Нужно при этом думать, что эти изменения следуют одно за другим в известном порядке и представляют известную периодичность». Страбон (ок. 63 г. до н. э. — ок. 20 г. н. э.) на грани нашей эры описывал следы поднятия и опускания уровня моря и считал, что дно моря опускалось и поднималось в связи с деятельностью вулканов. Вулканы,

и в том числе Этна, служили клапанами, выпускавшими подземный огонь и газы. В связи с извержением Этны образовался пролив, отделивший Сицилию от Италии. Наблюдения древних ученых переплетались с вымыслом, но след их интересных заключений остался в будущем науки.

В средние века догма церковного учения и отсутствие духа свободных исследований надолго затормозили развитие научных представлений в Европе.

Однако в Средней Азии тысячу лет назад зародились представления о гелиоцентрической системе мира (Бируни, 973—1048). Абу Али Ибн Сина (Авиценна, 980—1037) считал, что горы образуются в результате землетрясений или благодаря размыву поднятий. А самаркандский ученый Омар Эль-Аалем сравнивал современные ему карты с древними картами Индии и Персии и указывал на изменения конфигурации морей, рек и поверхности суши.

Мы мало знаем о построениях ученых более отдаленных стран. Да они и не играли роли в развитии естественных наук в Европе. Но когда вслед за мрачными годами средневековья в европейских странах наступила эпоха Возрождения, возродились и идеи ученых Греции и Рима, а отчасти и данные арабской культуры X—XI вв. Преклонение перед авторитетом древних было настолько велико, что свежие мысли, рождавшиеся в связи с великими географическими открытиями и прикладными работами, связанными с поисками полезных ископаемых и инженерным строительством, считались ненаучными, если они не соответствовали взглядам Аристотеля. А среди последних возродились и самые нелепые суждения.

И только такие гениальные люди, как Леонардо да Винчи (1452—1519) могли утверждать, что встреченные при прорытии каналов римского водопровода раковины и окатанная галька являются свидетелями бывшего здесь ранее моря. Говоря о медленных изменениях земной поверхности и перенося их на суждения о прошлом, он по существу рождал тот метод, который впоследствии получил название принципа актуализма. Вместе с тем Леонардо да Винчи считал, что горы являются останцами древней поверхности суши, на равнинах опустившейся.

Прикладные работы в рудниках Саксонии позволили Г. Бауэру (1494—1555), известному под псевдонимом Агрикола, классифицировать жильные месторождения, трещинные и пластовые, и изучить минералогию. Замещение одних минералов другими и рождение рудных тел он связывал с выходом паров по трещинам. А сами трещины объяснял вертикальными движениями, вызванными землетрясениями и движениями земной поверхности в горизонтальном направлении. По мнению Г. Бауэра, потоки, используя трещины, размывают горы. После длительной эпохи отрицания связи речных потоков с трещиноватостью эти мысли возродились в представлениях о линеаментах.

С XVII веком, с именем Николауса Стенона (Нильса Стенсона), связывают иногда начало научной геотектоники. Н. Стено (1638—1686), датчанин по происхождению, жил и работал во Флоренции. Региональные исследования Тосканы привели его к заключению, что страна эта пережила 6 этапов развития структуры.

В первый этап Тоскана вместе со всей Землей была покрыта водами моря. В нем отлагались слоями первичные, не содержащие ископаемых остатков породы. В течение второго этапа море отступило, и в Земле под действием подземных вод и огня образовались пустоты. В третий этап произошло обрушение слоев над пустотами. Обрушившиеся слои получили наклонное залегание, а на поверхности Земли образовались неровности. В четвертый этап море вновь наступило на сушу и отложило новые горизонтальные слои, содержащие ископаемые органические остатки. Они несогласно легли на более древние дислоцированные отложения. В пятый этап море опять отступило, и реки и подземные воды образовали новые пустоты. В шестой этап произошло новое обрушение слоев над пустотами, новые дислокации и сформировался современный рельеф.

Таким образом, Н. Стено впервые проиллюстрировал историю тектонического развития страны. На основании своих исследований Н. Стено установил 4 принципа (рис. 71).

1. Всякий слой представляет собой бесконечную непрерывность, так что его можно проследить через горы и долины.
2. Всякий слой откладывался первично горизонтально. Если слой наклонен, значит залегание его нарушено.
3. Если горизонтальный слой залегаet на наклонном, то нарушение этого последнего произошло до отложения горизонтального.
4. Горы не представляют собой постоянной величины (т. е. могут возникать и разрушаться).

Принципы Н. Стено и особенно 3-й, говорящий об определении возраста складчатости по несогласиям, изъятые из забвения Эли де Бомоном в XIX в., глубоко вошли в представления геологов и до сих пор еще исповедуются некоторыми тектонистами (гл. V).

Из западноевропейских ученых XVII в. следует упомянуть Р. Гука (1635—1703). Он в своих «Лекциях и докладах о землетрясениях» пишет о трансгрессиях и регрессиях моря, об извержениях и землетрясениях, образующих и опрокидывающих горы, связывая эти явления с «огненными потоками, которые льются в глубинах Земли», со всей жизнью нашей планеты и с ее путями в пространстве. Расплавленная Земля, по Г. В. Лейбницу (1646—1716), остывала неравномерно, с образованием пузырей и неровностей в виде гор.

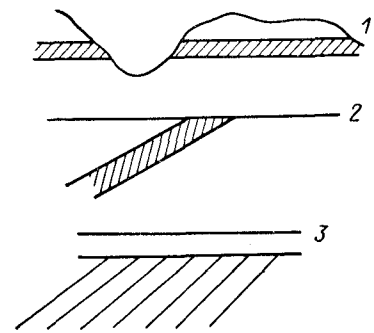


Рис. 71. Принципы Н. Стено.  
1 — протяженность слоя; 2 — наклонный слой имеет нарушенное залегание; 3 — горизонтальный слой моложе нарушения.



Говоря о развитии общих научных представлений в XVIII в., мы можем включить в наше рассмотрение и Россию. И нельзя не упомянуть в этой связи имени Петра I, который писал, что «Оградя отечество безопасностью от неприятеля, надлежит стараться находить славу государству через искусства и науки». Петром Великим были организованы 1-я и 2-я Камчатские экспедиции. Выполняя задание искать, где Азия соединяется с Европой, В. И. Беринг описал пролив, названный его именем. Сотрудник В. И. Беринга Г. В. Стеллер (похоронивший командора) описал вулканы Камчатки, а С. П. Крашенинников в своем замечательном описании Земли Камчатской поведал о землетрясениях и явлении цунами.

Одним из следствий заветов Петра I было приобщение России к научным идеям Запада и деятельность организованной Петром Академии наук. Здесь мы видим гениальные творения М. В. Ломоносова (1711—1765). Ученый, поэт, общественный деятель, мыслитель М. В. Ломоносов, как писал о нем А. С. Пушкин, «был первым нашим университетом». Геологические представления М. В. Ломоносов излагает в своем сочинении «О слоях земных» (1763). Начинает эту книгу М. В. Ломоносов с рассмотрения устройства земной поверхности и неровностей ее — холмов, гор и материков. Изменения земной поверхности вызываются внешними и внутренними действиями (мы бы сказали эндо- и экзогенными процессами). «Внешние суть сильные ветры, дожди, течения рек, волны морские, льды, пожары в лесах, потопа; внутреннее одно землетрясение» [53, с. 45]. Землетрясения изменяют земную поверхность и приводят к образованию гор, в том числе и самых больших гор — материков. Сами слои земные большей частью связаны с землетрясениями. «Великую перемену причиняют на земной поверхности знатные наводнения и потопа, кои коль многократно случались, гласят разные слои земные; ... Потопления бывают двоякие: одни от избытку воздушной воды, то есть от сильных и чрезвычайных дождей, и крутого растаяния снегу; другие от морей и озер, преступающих берегов своих пределы. Действия сих почти всегда соединено с земным трясением, или с нечувствительным и долговременным земной поверхности понижением и повышением» [53, с. 48].

Таким образом, М. В. Ломоносов впервые выделил 2 типа тектонических движений: относительно быстрые землетрясения и долговременные, нечувствительные. Причиной тектонических движений М. В. Ломоносов считал действие подземного жара. «Есть в сердце земном иное неизмеримое могущество, которое по временам заставляя себя чувствовать на поверхности, и коего следы повсюду явствуют, где дно морское на горах, на дне морском горы видим» [53, с. 49].

В гл. IV, содержащей рассуждения о слоях и о внутренностях земных, говорится о тектонических дислокациях. «Наклонное положение камней диких к горизонту показывает, что оные слои

сворочены с прежнего своего положения, которое по механическим и гидростатическим правилам должно быть горизонтально» (с. 56). «Сила, поднявшая таковую тягость, ни чему ... приписана быть не может, как господствующему жару в земной утробе» [53, с. 57].

Великие землетрясения происходили в горах («ломовитые каменные горы») и «такие перемены произошли на свете не за один раз, но случались в разные времена несчетным множеством крат, и ныне происходят, и едва ли когда перестанут» [53, с. 66]. Эта цитата достаточно ясно свидетельствует в пользу того, что М. В. Ломоносов не был катастрофистом, а может рассматриваться как эволюционист и актуалист.

Много фактических данных о геологическом строении России дали академические экспедиции 1768—1774 гг. Среди участников их надо отметить П. С. Палласа и И. И. Лепехина. П. С. Паллас предложил получившую широкое признание и у нас, и за рубежом схему строения горных хребтов. Вдоль оси хребта, по наблюдениям П. С. Палласа, выходят первозданные граниты. На склонах их сменяют круто залегающие кристаллические сланцы, потом выходят известняки, а у подножья красноцветные обломочные отложения. И. И. Лепехин отмечает в своих дневниках залегание горных пород: «плоско», «понуро», «торчком». Урал рисуется им как огромная складка.

И у нас, и в Западной Европе, и во вновь открытых странах в XVIII в. идет накопление фактических данных. А. Валлиснери делал зарисовки Альп. Дж. Мичел описал часть Англии и предложил свою схему строения гор, которую мы, выражаясь современным языком, описали бы как антиклиналь, срезанную денудационной поверхностью, унаследованно изогнутой в более пологую складку. В XVIII в. составляются первые карты и строятся профили и разрезы (Пэк — в Англии, И. Г. Леман и Г. Х. Фюксель — в Германии, Ж. Геттар — во Франции). Поиски и разработка полезных ископаемых, горные инженеры, промышленники, рудознатцы, путешественники приносят обильные сведения о строении Земли.

В то же время в XVIII в. обостряется спор между плутонистами и непутонистами. Наиболее выдающимся представителем непутонистов был профессор Горной школы во Фрейберге А. Г. Вернер (1750—1817). Горные породы Саксонии А. Г. Вернер разделил на 4 группы: первичные, вторичные, третичные и четвертичные. Все горные породы образовались из воды и не меняли своего первоначального залегания. Это относится и к массивно-кристаллическим породам, и к стоящим на головах сланцам. Выпадение на вертикальных поверхностях кристаллов из перенасыщенного раствора служило наглядной иллюстрацией представлений А. Г. Вернера. Будучи обаятельным человеком, прекрасным оратором и знатоком минералогии и геологического строения Саксонии, А. Г. Вернер покорял своих слушателей, съезжав-

шихся во Фрейберг из всех стран Европы. Никогда не выезжая из Саксонии, А. Г. Вернер считал, что весь мир построен по ее подобию. Даже когда ему рассказывали о вулканах, он объяснял происхождение их подземными пожарами углей.

Тектонические процессы целиком отвергались А. Г. Вернером. Однако современем горячие поклонники его учения, такие, например, как Леопольд фон Бух или Александр Гумбольдт, особенно после путешествий в другие страны, отказывались от непутизма и перешли в лагерь плутонистов.

Наиболее крупным плутонистом XVIII в. можно считать Дж. Геттона (1726—1797). Переменив ряд профессий (юрист, врач, фермер), Дж. Геттон начал заниматься геологией лишь в 42 года. В опубликованной им «Теории Земли» (1788) в основу развития Земли положен внутренний жар. Он вызывает поднятие, внедрение плутонических пород, метаморфизм. Поднятый участок размывается водой и продукты размыва отлагаются в море. Затем происходит новое поднятие и морские осадки выводятся на поверхность. Говоря о поднятиях, Дж. Геттон указывал на то, что первоначально вертикальная сила, комбинируясь с тяжестью и сопротивлением масс, создавала боковое и наклонное давление, вызывая изгибы слоев. Спорить о начале и конце Земли бесполезно. Природные силы действуют и сейчас так же, как они действовали раньше, и для объяснения их не требуется привлекать катастрофы. Дж. Геттон писал трудным языком и работы его получили широкую известность только благодаря освещению и популяризации его идей Дж. Плейфером — учеником Дж. Геттона, опубликовавшим «Иллюстрации к теории Земли Дж. Геттона» (1802).

К этому времени, к началу XIX в., относится окончательная победа плутонистов над непутистами. Этому способствовали работы Л. Буха и А. Гумбольдта. Леопольд фон Бух, побывав в Италии, убедился, что вулканы не могут быть объяснены подземным самовозгоранием угля или серы, а извергают расплавленную лаву. При этом на склонах вулканов слои лежат наклонно, падая от кратера во все стороны. Такое залегание Л. Бух объяснил не первичным нагромождением продуктов вулканизма, а выпиранием слоев магмой. То же явление он предполагал и в древних горных хребтах, где плутонические массы — черные (авгитовые) порфиры, внедряясь из глубин, поднимали слагающие хребты породы, вызывая наклон их от оси хребта к периферии и смятая их в складки. Такое строение горных хребтов, правда без объяснения их «кратерами поднятия», как указывалось выше, было впервые описано П. С. Палласом.

Гипотеза «кратеров поднятия» (Л. Буха) получила широкое распространение среди исследователей Альп. «Черные порфиры» в их построениях были заменены гранитами или другими внедряющимися по трещинам плутоническими породами. Первичное вертикальное внедрение плутонов раздвигало осадоч-

ные породы, вызывая в них горизонтальные движения и образование складок (Б. Штудер, 1847).

А. Гумбольдт, разделяя идеи плутонистов, высказал, между прочим, мнение, что хребты Тянь-Шаня, как и все горные хребты, имеют вулканическое происхождение. Это подтверждалось имевшимися «данными» об извержении вулканов на Тянь-Шане. (Только в конце XIX в. И. В. Мушкетов указал, что «данные» эти связаны с самовозгоранием юрских углей).

Если в XVIII в. развитие основных направлений в геотектонике знаменовалось завершением спора между непутистами и плутонистами, то в XIX в. выдвигается целый ряд вопросов и теорий, борьба между которыми, по существу, не закончена. В первую очередь следует остановиться на взглядах катастрофистов и эволюционистов. Если, продолжая развивать представления плутониста Дж. Геттона, многие ученые, в том числе Л. Бух и А. Гумбольдт, встали на позицию катастрофизма, то и эволюционное учение, и актуализм могут рассматриваться как наследие того же Дж. Геттона.

Наиболее известным геологом-эволюционистом начала XIX в. был Ч. Лайель (1797—1875). В работе «Принципы геологии» (1830) Ч. Лайель доказывает, что между современными и древними геологическими процессами нет существенной разницы. Среди древних отложений Ч. Лайель указывает и морские отложения со следами волноприбойных знаков и морской фауной, и эоловые пески, аналогичные современным дюнам, и лавовые потоки, и следы болот и ископаемой почвы, и известковые туфы. Наблюдавшиеся им в горных породах трещины он сравнивал с трещинами, возникающими при землетрясениях. В тектонических вопросах Ч. Лайель следовал представлениям о поднятиях Дж. Геттона.

Работы Ч. Дарвина, считавшего Ч. Лайеля своим учителем, укрепили эволюционные идеи в геологии. Ф. Энгельс считал, что Ч. Лайель внес здравый смысл в геологию.

Независимо от Ч. Лайеля Карл фон Гофф [151] пришел к выводу об отсутствии катастроф в истории Земли и считал, что все изменения земной поверхности можно объяснить причинами, вызывающими и ныне все наблюдаемые явления природы.

Однако в то же время, в первой половине XIX в., умами большинства тектонистов завладели идеи крупнейшего ученого XIX в. Эли де Бомона (1798—1874), изложенные им в «Замечаниях о горных системах» в 1830 и 1852 гг. Горные складчатые системы, по мнению Эли де Бомона, образовались в результате чередования эпох покоя и катастроф и расположены вдоль пентагональной сети разломов. Возраст складчатости определяется по угловым несогласиям. Значения этих весьма важных положений и критика их изложены нами в гл. V и VII. Здесь мы остановимся на обобщающей идее Эли де Бомона контракционной гипотезе.

Эли де Бомон не мог удовлетвориться той причиной тектонических явлений, которая выдвигалась Л. Бухом — гипотезой кратеров поднятия. Фактический материал, собранный в результате региональных исследований, особенно исследований складчатости, говорил против приоритета вертикальных движений и заставлял искать новых объяснений тектонического развития. Такое объяснение дала созданная Эли де Бомоном гипотеза контракции — гипотеза сжатия земной коры.

Основываясь на полученной к этому времени всеобщее признание гипотезе о происхождении солнечной системы Э. Канта и П. Лапласа, гипотеза Эли де Бомона оказывается связанной с космогонией, что придает ей полноту и рисует общую картину развития Земли.

Как известно, по представлениям Э. Канта и П. Лапласа от вращающейся солнечной туманности под действием центробежной силы на экваторе отрывались концентрические кольца материи, впоследствии образовавшие планеты. Первоначально планеты представляли собой раскаленные шары, в которых происходило распределение вещества по плотности. Отдавая тепло в мировое пространство, планеты начали покрываться твердой корой. Согласно гипотезе контракции кора Земли охладилась уже до возможного предела и объем ее остается постоянным. Но внутренние части Земли, еще не остывшие, продолжают сжиматься, уменьшаться в объеме. В результате в земной коре развиваются тангенциально действующие силы сжатия, которые и вызывают складчатость и все тектонические дислокации.

Гипотеза контракции очень быстро получила всеобщее признание. Если в начале XIX в. описание сложной складчатой структуры с опрокинутыми складками пластов осадочных отложений в Льежском угленосном бассейне, составленное А. Дюмоном, казалось столь сомнительным, что потребовалось создание специальной комиссии для ее проверки, то в начале XX в. теория альпийских шарьяжей, вызванных боковым давлением, получила официальное признание на геологическом конгрессе в Вене (1903 г.).

За время своего длительного существования гипотеза контракции была дополнена многими представлениями. Пожалуй, наиболее важными из них является учение о геосинклиналях. Хотя геосинклинали и рассматривались творцами этого учения как области прогибания, но и Дж. Холл и Д. Дана опирались на контрактционную гипотезу.

Развитие интенсивной складчатости в одних районах и отсутствие ее в других вызвало представление о неоднородном строении земной коры, состоящей из жестких и пластичных участков. Жесткие участки, раздавливая пластичные, вызывали в них складчатость. Впоследствии эта точка зрения была наиболее полно развита Л. Кобером, выдвинувшим гипотезу «двустороннего орогена», по которой каждое складчатое сооружение («оро-

ген») состоит из 2 симметричных ветвей, надвинутых на прилегающие к нему платформы. Гипотезой контракции объяснялись не только складчатые, но и разрывные дислокации — сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги.

М. Бертран (1847—1907) предполагал, что в некоторых районах Альп происходило горизонтальное смещение крупных комплексов на расстояние свыше 100 км. Этот выдающийся французский ученый, контракционист, не стоящий на позициях катастрофистов, дал углубленный анализ складчатых форм. Он пришел к заключению, что складчатость является длительным процессом, возраст которого не может определяться угловыми несогласиями. В то же время М. Бертран установил периодический характер крупных эпох тектонических движений и разделил известные ему складчатые зоны на гуронские, каледонские, герцинские и альпийские.

На рубеже XIX и XX вв. появилась сводная работа австрийского геолога Э. Зюсса (1831—1914) «Лик Земли». В ней впервые рассматривалось строение земного шара в целом. Написанный с позиций контракционизма этот огромный труд как бы подводил итог всем существующим к началу нашего века геологическим материалам о строении Земли и ее поверхности. Большое внимание Э. Зюсс уделял и данным русских ученых А. П. Карпинского, И. В. Мушкетова, И. Д. Черского и др. Э. Зюсс не признавал активных поднятий. Вслед за сжимающимся ядром земная кора могла лишь оседать и собираться в складки. Первозданные щиты путем наращивания складчатостью превращались в более обширные материи. Складкообразование полностью отождествляется Э. Зюссом с горообразованием. Трансгрессии и регрессии связываются лишь с колебаниями уровня океана. «Лик Земли» Э. Зюсса характеризовал эпоху наибольшего расцвета контрактционной гипотезы. Однако и в XX в. эта гипотеза продолжала владеть умами некоторых крупнейших тектонистов (А. П. Карпинский, Э. Ог, Э. Арган, Г. Штилле, И. и Д. Мушкетовы и др.).

В 30-х годах в связи со столетием контрактционной гипотезы Д. И. Мушкетов писал, что лицо ее покрыто множеством морщин, но она еще здорова и крепка.

Несмотря на многие возражения, несмотря на то, что представления П. Лапласа сменились другими космогоническими построениями, основное геологическое содержание гипотезы контракции — представление о господстве горизонтальных напряжений в земной коре сохранилось до настоящего времени.

Если в XIX в. шла борьба между контракционистами и приверженцами гипотезы кратеров поднятия, то исследователи XX в. могут быть подразделены на тектонистов, признающих ведущее значение горизонтальных сил, и тектонистов, верующих в приоритет вертикальных напряжений.

Примером гипотез, выдвигающих значение вертикальных движений, может служить гипотеза изостазии. Идею изостазии

принято связывать с письмом, написанным в 1837 г. Дж. Герше-лем Ч. Лайелю. Одновременно, в 1839 г., те же мысли высказывались в Петербурге Д. И. Соколовым. Более полно в 1855 г. основы гипотезы были изложены лондонскими геодезистами Дж. Праттом и Дж. Эйри. Гипотеза изостазии исходит из того, что блоки земной коры, поверхность которых возвышается на разную высоту, оказываются гравитационно уравновешенными. Разная высота блоков земной коры над поверхностью равновесия (зона изостатической компенсации), по мнению Дж. Пратта, объясняется разной плотностью блоков. По мнению Дж. Эйри, блоки легкой коры, как айсберги, плавают в более тяжелом субстрате, возвышаясь и погружаясь в субстрат соответственно своей мощности.

Теория изостазии как основы тектонических движений была сформулирована в 1892 г. в статье американского геолога К. Э. Деттона. По его мнению, в земной коре в результате денудации более возвышенных блоков и отложения минеральных масс на более пониженных происходит изменение тяжести блоков и наблюдается всплывание (поднятие) облегченных и погружение отягощенных участков по закону Архимеда. Равновесие, к которому стремятся блоки, нарушается внешними и внутренними причинами (притяжением Солнца и Луны, тяжестью ледника и т. д.). При прогибании и поднятии коры происходит перемещение вязкого материала под земной корой, которое, по мысли К. Э. Деттона, может вызвать сжатие коры и складчатость.

В. Боуи (1936) дополнил гипотезу изостазии представлениями о смещении геозистерм в процессе движений блоков.

Очень интересны исследования скандинавских и американских геологов, изучавших гляциоизостазию Балтийского и Канадского щитов, обусловившую движение их в эпоху четвертичного оледенения и в голоцене.

Конечно, изостазия не может лечь в основу генезиса тектонических процессов. Сама по себе она привела бы к полному выравниванию. Какие-то иные силы создают основные структуры земной коры, нарушающие гравитационное равновесие. Но как вторичное явление изостазия не может отрицаться.

В XX в. многие старые понятия, не являвшиеся всесторонне характеризующими развитие структуры Земли гипотезами, получили дальнейшее развитие и вошли в основу современных тектонических представлений. Так, например, идея геосинклиналей прошла через ряд гипотез. Дж. Холл считал, что геосинклинали прогибаются под влиянием веса осадков, Д. Дана стоял на позиции контракционизма. Оба творца теории полагали, что геосинклинали образуются у края материка. Э. Ог поместил геосинклинали между материками, названными впоследствии платформами. Л. Кобер рисует двусторонний ороген. Многие исследователи как пример геосинклинали приводят Зондские острова или островные дуги, а сейчас и зоны Беньюффа. С совершенно новых позиций

океан рассматривается как геосинклиналь А. В. Пейве. Ч. Шухерт выделяет типы геосинклиналей. Существуют разные представления об истории развития геосинклиналей, о геосинклинальном режиме, об объеме понятия геосинклиналь и соотношении ее с орогеном.

И тем не менее с позиции любых гипотез геосинклинальные области выделяются на тектонических картах. Даже при отказе от этого термина понятие о геосинклиналях остается в современных тектонических построениях.

Другим примером могут служить выделенные Г. К. Джилльбертом представления об эпейрогенических и орогенических процессах. Они получили очень широкое, хотя и не однозначное, распространение. По представлениям Г. Штилле медленные эпейрогенические движения не создают структуры, хотя и являются направленными. А термин орогенез стал синонимом складчатости. В противоположность эпейрогенезу орогенез создает структуру складчатых областей. Складчатость по Г. Штилле формируется в короткие «орогенические» фазы. «Канон орогении» Г. Штилле, возвращая геологов к представлениям катастрофистов, до сих пор в той или иной форме довлеет над многими тектоническими представлениями.

В советской геологической литературе эпейрогенез стал именоваться «колебательными движениями», либо не создающими, либо создающими структуры, но не направленными, а обратимыми. Движения, формирующие складчатость, противопоставляются «колебательным» и еще недавно именовались у нас как орогенические.

Все эти представления отличаются от предлагаемого в этой книге положения, заключающегося в том, что судить о тектонических движениях прошлого можно только по тому или иному выражению их в структуре (и по аналогии с современными движениями). При этом термины Г. К. Джилльберта хотя и сохраняются, но не противопоставляются друг другу как типы движений.

Можно было бы привести целый ряд чрезвычайно существенных положений и авторов их, сыгравших важнейшую роль в развитии геотектоники. Так, говоря о развитии представлений о строении горных областей, наряду со многими зарубежными учеными нельзя не указать имени И. В. Мушкетова (1850—1902). Первыми исследователями тектоники платформ у нас были А. П. Карпинский (1847—1936), А. П. Павлов (1854—1929), А. Д. Архангельский (1879—1940), Н. С. Шатский (1895—1960). Они, а также современные ученые и их идеи упоминались в предшествующих главах.

Ниже мы кратко остановимся на тектонических гипотезах, получивших то или иное распространение в XX в. Нам кажется удобнее рассматривать их не строго по времени возникновения, а очень условно объединив по поднимаемым в них основным проблемам.

**Гипотеза перемещения материков А. Вегенера [17].** В начале XX в. появилась гипотеза перемещения материков, или континентального дрейфа Ф. Тейлора (1910) и А. Вегенера (1915), широко известная как гипотеза Вегенера, наиболее полно и всесторонне ее разработавшего. В этой гипотезе впервые была высказана и обоснована многочисленными данными идея больших перемещений друг относительно друга материковых глыб. Сходство очертаний суши противоположных берегов Старого и Нового света привело А. Вегенера к заключению, что материк эти представляли из себя в прошлом одно целое. Расколовшись, они отдались друг от друга и образовали Атлантический океан.

По А. Вегенеру материковые массивы, состоящие из более легкого сиалического материала, плавают наподобие айсбергов в тяжелой сине, глубоко погруженные в нее. Первоначально материковый сиаль тонким слоем покрывал всю Землю. В связи с вращением Земли и действием приливных волн в пластической зоне, тормозящих вращение и вызывающих отставание поверхностного слоя от внутренних, появились разрывы и складки в сиалическом покрове. В результате он был разорван и собрался в один материк (Пангеа), освободив обширное пространство от сиалического слоя и образовав на симатической постели океан (предположительно Тихий, наиболее древний).

Затем единый материк вследствие действия тех же сил стал раскалываться на части. Северная и Южная Америка откололись от Европы и Африки, и возник и постепенно расширился Атлантический океан. Вследствие тормозящего действия при движении на запад на западных берегах обеих Америк возникли складки Кордильер и Анд. На противоположном берегу Тихого океана движение на запад материка Азии задерживается как бы «прилипшей» к океанической коре окраинной материка с образованием островных дуг.

Мы не будем останавливаться на дальнейших построениях А. Вегенера, объясняющих движения Индии, Антарктиды и Австралии, а также на объяснении образования зоны альпийской складчатости.

Наиболее убедительные доводы в пользу плавания материков (эпейрофореза) обычно приводятся при рассмотрении строения атлантических берегов Старого и Нового света. Указывается, что не только очертания берегов во всех деталях, но и их геологическое строение удивительно соответствуют друг другу (вплоть до распространения тех или иных полезных ископаемых, например месторождений алмазов в Южной Африке и в Южной Америке). Приводятся палеонтологические данные, особенно убедительные при рассмотрении позднепалеозойской—раннемезозойской наземной флоры и фауны. Современное распространение некоторых животных и растений трудно объяснить, не привлекая идей эпейрофореза. То же относится и к распространению на южных материках позднепалеозойского оледенения.

Путем повторных определений астрономических пунктов (тогда еще очень малой точности) А. Вегенер пытался доказать современный дрейфт материков — удаление Гренландии от Европы.

Принципиально новая в геотектонике идея мобилизма, высказанная в гипотезе А. Вегенера, развивалась и развивается с переменным успехом вплоть до настоящего времени. Ей и сейчас противопоставляется отстаивающий свои старые позиции фиксизм.

В двадцатых годах теория А. Вегенера получила широкое распространение. Она была поддержана и использована Э. Арганом, Р. Штаубом, Дж. Джоли и многими другими учеными. У нас теория А. Вегенера пропагандировалась в переводах, статьях, рефератах (А. А. Борисьяк, Б. Л. Личков, В. А. Обручев) и приобрела множество сторонников, особенно среди молодежи. Но затем критические статьи и замечания привели к почти всеобщему отрицанию ее советскими учеными (Л. С. Берг, Н. С. Шатский, В. В. Белоусов и др.). Надо сказать, что основные возражения против теории А. Вегенера относятся главным образом к механизму перемещения глыб, противоречащему современным геофизическим представлениям. Кроме того, выдвигается целый ряд существенных замечаний против некоторых слишком упрощенных и явно неудовлетворительных заключений А. Вегенера, например против образования американских Анд и Кордильер в результате давления симы на движущийся на запад материк. Предполагаемое постоянство местоположения щитов и глубинных разломов тоже требует своего объяснения. Наконец, некоторые данные, приводимые А. Вегенером, например направление и быстрота движения Гренландии, оказались ошибочными.

Я бы сказал, что все эти порочащие гипотезу А. Вегенера замечания помогли выплеснуть из корыта вместе с водой и младенца — новорожденную идею мобилизма. Новый расцвет этой идеи начался с пятидесятых годов. Этому способствовало объединение мобилизма с идеями подкорковых конвекционных течений.

**Пульсационные гипотезы.** В 30-х годах нашего столетия некоторые геологи пытались объяснить периодически повторяющиеся, казалось бы противоположно направленные явления тем, что наряду со сжатием Земли временами происходило ее расширение. Так, А. Грэбо (1924) планетарные трансгрессии и регрессии объяснял закономерно происходящими изменениями объема Земли.

В. Бухер (1933), предполагая периодические смены эпох всеобщего расширения и сжатия Земли, назвал их пульсациями. В фазы расширения более пластичные участки земной коры растягиваются и, опускаясь, формируют геосинклинали. Заполняющие геосинклинали осадки сминаются в складки в эпохи сжатия.

М. А. Усов (1940), опираясь на идею диалектического сосуществования в жизни Земли 2 противоборствующих факторов — притяжения и отталкивания, — считал, что в борьбе этих противоположностей происходит смена фаз сжатия и расширения. Со

сжатием М. А. Усов связывает складчатость, с расширением коры — образование трещин и вулканизм.

В. А. Обручев (1940) считает свой вариант пульсационной гипотезы наиболее согласующимся с основами диалектического материализма. В продолжительные эволюционные периоды борьбы сжатия и расширения ослабевают и выражаются медленными колебательными движениями и изостатическим выравниванием. В более короткие революционные периоды борьба усиливается. В коре преобладает тангенциальное сжатие, что приводит к складчатости и резкому изменению рельефа земной поверхности. Современная эпоха является, по мнению В. А. Обручева, началом эволюционного периода, сменившего революционный период неогена и первой половины четвертичного периода.

Умозрительные построения М. А. Усова и В. А. Обручева в настоящее время потеряли интерес.

На борьбу расширения и сжатия в своей более всеохватывающей гипотезе (см. ниже) указывал М. М. Тетяев, но, по его представлениям, революционными периодами, вызывающими складкообразование, были эпохи расширения, а не сжатия. Расширение Земли имеет ведущее значение в гипотезе М. М. Тетяева. По мнению его, оно приведет в конечном итоге к взрыву нашей планеты.

**Гипотезы расширяющейся Земли.** О. Х. Хильгенберг (1933), принимая ряд положений гипотезы А. Вегенера (см. ниже), предполагает, что литосфера первоначально покрывала весь земной шар. Но в результате увеличения объема Земли, растяжения и растрескивания литосферы в промежутках между континентальной корой образовались океаны. Материки, по мнению О. Х. Хильгенберга, удаляются друг от друга не путем дрейфа по симатическому слою, а в результате роста океанов.

В 50—60-х годах, наряду с О. Х. Хильгенбергом, выступившим с новыми статьями, появились работы Л. Эдьеда, Б. Хизена, С. Кэри, у нас В. Б. Неймана и др. Объяснить причину расширения Земли пытается Л. Эдьеда. По его представлениям первоначальное состояние вещества Земли характеризовалось чрезвычайно большой плотностью. Внутри земного шара идет непрерывный процесс перехода от более плотных фаз к менее плотным, что и вызывает увеличение объема Земли. Длина земного радиуса увеличивается на 0,6 мм/год. А тогда, когда Земля была покрыта сплошной континентальной корой, радиус ее равнялся 3500—4000 км (по О. Х. Хильгенбергу около 4400 км). Такое увеличение радиуса Земли, ее поверхности и объема не укладывается ни в астрономические, ни в физические, ни тем более в геологические данные.

Критика представлений о расширяющейся Земле дается в работе К. Ле Пишона (1973) и других исследователей. У нас в защиту рассматриваемой гипотезы недавно выступил Ю. В. Чудинов (1976).

С нашей точки зрения, гипотезы расширяющейся Земли никак не связаны с существующими тектоническими материалами.

**Геотектонические представления М. М. Тетяева [113].** Особняком от многочисленных гипотез 30-х годов стоят представления М. М. Тетяева, изложенные им в первом учебнике геотектоники на русском языке в 1934 г. [113]. В основе представлений М. М. Тетяева лежит все та же идея о борьбе расширения и сжатия. Борьба эта обуславливает все тектонические явления, которые рассматриваются как результат единого процесса саморазвития Земли. Единый процесс тектогенеза имеет разные формы проявления. Выделяются колебательная, складчатая и магматическая формы.

В процессе вертикальных колебательных движений образуются сменяющие друг друга обратимые поднятия и прогибы. С колебательными движениями связаны рельефообразование, размыв и седиментация. При этом мощности осадков непосредственно выражают колебательный процесс, а фаши являются его геоморфологическим выражением. В результате колебательных движений могут образоваться сбросы и «куполовидные формы» (не складки!). Складчатость формируется лишь в геосинклиналиях, в определенные этапы, в эпохи, когда усиливающееся расширение Земли сталкивается с нисходящими тенденциями и, встречая сопротивление сжатия, раздавливает слои горных пород, которые, расплющиваясь и удлиняясь, собираются в линейные складки, а также образуют надвиги и шарьяжи. В процессе эволюции геосинклинали, по мысли М. М. Тетяева, с железной последовательностью друг друга сменяют: осадконакопление, складчатость, растрескивание и горообразование.

Магматическая форма тектогенеза в геосинклиналиях связана с той же борьбой восходящих и нисходящих тенденций в земной коре. Во время спокойного накопления осадков в начальных этапах развития геосинклинали происходят эффузии и пластовые интрузии, во время максимального вертикального сжатия и компрессионной складчатости — гранитные интрузии, затем в эпоху инверсии образуются трещинные интрузии и жилы и, наконец, в эпоху макроколебаний вулканические извержения.

Обострение противоречий между расширяющимся внутренним веществом Земли и сдерживающей это расширение утолщающейся корой должно привести в конечном итоге к взрыву.

Учебник и особенно яркие выступления М. М. Тетяева в докладах и прениях имели в свое время большой успех и многих последователей. Большой заслугой М. М. Тетяева было то, что он подверг сомнению многие устаревшие представления авторитетов и заставил геологов задуматься над вопросами геотектоники.

Однопричинность всех тектонических явлений, обусловленных лишь борьбой вертикальных сил, компрессионный генезис геосинклиальной складчатости, образование гор колебательными дви-

жениями, которые рассматриваются как обратимые, и многие другие положения М. М. Тетяева не совместимы с представлениями, излагаемыми в этой книге.

**Гипотезы подкорковых конвекционных течений.** Имеется ряд гипотез, которые видят источник тектонических деформаций в конвекционных движениях в мантии Земли. Сюда относятся работы О. Амперера (1906), Р. Швиннера (1919), Д. Григгса (1939), А. Холмса (1946), Э. Крауса (1951, 1959), Ф. Венинг-Мейнеса (1952—1957) и др.

Круговорот, рисуемый этими гипотезами в веществе мантии Земли, грубо можно сравнить с конвекционными течениями, наблюдаемыми в атмосфере. Охлаждаясь сверху и нагреваясь снизу, вещество мантии расширяется и всплывает отдельными потоками вверх (подобно циклону). У подошвы коры поток расплывается в стороны и, охлаждаясь, опускается вниз (подобно антициклону). Между восходящими и нисходящими ветвями поток движется горизонтально и ввиду трения о кору может вызывать в ней напряжения либо сжимающие, либо растягивающие. Первые образуются там, где подкорковые течения сходятся, вторые — там, где они расходятся. По несколько различным, но близким представлениям А. Холмса, Э. Крауса, Ф. Венинг-Мейнеса в областях схождения происходит «всасывание», «впячивание» коры. В областях расхождения — разрывы, растаскивание коры. В промежутках поток в мантии может захватывать и смещать кору.

Происхождение подкорковых конвекционных течений объясняется разными причинами: остыванием Земли, изменением объема, кристаллизацией и дифференциацией вещества мантии и, наконец (после Дж. Джоли), радиоактивным распадом.

**Гипотеза подкорковых течений Э. Аргана [3].** Э. Арган в блестящем докладе на Брюссельской (XII) сессии Международного геологического конгресса в 1922 г. и в работе «Тектоника Азии» [3] также использует представления о подкорковых течениях, создающих основные структуры на земной поверхности. Но это не конвекционные течения, а движения, обусловленные только тангенциальными напряжениями в результате контракции и ротационных усилий. Они вызывают движения Евразии и Гондваны навстречу друг другу, обуславливая столкновение Евразии с Индией и Африкой, с наплыванием Африки на Европу и формированием Средиземноморского орогена. Но не дрейф континентов и не геосинклинальная складчатость особенно ценны в построениях Э. Аргана. Развивая представления о подкорковых течениях и применяя их к конкретному современному тектоническому строению Азии, Э. Арган впервые обосновал внегеосинклинальную складчатость на материках. Она образует виргации первого и второго рода, рисующие цепи гор на всем пространстве Азии.

Как указывалось в предыдущих главах, Э. Арган выделял складки основания и покрова. Складки основания (plis de

fond) представляют собой изгибы в жестком, ранее сложно деформированном и консолидированном фундаменте, часто осложненные разнадвигами. Это складки большой или средней величины, в которых участвуют и основание (фундамент), и несогласно залегающий его покров рыхлых отложений. Складки покровов (plis de couverture) образуются в покрове (чехле) осадков срыва последних с основания или при скольжении части покровов по какому-нибудь, обычно более пластичному, слою (соль, ционголь и пр.) в самом покрове. Покровная складчатость обусловлена руетса на крыльях складок основания в результате самостоятельных (автономных) движений покрова под влиянием гравитационных напряжений. Представление о складках покрова и складках основания получило достаточно широкое распространение.

**Гипотеза радиоактивных циклов Дж. Джоли [31].** Дж. Джоли в книге «История поверхности Земли» (1929) впервые приписывает тепло, образующееся в результате радиоактивного распада, в качестве основного фактора тектонических движений.

Следуя теории изостазии, Дж. Джоли считал материк состоящим из тяжелых глыб, которые плавают на базальтовом субстрате. Хотя субстрат и пребывает в твердом состоянии, но на глубине он имеет температуру, близкую к точке плавления. В результате радиоактивного распада в нем накапливается тепло. За 35—50 млн. лет, по данным Дж. Джоли, базальтовая постель расплавляется. Базальт, расплавляясь, увеличивается в объеме, и его плотность уменьшается. Материки погружаются глубже. На них происходят мировые трансгрессии, образуются трещины (подобные африканским грабенам) и происходят излияния лав (как на материках, так и на дне океанов). После того как базальтовый слой повсеместно на некоторой глубине перейдет в жидкое состояние, твердая кора под влиянием притяжения Луны и Солнца начинает передвигаться с востока на запад. Вследствие этого наиболее разогретые участки субстрата, отдавая тепло через тонкую оболочку океанической коры и воду океанов, охлаждаются, и базальтовый субстрат сжимается и затвердевает. Материки испытывают сжатие, складчатость, горообразование и общее поднятие, вызывающее регрессию моря. После этого цикл повторяется.

Внешне стройная гипотеза Дж. Джоли получила у нас широкую известность и очень лестный отзыв А. Д. Архангельского [31]. Но затем эта гипотеза была раскритикована с ее физической стороны и в настоящее время не имеет последователей. Однако привлечение радиоактивного распада, попытка объяснить периодичность тектогенеза сменой эпох мировых трансгрессий (талассократических) эпохами поднятий материков и горообразования (геократическими) сыграли большую роль в последующем развитии тектонических представлений.

**Гипотезы гравитационного складкообразования.** Наряду с вопросами, трактуемыми об общем развитии структуры Земли,

женигонических представлениях первостепенное значение имеют другосы, рассматривающие образование отдельных форм структурам земной коры — складчатых и разрывных дислокаций.

Гемецкий ученый Рейер пытался экспериментальным путем гипотить модели складчатости. Он наблюдал скольжение различ- в колатериалов по наклонным поверхностям. Производилось сво- работе скольжение, встречное, троговое и т. п. Результаты экспе- (1934)тов Рейер иллюстрировал в 2 томах своей работы, издан- Мей, 1888 г. Иллюстрации настолько удачно соответствовали образуемому в природе дислокациям, что известный русский Землюователь Средней Азии К. И. Богданович возил книги Рей- наблосбой и, описывая то или иное обнажение, отмечал в днев- снисномер рисунка Рейера.

понятие гравитационного тектогенеза глубоко вошло в пред- плвления тектонистов и так или иначе используется во многих анотезах. В частности, оно рассматривается в «осцилляцион- ной гипотезе» Э. Хаармана [146], который считал, что в ре- льтате притяжения Луны поверхность материковой коры перио- дически колеблется. В одних местах образуются поднятия — геотуморы, в других прогибы — геодепрессии. Образование геотуморов и геодепрессий Э. Хаарман рассматривает как первичный тектогенез. Осадочные породы под влиянием силы тяжести оползают по крыльям геотуморов, разрываясь вверху, на сводах, и сминаясь в складки внизу, в геодепрессиях. Скольжение покровов, свободное, троговое или депрессионное, выделяется Э. Хаарманом как вторичный тектогенез. Выделение первичного и вторичного тектогенеза — двупричинно- сти тектонических процессов — является большой заслугой Э. Ха- армана. Развитие вторичного, гравитационного тектогенеза доста- точно понятно. Что же касается колебательных — осцилляционных движений, создающих геотуморы и геодепрессии, то природа их далеко не ясна. Интересным является привлечение к объяснению их внешних, космических причин.

**Ундационная гипотеза ван Беммелена [9].** Так же как и Э. Хаарман, ван Беммелен выделяет первичный и вторичный тектогенез. Первичный тектогенез вызывается, по мнению ван Беммелена, ундациями, среди которых выделяются 3 типа. Наибо- лее глубинным типом являются мегаундации, зарождаю- щиеся в нижней мантии, где происходят процессы глубинной дифференциации, приводящие к разуплотнению и расширению материала. Это вызывает поднятия верхней мантии и континен- тальной коры и нарушает, таким образом, гравитационное равновесие. В результате происходит разрыв и соскальзывание коры и части верхней мантии с поднятия и обнажение низов верхней мантии с образованием на ней новой базальтовой океанической коры. Так, очевидно, должен был произойти разрыв Гондваны и Лавразии с новообразованием Атлантического и Индийского океанов.

Геоундации, порожденные мегаундациями, обязаны физи- ко-химическим процессам в верхней мантии, в астеносфере. С раз- витием геоундаций связано формирование геосинклиналей. Тре- тий тип ундаций — мезоундации — вызывает горообразование и опускание краевых прогибов, заполняемых молассами.

Ундации нарушают гравитационное равновесие, что обуслов- ливает вторичный гравитационный тектогенез. Он может проис- ходить на разных уровнях. Ван Беммелен выделяет гравитацион- ные движения: эпидермальные, дермальные, батидермальные и субкрустальные (рис. 39). Вторичный тектогенез образует наблюдаемые складчатые и разрывные дислокации.

Высказывания ван Беммелена о внеземном происхождении гранитного слоя земной коры и вод океанов и выделенные им 3 фазы развития Земли едва ли могут представлять интерес.

**Гипотеза глубинной дифференциации В. В. Белоусова [7].** Основой развития Земли, по мнению В. В. Белоусова, является дифференциация ее вещества. Она начинается в нижней мантии, откуда тяжелая фракция опускается вниз, в ядро Земли, а легкая поднимается вверх — в верхнюю мантию. По каналам пониженной вязкости сильно нагретое вещество периодически поднимается в астеносферу, вызывая в ней «импульсы возбуждения».

Те или иные эндогенные режимы тектонических процессов определяются соотношением астеносферы и литосферы. Выплав- ленный из «возбужденной астеносферы» базальт с сохранивши- мися внутри него массивами ультраосновных пород поднимается далее в литосферу в виде астеносферных диапиров и бескорне- вых астенолитов. Они вызывают формирование в земной коре подвижных областей. Последние характеризуются режимами, свойственными эвгеосинклиналям, орогенам, рифтовым поясам или материковым окраинам Тихоокеанского типа.

В основе всех построений В. В. Белоусова лежат вертикаль- ные силы и вертикальные движения. Горизонтальные растяжения в мантии, образующие упоминавшиеся выше каналы, связываются с увеличением объема земного ядра (возможно, в связи с его радиоактивным разогревом). В литосфере относительно незначи- тельные гравитационные перемещения связаны опять-таки с вер- тикальным перемещением масс. «Колебательные» и складчатые движения по глубинным разломам обусловлены вертикальными движениями.

**Ядерная гипотеза В. И. Попова [93].** В основу представлений В. И. Попова положена магмато-генетическая концепция: непре- рывные конседиментационные и конмагматические тектонические движения порождаются физико-химическими процессами и диф- ференциацией вещества литосферы, связанными с избыточным накоплением в ней радиогенного тепла.

Происходит последовательное центробежное ступенчатое маг- матогенное разрастание земной коры (океанической, окраинно- материковой, внутриконтинентальной ступени). Наиболее актив-



ные центры извержения легкой магмы кислого состава порождают концентрично построенные ядра роста коры и ее древнейшие поднятия. В них происходит расползание магматических масс, растяжение и возникает брахискладчатая мозаичная тектоника, осложненная разнообразно ориентированными сбросами. Такие ядра располагаются цепочками вдоль оси островных дуг, а также геосинклинальных орогенных поясов, последние представляют собой ядерные триады (двусторонний ороген). Цепочки ядер окаймляются 2 длительно опускающимися осадочной и базальтоидной формациями, с ареалами небольших гранитоидных интрузий (Южный Тянь-Шань, Центральный Памир). Вследствие гравитационного расползания ядер сопряженные с ними междуядерные зоны испытывают интенсивное сжатие и складчатое смятие параллельно их краям, сопровождаемое продольными взбросами, надвигами, иногда шарьяжами.

Смещение разновозрастных орогенных поясов и их несогласное положение и прирастание друг к другу на окраинах разрастающегося континента связано со смещением фронта магматической активности и с образованием новой осевой цепочки ядер. Разные типы ядерных и междуядерных структурно-формационных зон совпали с типами тектонических зон по Л. Коберу, этим была заложена основа для единообразного структурно-тектонического районирования складчатого основания материков, проведенного в Западной Европе и в Средней Азии.

На стадии внутриконтинентальной ступени зона выплавления магмы перемещается вниз в верхнюю мантию. Разогревание и расширение последней порождает рифтогенез, выраженный в растяжении земной коры, образовании обширных трансплатформенных сводов и проваливании грабен. Так возник Трансазиатский неотектонический рифтовый орогенный пояс Д. В. Наливкина, сопряженный с Восточно-Африканским, а также с мировой рифтовой системой.

**Неомобилизм. Новая глобальная тектоника.\*** Если в 1940-х и даже начале 1950-х гг. мобилистские концепции были относительно мало популярны среди широких кругов геологов (и в особенности среди советских геологов), то в конце 1950-х — начале 1960-х годов накапливающийся геологический материал заставил многих геологов, особенно зарубежных, перейти на мобилистские позиции. Большое количество фактов не могло получить удовлетворительного объяснения с точки зрения фиксизма. Необъяснимыми для геологов-фиксизмов оказались, в частности, все данные палеомагнетизма, устанавливающие древние положения магнитных полюсов по остаточной намагниченности разновозрастных пород на разных континентах Земли. Замеры намагниченности для пород каждого конкретного возраста для одной и той же платформы давали хорошо фиксируемое положение полюса, но

для разных платформ и континентов эти положения совершенно не соответствовали друг другу. Постепенно накапливались и данные по палеонтологии, палеоботанике, палеоклиматологии, формационному анализу, не увязывавшиеся с фиксированным положением континентов в геологическом прошлом.

В начале 1950-х годов в трудах А. Амштутца (1950, 1951) и Э. Крауса [157] было сформулировано учение о субдукции — затягивании одних блоков континентальной (или океанической) коры под другие и глубже, в мантию, что оказалось необходимым для объяснения происхождения сложнейших тектонических структур, картируемых в Альпах и в других многопоясовых складчатых сооружениях.

Работами Б. Гутенберга еще в 1930-х годах было установлено существование разуплотненного слоя с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн в верхней мантии — астеносферы. Это заставило его и многих других геофизиков скептически относиться к утверждениям о фиксированном положении располагающихся над астеносферой блоков внешней твердой оболочки Земли — литосферы.

Огромный толчок дальнейшему развитию мобилистских концепций и общему пониманию главнейших закономерностей формирования земной коры дали исследования океанов, широко развернувшиеся начиная с 1950-х годов. Выявление протяженной системы срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами в их центральных частях и систем полосовых магнитных аномалий, зеркально симметричных друг другу по обе стороны от осевых частей хребтов, привело к разработке гипотезы спрединга (растекания океанического дна), впервые намеченной еще в работах А. Холмса [152], но сформулированной Р. Дитцем [142] и Г. Хессом [148] и подкрепленной анализом полосовых магнитных аномалий океанического дна, который был дан Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом [167].

Согласно концепции спрединга океаническая кора, непрерывно формирующаяся в рифтовых частях срединно-океанических хребтов, по мере своего формирования также непрерывно раздвигается в обе стороны от осевых частей хребтов, образуя вместе с подстилающими ее верхами мантии как бы движущиеся ленты огромного конвейера, в движение которых вовлечена вся литосфера Земли. В связи с периодически происходящими сменами знака магнитных полюсов в геологической истории Земли, хорошо изученной по остаточной намагниченности континентальных комплексов, новообразованные массы океанической коры по мере их формирования получают то прямую, то обратную намагниченность, что и приводит к образованию характерного симметрично-полосового рисунка магнитного поля океанов.

Концепция спрединга прошла проверку. На основании изучения полосовых магнитных аномалий в 1960-х годах был предсказан возраст коры большей части океанического дна (рис. 72).

\* Раздел написан С. С. Шульцем (мл.).

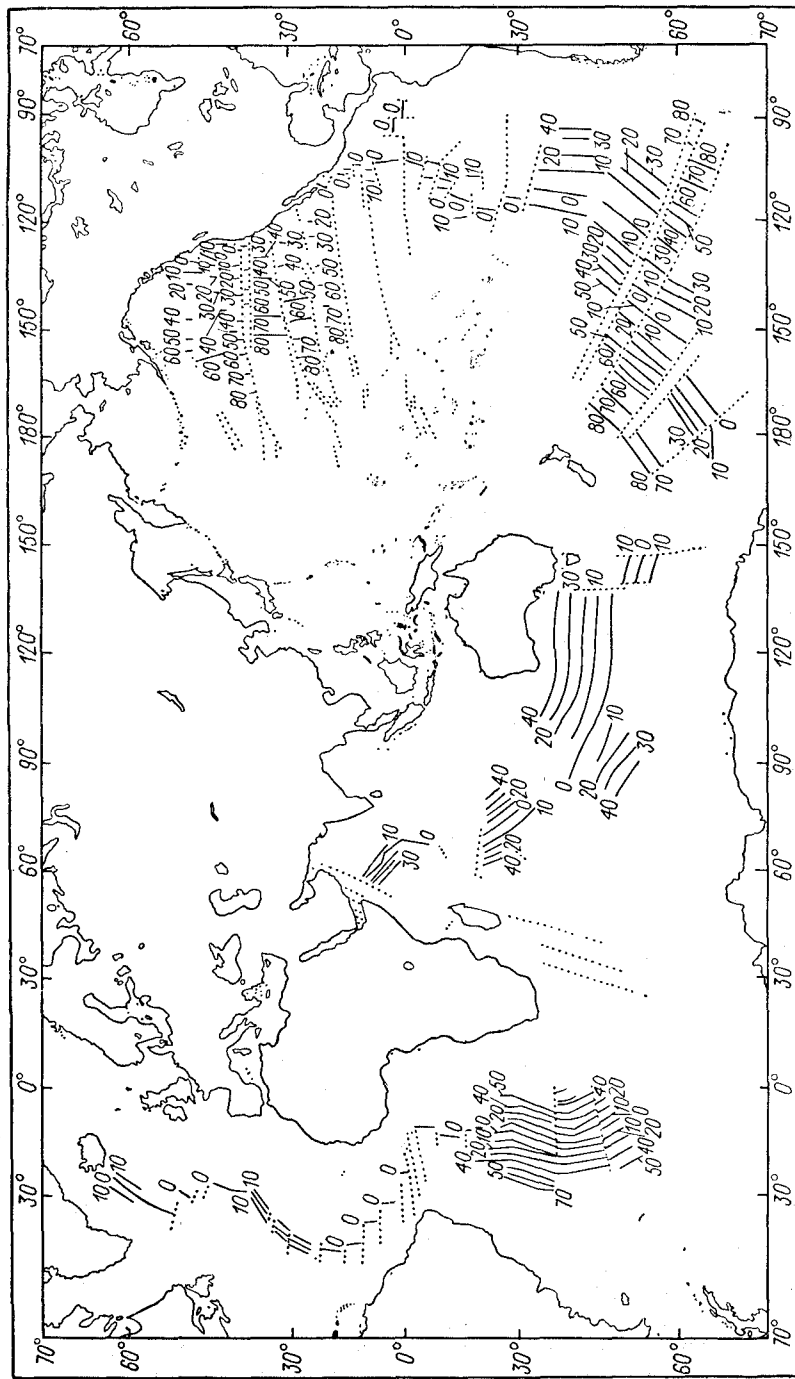


Рис. 72. Первая изданная карта изохрон дна Мирового океана, рассчитанных на основании анализа полосовых магнитных аномалий океанического дна. По Дж. Хейндлеру, Г. Диксону и др. (1968). Числа около линий изохрон соответствуют возрасту океанической коры в миллионах лет. Точечными линиями показаны зоны трансформных разломов.

Бурение, проведенное после опубликования карт изохрон океанической коры во многих сотнях участков дна Мирового океана, установило точное соответствие предсказанных возрастов возрастам базальтов, подстилающих осадочные породы ложа океанов, которые были определены радиометрическими методами.

Возникновение представлений о спрединге и подвижности литосферы стимулировало интерес к проблеме движения литосферных блоков и вопросам формирования земной коры у геологов различных специальностей. Петрологи А. Рингвуд и Д. Грин [163] связали процесс дифференциации вещества мантии Земли со спредингом и выдвинули представление о пиролитовом составе астеносферы, за счет частичного плавления которой формируется океаническая кора. Геофизики Дж. Оливер и Б. Айзекс (1967) установили, что сейсмофокальные зоны глубинных сейсмических толчков, уходящие в глубь мантии Земли (зоны Беньоффа), представляют собой аномальные по плотности зоны, соответствующие поддвинутым и затягиваемым на глубину в мантию плитам океанической литосферы под островными дугами и окраинами континентов. Используя термин А. Амштутца, они назвали эти зоны зонами субдукции (т. е. всасывания, поглощения). К. Ле Пишон [159] впервые рассмотрел литосферу Земли как систему движущихся литосферных плит, тыловыми частями каждой из которых являются зоны спрединга, фронтальными — зоны субдукции, а боковыми — зоны крупных трансформных разломов (роль и значение которых была уже ранее показана Г. Уилсоном [168]) (рис. 73).

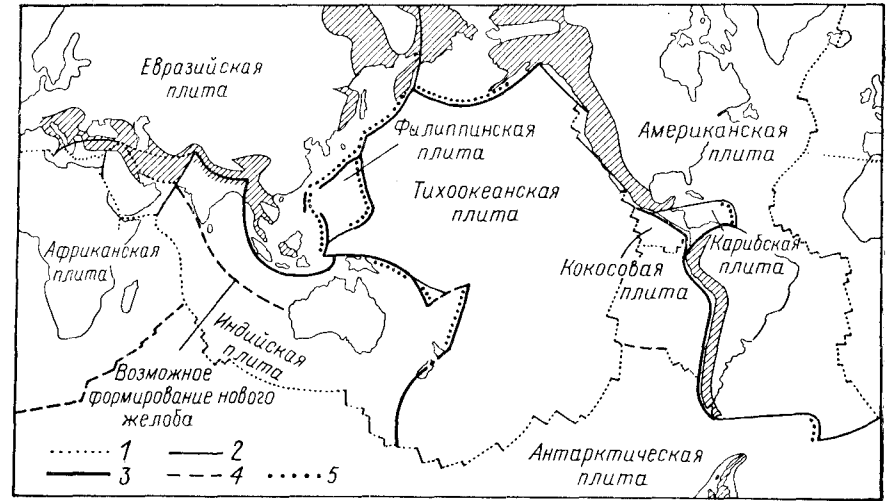


Рис. 73. Границы литосферных плит по Дж. Дьюи (1971). 1 — границы растяжения; 2 — трансформные; 3 — сжатия; 4 — неясной природы; 5 — островные дуги.

Обобщив полученные данные и выводы, Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс (1968) сформулировали главнейшие положения концепции, которая была ими названа новой глобальной тектоникой. Хотя она первоначально и подразумевала прежде всего динамический анализ движения крупных литосферных блоков, но сразу же после своего возникновения оказалась в теснейшей связи с новейшими достижениями петрологии, геохимии, исторической геологии, региональной геологии континентов и дала объяснение накопившемуся фактическому материалу с новых, последовательно мобилистских позиций. Поэтому термин новая глобальная тектоника имеет более широкий смысл, чем термин тектоника плит, также широко вошедший в научный обиход.

Согласно представлениям новой глобальной тектоники дифференциация вещества мантии Земли и формирование сиалической коры протекают в 2 этапа. Сначала в зонах растяжения (рифтовых зонах срединно-океанических хребтов) происходит частичное плавление вещества мантии и выплавление толеитовых базальтовых магм, формирующих тонкую первичную океаническую кору габбро-базальтового состава (5—7 км). Это еще только полуфабрикат сиалической коры. По мере формирования океаническая кора вместе с подстилающим ее жестким остатком от выплавки — реститом — непрерывно перемещается от осевых зон срединно-океанических хребтов к зонам субдукции. Здесь вещество океанической коры погружается в глубь мантии, частично переплавляется и участвует в формировании сложно построенной континентальной коры значительной мощности (30—40 км) (рис. 74). По мере увеличения глубин зон субдукции возрастает общая щелочность андезитовых и гранитоидных магм в очагах, формирующихся над этими зонами, и особенно резко повышается содержание калия, рубидия, стронция и бария.

Характерно, что зоны формирования океанической коры — срединно-океанические хребты и зоны формирования континентальной коры — зоны субдукции образуют по 2 осесимметрично расположенных на поверхности Земли системы, которые закономерно ориентированы относительно оси, пересекающей поверхность Земли в районах Больших Зондских и Малых Антильских островов (рис. 75, 76).

Новая глобальная тектоника рассматривает океаны Земли как активно развивающиеся и непостоянные по форме мегаструктуры, переживающие последовательные стадии заложения (рифтогенеза), раскрытия, максимального расширения, сокращения и полного замыкания. Орогенические складчатые пояса, наращивающие континенты, формируются в результате замыкания и уничтожения океанических бассейнов геологического прошлого — это рубцы на месте замкнувшихся океанов. Они содержат многочисленные блоки, чешуи, пластины океанической коры геологического прошлого — альпинотипные офиолитовые комплексы пород.

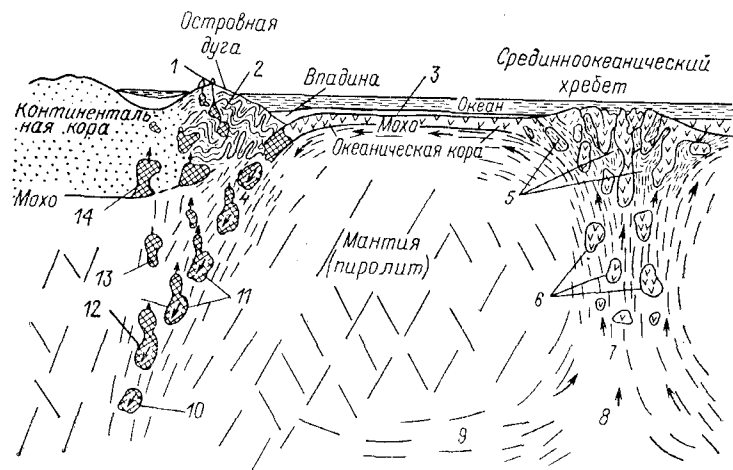


Рис. 74. Последовательность процессов формирования океанической и континентальной коры Земли (вне масштаба) по А. Рингвуду и Д. Грину (1966).

1 — вулканы с андезитовой лавой; 2 — складчатость геосинклинали; 3 — осадки; 4 — зона перехода базальта в эклогит; 5 — остаточный перидотит (рестит); 6 — базальтовая магма; 7 — частичное плавление пиролита; 8 — восходящие адвекционные потоки; 9 — зона низких скоростей; 10 — остаточный эклогит; 11 — погружающиеся блоки эклогита; 12 — частичное плавление эклогита; 13 — андезитовая магма; 14 — интрузии магм кислого и среднего состава.

Чрезвычайное сходство альпинотипных офиолитовых разрезов с разрезами океанической литосферы (как по мощности и последовательности слоев, так и по химическим особенностям слагающих их пород) было установлено Р. Дитцем [143] и Г. Хессом [149], а затем детально проанализировано и подтверждено на обширном геологическом материале в работах А. В. Пейве [82], А. Л. Книппера (1970), Дж. Дьюн и Дж. Берда [141] и других геологов.

Таким образом, строение фундамента континентов Земли получается с позиций новой глобальной тектоники существенно новое объяснение: фундамент континентов состоит из разновозрастных по времени формирования полос континентальной коры, под многими из которых, как считает ряд геологов, нет никакого архейского субстрата; нижележащие горизонты коры не обязательно сложены более древними по времени формирования породами, чем вышележащие; в целом фундамент континентов — это сложно построенный агломерат переработанных аллохтонных пластин, блоков и чешуй, скупившихся над зонами субдукции геологического прошлого и прорванных вулканоплутоническими формациями гранитоидного ряда — «глубинными пузырями» вещества, поднимающимися из этих зон.

Появление концепции тектоники плит дало почву для пересмотра с новых позиций классической теории геосинклиналей

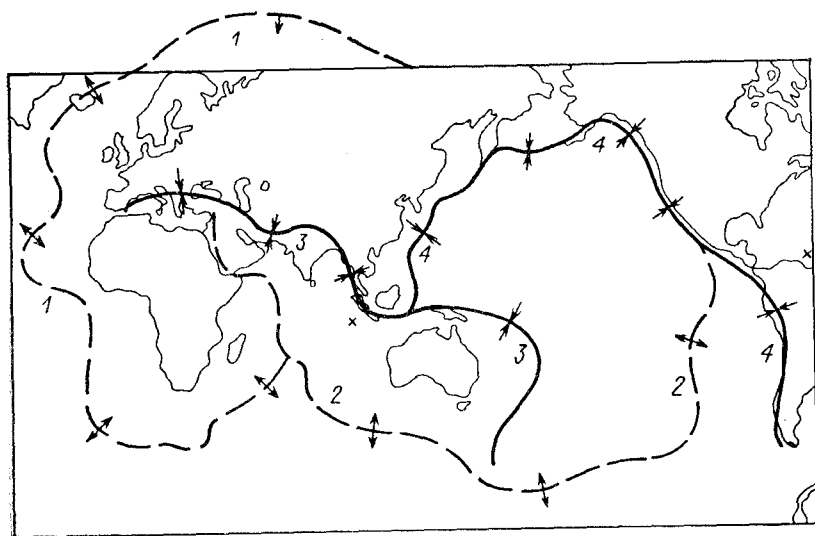


Рис. 75. Планетарные системы зон растяжения и сжатия, ограничивающие главнейшие литосферные плиты Земли (по О. Г. Сорохтину и С. А. Ушакову).  
 1—2 — системы океанических рифтовых зон и срединно-океанических хребтов: 1 — Арктическо-Атлантическо-Западноиндийская, 2 — Индийско-Антарктическо-Восточнотихоокеанская; 3—4 — системы зон субдукции и сопряженных с ними трансформных сдвигов: 3 — Средиземноморско-Индонезийско-Кермадекская, 4 — Филиппино-Алеутско-Андийская. Крестики вблизи Индонезии и Кубы — пересечение оси симметрии с поверхностью Земли.

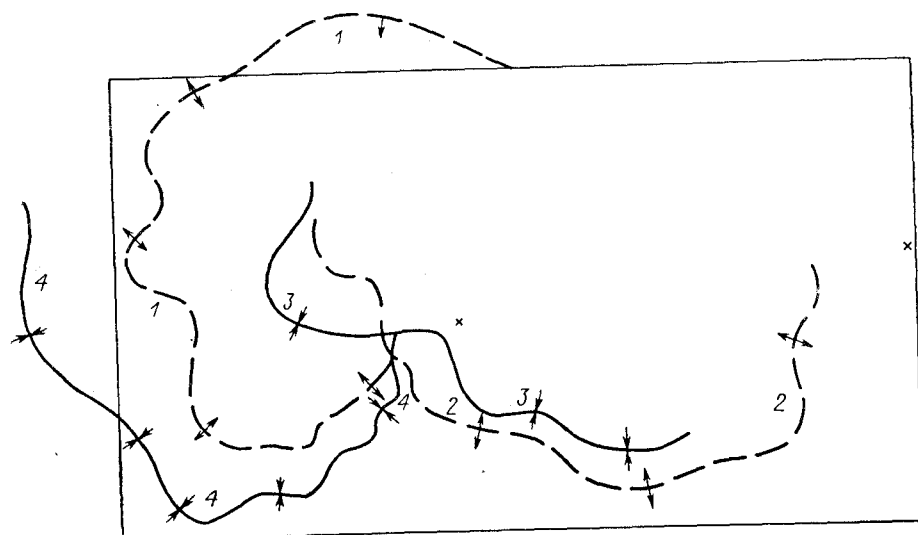


Рис. 76. Совмещение проекции систем зон субдукции с океаническими рифтовыми зонами при повороте на 180° вокруг оси симметрии. Крестики — точки пересечения земной поверхности с осью симметрии вблизи Индонезии и Кубы.

и для новой трактовки многих понятий. Появилось много работ, посвященных этим вопросам, в частности работы Дж. Дьюи и Дж. Берда [140, 141], У. Дикинсона (1971), К. Шу (1972), Р. Трюмпи (1973) и др.

Согласно тектонике плит тектоно-магматические циклы отражают циклы раскрытия и последующего замыкания океанов, орогенеза и вулканоплутонической активности над зонами субдукции (рис. 77). Эвгеосинклинальные зоны складчатых поясов понимаются как зоны, в строении которых участвуют формации океанического происхождения, ассоциирующие с формациями островных дуг и их шельфов; миогеосинклинальные зоны — как зоны, сложенные преимущественно шельфовыми формациями континентов. Шарьяжное строение складчатых областей получает логичное объяснение как результат субдукции, обдукции (выбрасывания) и скупивания вещества коры в районах субдукционных зон геологического прошлого.

Основные положения новой глобальной тектоники были сформулированы в конце 1960-х — начале 1970-х гг. Исследования последних лет внесли существенные дополнения в классическую, несколько упрощенную схему тектоники плит. Одним из таких дополнений явилось представление о вторичном рифтогенезе и формировании микроокеанических бассейнов (окаймленных и средиземных морей) в результате воздымания диапиров мантийного вещества над зонами субдукции. Внимание к этому явлению было привлечено Д. Кэригом [155], который рассмотрел раскрытие окаймленных морей северо-западной части Тихого океана как результат мантийного диапиризма над зонами субдукции. Сходные процессы характерны для развития Альпийской складчатой области и современного Средиземноморья, для палеозойской истории варисцид Тянь-Шаня, Урала, Аппалачей и других складчатых областей.

Важным следствием изучения новейших тектонических движений и сейсмичности континентов и морфологии современной структуры их поверхности (для чего в последние годы широко привлекаются материалы космических съемок Земли) явилось установление высокой мобильности континентальной коры, установление многочисленных зон сжатия и скупивания вещества, зон растяжения и рифтогенеза, систем однонаправленных сдвигов и смещений. По-видимому, для континентальной литосферы характерно наличие самостоятельно смещающихся блоков и чешуй (в особенности в областях горообразования); каждый из них характеризуется своей направленностью и скоростью движений. В некоторых случаях можно говорить о «внутриконтинентальных зонах субдукции», которая резко уступает по скорости субдукции океанической коры и отличается от нее рядом характерных особенностей.

К еще более радикальным выводам приходит группа исследователей Геологического института АН СССР во главе с акаде-

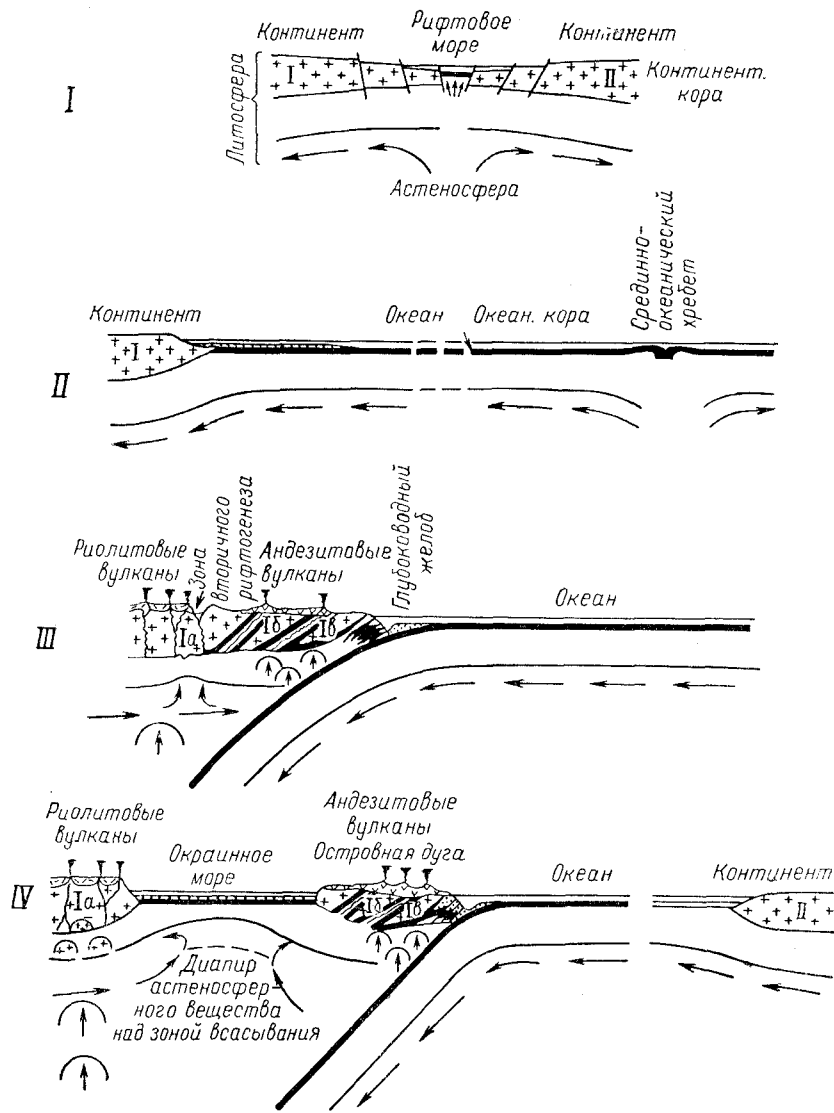
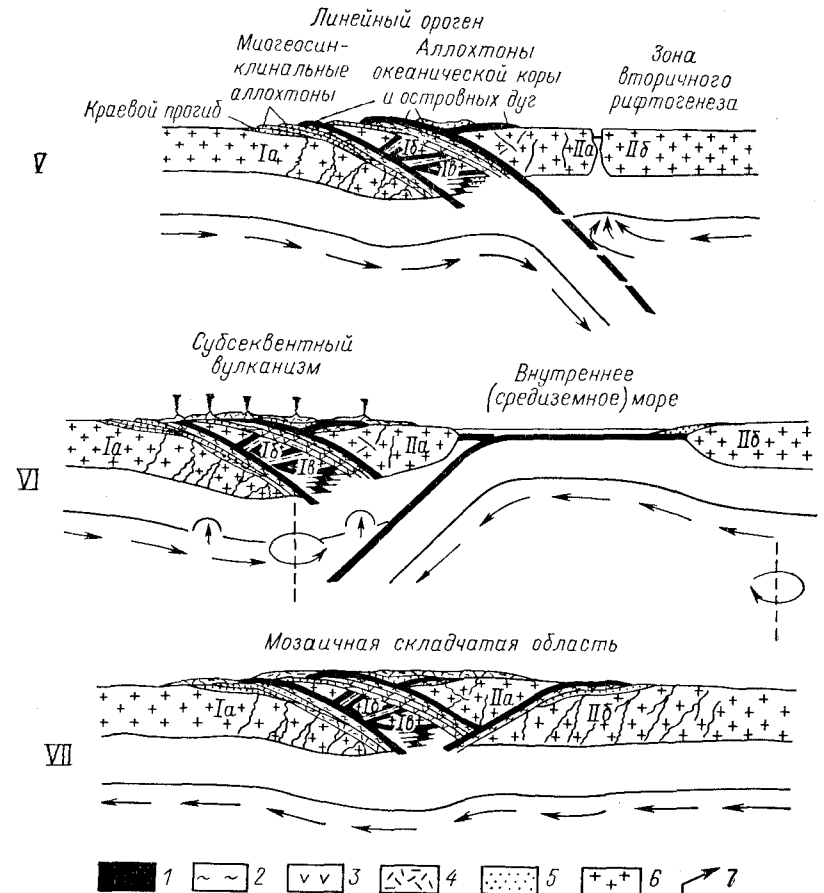


Рис. 77. Схема тектоно-

I—II—первичный рифтогенез: I—этап раскола континента: разрыв континентальной коры; II—этап молодого океана: спрединг, не компенсирующийся субдукцией; III—IV—вторичный рифтогенез окраинно-континентального типа: III—этап зрелого океана, заложение рифтовых зон на краю континента; IV—островодужный этап: формирование орогенических областей, заложение новых внутриконтинентальных рифтовых зон; V—орогенический этап (формирование линейно-складчатой области: замыкание средиземных и внутренних морей, дополнительные складчатые области); VI—вторичный рифтогенез средиземноморского типа (средиземноморский литосферных блоков в пределах орогенических областей); VII—этап консолидации складчатой области: формирование мозаичных складчатых областей; 1—океаническая кора и аллохтоны океанической коры в складчатых областях; 2—зоны развития глаукофансодержащих голубых и зеленых сланцев; 3—андезитовые вулканы; 4—субсеквентные вулканы; 5—осадочные отложения; 6—астеносферы.

миком А. В. Пейве. А. В. Пейве (1977) допускает возможность грандиозных горизонтальных перемещений одних слоев континентальной коры относительно других по горизонтальным поверхностям геофизических разделов, главными из которых являются разломы Конрада и Мохоровичича. Поверхности Конрада и Мохоровичича рассматриваются, таким образом, как грандиозные горизонтально ориентированные зоны глубинных разломов. Взаимным перемещениям вещества коры по этим зонам, которые приводят к сучива-



магматического цикла формирования складчатой области (по С. С. Шульцу мл.). 1—океаническая кора и аллохтоны океанической коры в складчатых областях; 2—зоны развития глаукофансодержащих голубых и зеленых сланцев; 3—андезитовые вулканы; 4—субсеквентные вулканы; 5—осадочные отложения; 6—астеносферы; 7—направления движения вещества

нию корового вещества в одних регионах и к разрыву и утонению коры в других, А. В. Пейве придает большее значение, чем процессам субдукции и спрединга.

### Тектонические карты

Карты дают нам самые наглядные, сжатые и конкретные сведения о строении земной поверхности.

С глубокой древности известны географические карты. Геологические схемы с показом на карте выходов разных горных пород начали составляться в XVIII в. Среди них нельзя не упомянуть карту Нерчинского округа, составленную Дорофеем Лебедевым и Михаилом Ивановым в 1789—1794 гг. На грани XIX в. появляется геологическая карта, построенная В. Смитом на стратиграфической основе.

Показывая выход на поверхность разных по возрасту геологических образований, современная крупномасштабная геологическая карта дает конкретные представления и о тектоническом строении. Этому способствует показ на современных геологических картах линий разрывных нарушений, элементов залегания пород и других уже собственно тектонических данных. Тектоническое строение рисуется и на профилях, прилагаемых к геологическим картам.

Иногда на геологических картах или в виде приложения к ним составляются структурные карты, показывающие в стратиграфических условиях залегания той или иной граничной поверхности (подошвы или кровли представляющего интерес горизонта). Структурные карты получили широкое распространение, особенно при нефтепоисковых исследованиях, для отчетов о которых в настоящее время они считаются обязательными.

Тектонические схемы, изображающие в мелком масштабе структуру отдельных крупных регионов, появились в прошлом веке. Примером приводят обычно схему расположения складок и разрывов Юрских гор, составленную А. Гресли в 1838 г. Схемы тектонического строения тех или иных областей прилагаются ко многим геологическим и тектоническим работам.

Широкую известность получили мелкомасштабные тектонические схемы, приложенные к трудам Э. Зюсса, М. Бертрана, Э. Ога, Г. Штилле, С. Бубнова, а у нас — А. П. Карпинского, Ф. Н. Чернышева, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, М. М. Тетяева, Д. В. Наливкина и др. Эти схемы, отражая точки зрения крупнейших ученых, сыграли большую роль в развитии геотектоники.

Особо надо отметить Тектоническую карту Евразии масштаба 1:8 000 000, составленную Э. Арганом и представленную им на XIII Международном геологическом конгрессе в Брюсселе в 1922 г. Эта карта явилась стимулом для появления больших многократ-

ных сводных тектонических карт крупных регионов, государств, а затем и материков. Ссылаясь на карту Э. Аргана, основанной в 1922 г. Комитет по тектонике национального исследовательского совета США начал составление Тектонической карты Соединенных Штатов [42]. Карта эта в масштабе 1:2 500 000 была опубликована в 1944 г. Вслед за ней по такой же структурно-геологической легенде были составлены тектонические карты Канады (1950), а затем Австралии (1961).

В Советском Союзе первая большая обзорная цветная тектоническая карта всей страны была издана в 1952 г. в масштабе 1:4 000 000. Эта составленная под руководством Н. С. Шатского карта была построена на возрастном принципе выделения этапов исторического развития структуры земной коры, отражающем представления А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933). Вслед за тем на той же принципиальной основе была составлена дополненная новыми сведениями и усовершенствованная Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000, изданная в 1956 г. Эта карта демонстрировалась на XX сессии Международного геологического конгресса в Мексике в 1956 г., где она получила общее признание и где было принято решение о составлении по образцу рассматриваемой карты международных тектонических карт Европы, а затем и Международной тектонической карты Мира. При комиссии по геологической карте Мира МГК была организована подкомиссия по тектонической карте Мира, президентом которой был избран академик Н. С. Шатский.

На основных принципах построения тектонической карты СССР 1956 г. составлены тектонические карты Европы (1964), Африки (1968), Северной Америки (1969), Канады (1969), Индии (1963), а также ряд карт СССР и его частей. В настоящее время трудами советских и зарубежных геологов составляется Международная тектоническая карта Мира масштаба 1:5 000 000.

Все эти карты, имея свои особенности, развивают принципы, заложенные в Тектонической карте СССР 1956 г. Она требует специального рассмотрения. Главнейшим признаком, по которому выделяются на карте 1956 г. (и всех последующих) тектонические единицы, считается возраст складчатости. Он определяется временем последних интенсивных движений геосинклинального типа. Более точно, как указывается в объяснительной записке к карте, «возрастом складчатости следует считать время превращения складчатой геосинклинальной области в платформенную» [III, с. 6].

Составители карты считают, что с протерозоя и поныне формировались только 2 типа геоструктурных областей: геосинклинали и платформы — и что единственным путем развития является превращение геосинклиналей в платформы.

Хотя Н. С. Шатский и резко возражал против одновременности и катастрофичности фаз складчатости, выделенных Г. Штилле,

и хотя эпохи складчатости не рассматриваются им как строго синхронные, на Тектонической карте СССР выделены следующие эпохи: архейская, протерозойская, байкальская, каледонская, герцинская, мезозойская и кайнозойская. Последняя для западной части СССР выделяется как альпийская, для восточной — как тихоокеанская. Таким образом, утверждается общая последовательность и этапность развития. Каждая из эпох складчатости обладает некоторыми особенностями и областью своего распространения. На западе Евразии складчатые области последовательно наращивают древние платформы. В Тихоокеанском поясе они окружают Тихий океан. В отличие от запада, где широко развита герцинская складчатость, на востоке выделяется мезозойская складчатость. Кайнозойская складчатость здесь еще не завершила своего развития и область ее распространения является современной геосинклиналию.

Наиболее выразительным способом обозначения — цветом — показывается возраст складчатости (архейские и протерозойские складчатости обозначены красными цветами, байкальская — оранжевым, каледонская — фиолетовым, герциниды — коричневым, мезозойские — зеленым и синим, альпиды и кайнозойская складчатость Тихоокеанского пояса — оттенками желтого цвета).

Так как по мысли составителей платформы всегда возникают на месте геосинклинальных областей, разрез их состоит из 2 структурных этажей: складчатого фундамента и платформенного чехла. Выступы на поверхности фундамента платформ — щиты показываются цветами складчатостей, сформировавших их внутреннюю структуру. Области, покрытые отложениями платформенного чехла — плиты показаны оттенками буро-розового цвета для древних платформ и серого цвета для эпипалеозойских платформ. Оттенки цвета чехла зависят от глубины залегания фундамента: более светлые при глубоком залегании, более темные при близком. Таким образом, на карте рисуются главные формы структуры платформ — антеклизы, синеклизы, поднятия, впадины и т. д. В геосинклинальных областях оттенками цвета показываются структурные ярусы — нижний, средний и верхний. Здесь как основные формы строения складчатых областей выделяются антиклинории и синеклинории. Особо, розовым или темно-зеленым цветом, обозначаются кислые и основные интрузии. Кроме закраски на карте используется множество различных цветных значков и линий. Показаны разрывные дислокации, складки, флексуры, соляные купола и т. д. На отдельных участках платформ нанесены стратоизогипсы тех или иных маркирующих горизонтов.

В целом рассматриваемая карта, отражая представления авторов об историческом развитии изображаемой территории, достаточно полно характеризует ее структуру. В обстоятельной объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных

стран, составленной Н. С. Шатским и А. А. Богдановым, рассматриваются принципы тектонического районирования и условные обозначения, принятые на карте, и дана краткая характеристика главнейших особенностей строения выделенных тектонических областей [111].

На основе этой карты и работ комиссии, составлявшей Тектоническую карту Европы (см. ниже), А. А. Богдановым была составлена и издана в 1961 г. Тектоническая карта СССР масштаба 1:10 000 000. Важной особенностью ее является то, что на ней выделяется 2 сегмента — Атлантический и Тихоокеанский. В пределах первого в фанерозое показаны каледонская, варисцийская и альпийская складчатости; в пределах второго — палеозойская, мезозойская и кайнозойская складчатости. Существенным дополнением было изображение на рассматриваемой карте разными оттенками эв- и миогеосинклиналей. Были показаны антиклинальные и синклинальные зоны областей складчатостей, внутренние впадины, а также выделены краевые вулканические пояса. На карте разными цветами изображено 11 складчатых областей, чехлы древних и молодых платформ и дана четкая структурная нагрузка (18 знаков).

Непосредственным продолжением разработки принципов тектонического районирования, принятого на карте СССР 1956 г., была работа по составлению Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000. Эта карта демонстрировалась на XXI сессии МГК 1960 г. и была издана в 1962 г., сопровождаемая большой объяснительной запиской, вышедшей в 1964 г. Объяснительная записка к карте Тектоники Европы [110] является по существу монографией, в которой кроме общих сведений о карте и ее легенде дается описание тектоники Европы по отдельным регионам и странам.

В работе по созданию карты Европы и объяснительной записки к ней приняло участие более 300 геологов, представляющих все государства Европы, Северной Африки и Ближнего Востока. Работа создававшегося таким образом международного коллектива геологов-тектонистов продолжалась в связи с подготовкой второго дополненного и расширенного издания Международной тектонической карты Европы и продолжается в настоящее время в связи с заканчивающейся подготовкой Международной карты Мира. К ней привлечен еще более широкий круг геологов со всех континентов.

Международная тектоническая карта Европы составлена по историко-структурному методу. Возраст складчатости определяется превращением геосинклинальной области в платформу или тем временем, когда формирование альпинотипных структур уступает место образованию германотипных структур [122]. Так же как на тектонической карте СССР и сопредельных стран, складчатые области различного возраста выделены цветом. Однако возрастные границы здесь приняты иные. Выделены области склад-

чатости архейского, свекофеннского (карельского), готского (дальсландского), иотнийского, байкальского (кадомского, асинтского), каледонского, варисцийского (герцинского) и альпийского возрастов. На карте выделены эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны и в каждой из них собственные структурные этажи, характеризующиеся специфическим набором формаций и не обязательно строго разновозрастные.

После карты СССР и сопредельных стран 1956 г. в Советском Союзе было составлено много обзорных тектонических карт, из которых мы остановимся лишь на некоторых. В 1966 г. была опубликована Тектоническая карта Евразии в масштабе 1 : 5 000 000, составленная коллективом геологов под руководством А. Л. Яншина. В основу тектонического районирования Евразии был положен тот же принцип расчленения территории по возрасту складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие. Внутри областей складчатости определенного возраста на карте выделены выступы более древних складчатых структур или же платформенного основания геосинклиналией и различные структурные ярусы геосинклинальных формаций. Указывается, что платформы на востоке Азии не всегда обрастают складчатыми зонами, а иногда обламываются и вовлекаются в геосинклинальное развитие. Иеншанская складчатость на востоке Азии, сопровождаемая гранитным магматизмом, проявляется в области распространения платформенных формаций.

Особым условным знаком на карте Евразии изображены структуры, «которые не могут быть отнесены ни к группе геосинклинальных, ни к группе платформенных». В основном это впадины, выполненные вулканогенными, молассовыми отложениями мезозоя и кайнозоя. Кроме того, выделены области эпиплатформенного орогенеза (только впадины), а на крайнем востоке Азиатского материка как самостоятельная категория выделена вулканогенно-осадочная зона — Чукотско-Катазиатского пояса разломов.

На карте Евразии произведено районирование не только суши, но и пространств, покрытых водами морей и океанов. На континентальном шельфе проведены границы складчатых областей различного возраста и молодые прогибы в их пределах. В подводных частях кайнозойских складчатых систем и геосинклиналией выделены участки донеогеновой складчатости и лишённые гранитного слоя глубоководные котловины и желобы. Последние располагаются вдоль зон активных новейших поднятий и часто совпадают с границами океанических платформ. В областях океанических платформ выделяются краевые валы, крупные сводовые поднятия, хребты глыбовой структуры и срединно-океанические хребты с базальтовым вулканизмом и обязательными рифтовыми долинами вдоль свода. Участки океанического дна между положительными формами структуры показаны как плиты. Разными цветами показаны океанические плиты Тихого океана (впадины

которого, расположенные внутри андезитовой линии\*, рассматриваются как древнейшие структуры земной коры) и плиты Индийского, Атлантического и Ледовитого океанов (тектонические новообразования мезозоя).

Таким образом, на карте Евразии впервые геологи СССР попытались расчленить океанические области и помимо геосинклиналей и континентальных платформ выделили океанические плиты.

Одновременно с картой Евразии вышли тектонические карты СССР в масштабах 1 : 2 500 000 (1966) и 1 : 7 500 000 (1967), составленные во Всесоюзном геологическом институте (ВСЕГЕИ) под редакцией Т. Н. Спичарского [106]. Авторами карт выделяются 3 группы тектонических режимов: 1) геосинклинальных, 2) континентальной коры и 3) океанической коры с расчленением их на режимы (и регионы), свойственные более мелким региональным подразделениям. В соответствии с этим на карте цветом (и оттенками цветов) выделяются: 1) 2 геосинклинальные области (Тихоокеанская и Альпийская), 2) древние платформы и 11 фанерозойских складчатых систем, закончивших геосинклинальное развитие в разное время; среди них выделяются орогенные и кайлогенные (впадинообразующие) области и 3) океанические платформы.

Рассматриваемые карты построены исходя из представлений о самостоятельном и независимом развитии каждого выделенного региона — блока, ограниченного глубинными разломами. Подчеркивается, что в развитии Земли не было общих эпох (циклов) складчатости.

Мысли о некоторых региональных особенностях и неполной одновременности каледонской, герцинской и альпийской складчатостей высказывались и раньше, особенно при сопоставлении Атлантического и Тихоокеанского сегментов. Но только карта СССР 1966 г. принципиально подчеркивает, что каждый выделенный на ней регион (блок) имеет индивидуальные черты строения, существенно его отличающие и характеризующие неравномерно (а не циклически) направленное развитие Земли.

В заключение обзора основных направлений общих обзорных тектонических карт, составляющихся советскими геологами, следует остановиться на подготавливаемой в Геологическом институте АН СССР новой тектонической карте «Становление континентальной земной коры Северной Евразии». Судя по имеющейся публикации [86], на примере Северной Евразии обсуждаются новые принципы составления тектонических карт, в основу которых положено время становления континентальной земной коры, а внутри областей с разновозрастной земной корой — время формирования гранитно-метаморфического слоя. Рассматриваются

\* Линии, отделяющей районы Тихого океана с преобладающим андезитовым вулканизмом от бассейна с преобладающим базальтовым вулканизмом.



3 главные стадии образования континентальной земной коры: океаническая, переходная и континентальная. Каждая из стадий характеризуется типовыми рядами формаций. Предполагаются различные способы и механизмы формирования континентальной коры, важнейшими среди которых являются автохтонный и аллохтонный. Обосновываются основные этапы формирования земной коры Северной Евразии, начиная с начала рифея и кончая незавершенным процессом формирования континентальной земной коры, происходящим в настоящее время. Готовящаяся карта в отличие от всех предшествовавших ей обзорных тектонических карт стоит на позициях мобилизма и в значительной степени опирается на новые идеи в геотектонике.

Помимо общих обзорных карт у нас и за рубежом издаются специальные карты, освещающие тот или иной раздел или вопрос геотектоники. К специальным картам относится Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1:5 000 000. Она была составлена большим коллективом советских геологов и опубликована в 1959 г. под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца. Эта первая подобного типа карта демонстрировалась на XXI сессии МГК 1960 г. в Копенгагене и на ее принципиальной основе и в СССР, и за рубежом составлено большое количество карт новейшей тектоники.

Карта новейшей тектоники СССР отображает последний (неоген-четвертичный) этап тектонического развития страны, в результате которого были созданы основные черты ее современного рельефа. Понятно, что такая карта в отличие от общетектонических не могла быть построена по принципу выделения областей складчатости разного возраста. Карта построена на основе выделения на ней областей и форм, различающихся общей направленностью и интенсивностью новейших тектонических движений. Цветными обозначениями выделены принципиально различные в этом отношении геоструктурные области: материковые платформы, области горообразования (или орогенические области), геосинклинальные области, океанические платформы.

Кроме основных цветов геоструктурных областей оттенками соответствующего цвета показаны ступени поднятий или опусканий за неоген-четвертичное время. Ступенчатая биполярная раскраска и ограничивающие ступени изобазы позволяют не только определить направленность, интенсивность и градиенты новейших движений, но и дать количественную оценку их вертикальной составляющей. Вместе с тем изобазы позволяют выделить на карте внутри геоструктурных областей отдельные крупные структурные формы. Разрывные дислокации и более мелкие структурные формы (складки, флексуры, соляные купола), а также эффузивы кислого, среднего и основного состава. Неоген-четвертичные гранитоиды нанесены на карте соответствующими условными знаками. На карте показаны также вулканы, эпицентры крупных землетрясений, а во врезках — сейсмичность, толщина земной

коры и соотношение новейшей тектоники с данными общих тектонических карт.

В настоящее время Н. И. Николаевым подготовлены новое издание Карты новейшей тектоники СССР масштаба 1:5 000 000, а также Карта новейшей тектоники Европы масштаба 1:10 000 000.

Изданы также карты новейшей тектоники крупных регионов в пределах СССР и за рубежом, например карты Украины, Средней Азии, Кавказа, Западной Сибири. Все эти карты и сопровождающие их публикации благодаря использованию не только обычных геологических методов, но и геоморфологических исследований внесли много новых данных в наши тектонические представления.

Картирование тектоники океанического дна началось только в шестидесятых годах нашего столетия. Если не считать специальных работ в пределах шельфа и изображения его на некоторых общих тектонических картах (см. выше), тектоническое картирование океанического дна советскими геологами может характеризоваться Тектонической картой Арктики и Субарктики масштаба 1:5 000 000, составленной под руководством И. П. Атласова в 1964 г. На этой карте показан рельеф океанического дна, разрывные нарушения, вулканы и эпицентры землетрясений.

В 1970 г. опубликована Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1:10 000 000 под редакцией Ю. М. Пущаровского и Г. Б. Удинцева. На ней помимо материковых пространств и погруженных под уровень моря областей докайнозойской и кайнозойской складчатостей показаны современные геосинклинальные области и «тектонические области дна океана». В пределах последних выделены океанические плиты древних (Тихий океан) и молодых (Индийский и Атлантический океаны) талассократонов. И те, и другие подразделяются на талассократоны с малыми и с увеличенными мощностями рыхлых осадков. Внутри талассократонов протягиваются сводовые и глыбовые поднятия. Кроме того, выделяется океанический подвижный пояс и протянуты крупнейшие разломы (Мендосино и др.). Все эти обозначения отражают в основном геоморфологию океанического дна или его новейшую тектонику, т. е. те тектонические процессы, которыми созданы основные формы современного рельефа.

Именно этот подход подчеркнут в Карте новейшей тектоники Арктики и Субарктики масштаба 1:5 000 000, составленной А. Ф. Грачевым, А. М. Карасиком и А. П. Пуминовым в изданной в 1970 г. [26]. На ней впервые и суша (до 60° с. ш.), и океан показаны в единой легенде. В основу составления карты был положен принцип выделения геоструктурных областей, т. е. тот же, что и предложенный для карты новейшей тектоники СССР 1959 г. и используемый для всех карт новейшей тектоники суши.

Одним из основных выводов работы является заключение о том, что Срединно-Атлантический хребет и его продолжение —

Срединно-Арктический хребет (хр. Гаккеля) представляют собой эпиплатформенные океанические области горообразования. Рифтовая зона Срединно-Арктического хребта через материковый склон и шельф протягивается на карте в зону эпиплатформенного горообразования Северо-Востока СССР.

В 1974 г. А. Ф. Грачевым и А. М. Карасиком предложена легенда для тектонических карт океанов, в которой кроме перечисленных выше элементов структуры океанического дна предусматривается показ возраста коры в изохронах, возраста и мощности океанических осадков, амплитуды поднятия океанических рифтов и т. д. По этой легенде составлена Тектоническая карта Арктики и Субарктики масштаба 1:5 000 000 под редакцией Б. Х. Егизарова (1977).

Не останавливаясь на рассмотрении многочисленных карт новейшей тектоники суши и моря, имеющих ряд интересных особенностей, следует указать, что все карты новейшей тектоники обладают общим недостатком. В основу построения их положен анализ лишь вертикальной составляющей тектонических движений. Непосредственного изображения горизонтальных движений на них нет.

Горизонтальные перемещения давно изучаются при анализе современных тектонических движений. Имеются специальные схемы изображения горизонтальных движений (например, для островов Японии). Но сводные карты современных движений США, Канады, Нидерландов, Японии учитывают лишь вертикальные движения. В СССР также построена Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы в масштабе 1:2 500 000 (1971). Она составлена в основном по материалам повторных нивелировок, без учета геологических и геоморфологических данных. В результате раскраска некоторых участков карты вызывает удивление (с. 16).

Палеогеографические карты, начиная с известных схем последовательного положения суши и моря в пределах Европейской России (А. П. Карпинского) и кончая Атласом литолого-палеогеографических карт СССР масштаба 1:7 500 000, изданных в 1969 г., служат иллюстрацией развития структуры, которое может быть выражено только набором карт. На картах 1969 г. для каждого этапа развития нанесены: геосинклинали, переходные области, платформы и эпиплатформенные орогены. В пределах геоструктурных областей показаны развитые в них формации.

В одном ряду с палеогеографическими картами стоят близкие к ним схемы распределения мощностей и фаций и атласы литолого-фациальных карт.

Иначе построены палеогеологические карты, показывающие геологическое строение поверхности несогласия, которая была перекрыта более молодой толщей слоев. Особенно интересно, когда на одну и ту же территорию составлено несколько таких карт для разных этапов развития. Примерами могут служить карта со снятым чехлом эйфельских и более молодых отложений,

составленная Е. П. Брунс в масштабе 1:2 500 000 (1959), карта со снятым чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, составленная Е. П. Брунс и А. Я. Дубинским в масштабе 1:2 500 000 (1959), или, наконец, при снятии всего осадочного чехла — Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты В. А. Дедеева [30]. На этой карте показано внутреннее геологическое строение раннепротерозойского фундамента, составленное главным образом по геофизическим данным.

Широко известны также так называемые карты рельефа фундамента, где в изолиниях изображена современная поверхность кристаллического основания, формировавшаяся (и разрушавшаяся на щитах) в течение всей эпохи платформенного развития фундамента.

Кроме рассмотренных основных обзорных тектонических карт в СССР издано много карт отдельных крупных регионов, например карт Причерноморья под редакцией М. В. Муратова, карта Сибирской платформы под редакцией Т. Н. Спичарского, карта Северо-Востока под редакцией С. М. Тильмана, карта Средней Азии под редакцией Г. Х. Дикенштейна, карта Кавказа под редакцией П. Д. Гамкрелидзе и др.

Имеется много специальных и тематических карт, охватывающих крупные территории и так или иначе характеризующих их тектоническое строение. Сюда относятся карты нефтегазоносности, угленосности, геофизические карты (сейсмичности, магнитометрии и др.), а также очень показательные схемы строения Земли, составленные по снимкам из космоса.

Огромный фактический материал дают геологические карты и тектонические схемы отдельных районов, получаемые в результате геологической съемки. Легенды и методы их составления рассматриваются в курсах геологического картирования.

Наконец, весьма интересен тектонический глобус, изготовленный в ГДР.

Рассмотренные выше обзорные тектонические карты не только изображают структуру обширных территорий, объединяя данные многих наблюдателей, но каждая из них служит крупным научным обобщением — синтезом наших представлений об истории развития рассматриваемого на ней региона. Эти карты вместе с сопровождающими их объяснительными записками сыграли большую роль в развитии основных представлений современной геотектоники. В то же время ученые, исследовавшие разные территории и знакомые с особенностями их строения, часто расходятся в выводах, и дискуссии составителей карт ведут к более высокому уровню наших тектонических представлений. Каждая из карт большей частью отражает определенное направление в развивающейся тектонической мысли и в то же время дает материал для построения новых схем и гипотез.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные положения, изложенные в этой книге, кратко сводятся к следующему.

Современные и новейшие тектонические движения, говорящие о динамике верхних частей земной коры, позволяют выделить весь ряд известных тектонических процессов, установить их взаимосвязь и в ряде случаев их генезис.

В первую очередь выделяются направленные медленные (вековые) движения, за которыми сохраняется термин эпейрогенетические. Длительное и унаследованное проявление эпейрогенеза вызывает изгибы горных пород, формирует эпейрогенетические складки разной величины и соподчиненности. Эпейрогенетическая складчатость, отражаясь в структуре и рельефе, проявляется различно, имеет то или иное геоморфологическое выражение.

В областях общего эпейрогенетического опускания и осадконакопления формируется конседиментационная складчатость (компенсированная или некомпенсированная), в областях поднятия и размыва — конденудационная и конэрозионная складчатость.

Эпейрогенез и эпейрогенетическая складчатость выделяются как основной, ведущий тип тектонических процессов — как первичный тектогенез. Он проявляется повсеместно и постоянно, хотя и не с одинаковой интенсивностью, создавая основные формы структуры земной коры и формы рельефа ее поверхности.

Первичный тектогенез нарушает гравитационное равновесие. Явления, связанные с разрядкой напряжений, вызванных первичным тектогенезом, ведут к гравитационному выравниванию. Оно осуществляется денудационными процессами и покровной, гравитационной, складчатостью. Последняя вместе с изостатическими движениями, сейсмическими явлениями и вулканизмом рассматривается как вторичный тектогенез, являющийся функцией первичного. Вторичный тектогенез развивается не всегда и не всюду, а только там, где первичный тектогенез проявляется достаточно интенсивно. Во времени наибольшее развитие вторичного тектогенеза связано с определенными эпохами общего усиления тектонических движений, с циклами тектогенеза разных порядков.

В пространстве вторичный тектогенез в основном связан с мобильными геоструктурными областями.

Выделяются 4 геоструктурные области, отличающиеся друг от друга общей направленностью, интенсивностью и дифференцированностью тектонических движений и другими особенностями тектонических режимов (табл. 2).

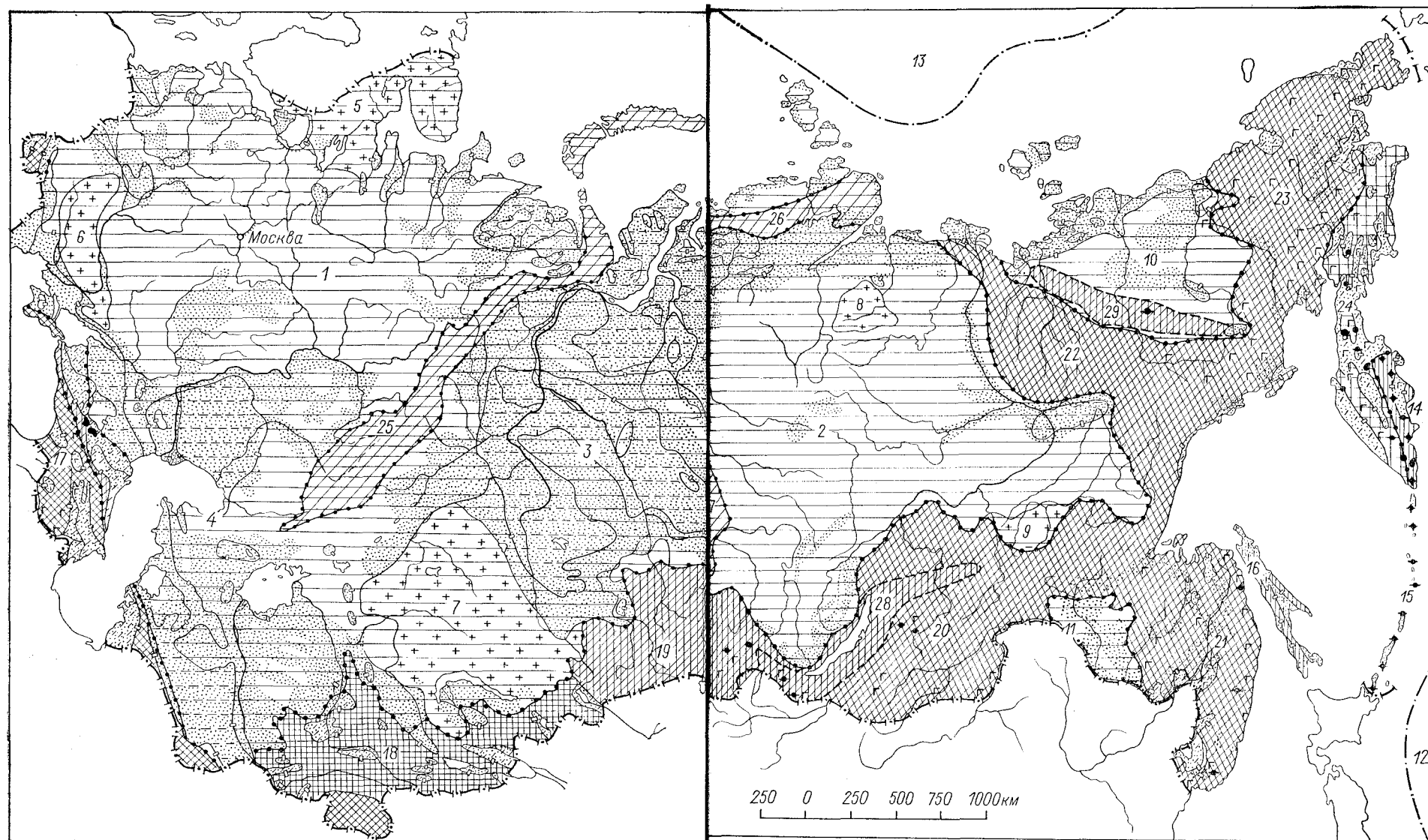
Анализ современной и новейшей тектоники, а также состава и структуры более древних отложений приводит к заключению, что обратимые так называемые колебательные движения являются наложением разных процессов друг на друга и не могут быть выделены как самостоятельные, а тем более как ведущие, первичные тектонические движения, противопоставляемые складчатости.

Особое значение в книге уделено планетарной трещиноватости. Она характеризуется системами разномасштабных трещин, простирающие которых обусловлено ротационным режимом Земли. Приуроченность линейных элементов ландшафта — линеаментов, а также складчатых и разрывных дислокаций к закономерным простирающим планетарных трещин разных масштабов, связь тектонических дислокаций с планетарными отдельностями и блоковым строением земной коры представляют огромный интерес. Дальнейшее изучение планетарной трещиноватости даст, по мнению автора, большие теоретические и практические результаты.

Излагая в завершение своего труда историю тектонических воззрений, автор не может полностью присоединиться ни к одной из приведенных гипотез, хотя все они так или иначе служат ступенями в развитии наших представлений о геотектонике.

Помимо гипотез и мнений отдельных ученых большую роль в развитии наших современных тектонических представлений играют работы по составлению тектонических карт, особенно сводных карт крупных территорий. В них участвуют обычно большие коллективы геологов, и составление сводных карт сопровождается часто симпозиумами и коллоквиумами с широким обменом мнений и привлечением новых данных о развитии структуры земной коры. Вот почему краткий обзор современных принципов построения сводных тектонических карт включен автором в эту книгу (гл. VIII).

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ СССР



Материковые платформы: 1 — выступы фундамента, сложенного архейскими, протерозойскими или палеозойскими складчатыми комплексами (щиты); 2 — области суммарного поднятия за неоген-четвертичный (новейший) тектонический этап; 3 — области новейшего опускания; 4 — области аккумуляции неоген-четвертичных или четвертичных отложений значительной мощности. Океанические платформы: 5 — предполагаемые границы океанических платформ. Геосинклинальные области: 6 — области новейших интенсивных поднятий; 7 — области аккумуляции мощных толщ неоген-четвертичных отложений. Области горообразования: 8 — области весьма интенсивного эпигеосинклинального горообразования; 9 — области весьма интенсивного эпиплатформенного горообразования; 10 — области умеренного эпиплатформенного горообразования; 11 — области умеренного эпигеосинклинального горообразования; 12 — области умеренного эпигеосинклинального горообразования; 13 — области слабого внутриплатформенного горообразования; 14 — области аккумуляции мощных толщ неоген-четвертичных отложений. Прочие обозначения: 15 — границы геоструктурных областей; 16 — нулевая изобазы, разделяющая области новейших поднятий и опусканий; 17 — границы рифтовых зон; 18 — неоген-четвертичные гранитоиды; 19 — области распространения неоген-четвертичных эффузивов; 20 — вулканы, действующие или действовавшие в историческое время; 21 — вулканы потухшие (неогеновые и четвертичные). Цифры на карте: 1—9 — новейшая Евразийская материковая платформа (1 — Восточно-Европейская мегантеклиза, 2 — Средне-Сибирская мегантеклиза, 3 — Западно-Сибирская мегантеклиза, 4 — Турано-Скифская мегантеклиза; 5 — Балтийский щит, 6 — Украинский щит, 7 — Казахский щит, 8 — Анабарский щит, 9 — Алданский щит); 10 — Колымская материковая платформа; 11 — Амурская материковая платформа; 12—13 — океанические платформы (12 — Тихоокеанская, 13 — Арктическая); 14—16 — Курило-Камчатская геосинклинальная область (14 — Камчатский регион, 15 — Курильский регион, 16 — Сахалинский регион); 17—27 — области горообразования (17 — Кавказская, 18 — Тянь-Шаньская, 19 — Алтайско-Саянская, 20 — Забайкальская, 21 — Сихотэ-Алиньская, 22 — Верхоянская, 23 — Чукотская, 24 — Корякско-Камчатская, 25 — Уральская, 26 — Бырранга, 27 — Енисейская); 28—29 — рифтовые зоны (28 — Байкальская, 29 — Момская).

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
2. Активизированные зоны земной коры... (Материалы II Всесоюз. тектон. совещ. в Душанбе). М., Наука, 1964. 256 с.
3. Арган Э. Тектоника Азии. М. — Л., ОНТИ, 1935. 192 с.
4. Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Зап. часть. М. — Л., ОНТИ, 1934.
5. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
6. Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1969, (4), с. 5—23.
7. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 264 с.
8. Беммелен Р. В. ван. Гравитационный тектогенез в системе Зундских гор. — Труды XVII сессии МГК, т. II, 1937, с. 377—400.
9. Беммелен Р. В. ван. Горообразование. М., ИЛ, 1956. 104 с.
10. Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. — Сов. геология, 1964, № 9, с. 3—28.
11. Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — Вестн. МГУ, 1967, № 1, с. 8—26.
12. Богданов А. А. Тектонические эпохи. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1969, (5), с. 5—17.
13. Бончковский В. Ф. Деформации земной поверхности, сопровождающие некоторые катастрофические, далекие землетрясения. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1962, № 2, с. 190—193.
14. Бончковский В. Ф. Наклоны верхних слоев Земли. — Природа, 1963, № 7, с. 48—52.
15. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960. 334 с.
16. Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. — Труды СНИИГГИМС, 1960, вып. 13, с. 5—56.
17. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М., ГИЗ, 1925. 145 с.
18. Галаева А. Огненное дыхание Камчатки. — Наука и жизнь, 1977, № 3, с. 58—68.
19. Геологический словарь. Т. I и II. М., Недра, 1973. 486 и 456 с.
20. Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры среднего докембрия восточной части Балтийского щита. Автореф. докт. дис. Л., 1969. 34 с.
21. Гилярова М. А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Изд-во ЛГУ, 1972. 218 с.
22. Гогель Ж. Основы тектоники. М., Мир, 1969. 440 с.
23. Горшков Г. П., Якушева А. Ф. Общая геология. Изд-во МГУ, 1957. 466 с.
24. Грачев А. Ф. Геоморфологические аспекты процесса рифтогенеза. — Геоморфология, 1976, № 1, с. 22—30.
25. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977. 246 с.
26. Грачев А. Ф., Карасик А. М., Пуминов А. П. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Арктики и Субарктики масштаба 1 : 5 000 000. М., Недра, 1970. 39 с.

27. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — Сов. геология, 1970, № 12, с. 121—122.
28. *Давляттов Ш. Д.* Тектоника нефтегазоносных районов Западного Узбекистана. Ташкент, 1971. 175 с.
29. *Дэвис В. М.* Геоморфологические очерки. М., ИЛ, 1962. 455 с.
30. *Дедеев В. А.* Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. — Геотектоника, 1972, № 3, с. 27—36.
31. *Джолли Дж.* История поверхности Земли. М. — Л., Госиздат, 1929. 190 с.
32. *Доклады советских геологов на XXI сессии МГК (проблемы 3, 8, 9, 10).* М., Изд-во АН СССР, 1960.
33. *Доклады советских геологов на XXII сессии МГК (проблемы 3, 4, 10).* М., Наука, 1964.
34. *Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР.* — Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 11, с. 16—21. Авт.: Б. М. Келлер, К. О. Кратц, Ф. П. Митрофанов и др.
35. *Зоненшайн Л. П.* Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 3—26.
36. *Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—23; № 3, с. 3—24.
37. *Казимиров Д. А.* Импульсные тектонические движения. — Геотектоника, 1974, № 4, с. 19—32.
38. *Карасик А. М.* Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания морского дна. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 3—18.
39. *Карпинский А. П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1947. 204 с.
40. *Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1:5 000 000.* Под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца. 1960.
41. *Каттерфельд Г. Н., Бенеш К., Хаин В. Е., Ходак Ю. А.* Проблемы сравнительной планетологии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 2.
42. *Кинг Ф. Б.* Тектоника Северной Америки. Объясн. зап. к тектон. карте. М., Мир, 1972. 268 с.
43. *Коган А. Б.* Теория, методика НСЧФ и результаты изучения геомагнитного поля Сибирской платформы. — Труды ВНИГРИ, 1975, вып. 365. 119 с.
44. *Костенко Н. П.* Развитие рельефа горных стран. М., Мысль, 1970. 367 с.
45. *Костенко Н. П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., Недра, 1972. 320 с.
46. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969. 616 с.
47. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М., Недра, 1974. 215 с.
48. *Кравчинский А. Я.* Перемещение Сибирской платформы (по палеомагнитным и палеоклиматическим данным). — Геотектоника, 1970, № 6, с. 77—87.
49. *Кратц К. О., Чернов В. Н.* Ранний протерозой — крупнейший рубеж в развитии земной коры. — В кн.: Петрология и структур. анализ кристалл. образований. М., Наука, 1970, с. 222—225.
50. *Крашенинников С. П.* Описание Земли Камчатки. М. — Л., Изд-во Главсевморпути, 1949. 841 с.
51. *Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955. 192 с.
52. *Лобач-Жученко С. Б.* Граниты и гранитообразование в эволюции континентальной коры Балтийского щита. Автореф. докт. дис. М., 1977. 43 с.
53. *Ломоносов М. В.* О слоях земных. М., Госгеолгиздат, 1949. 210 с.
54. *Макарычев Г. И.* Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 3—18.
55. *Металлогения и новая глобальная тектоника.* Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973. 157 с.
56. *Методическое руководство по геологической съемке и поискам.* М., Госгеолтехиздат, 1954. 507 с.
57. *Методическое руководство по изучению планетарной трещиноватости.* Изд-во ЛГУ, 1977. 136 с.
58. *Методы изучения тектонических структур.* М., Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 1 — 335, с., вып. 2 — 267 с.
59. *Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., Наука, 1965. 340 с.
60. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. М., ОНТИ, 1939. 207 с.
61. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968. 483.
62. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 279 с.
63. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973. 280 с.
64. *Муратов М. В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
65. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 176 с.
66. *Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И.* Физическая геология. Т. 1. Л. — М., ОНТИ, 1935. 908 с.
67. *Неотектоника СССР.* Сб. под ред. Н. И. Николаева и К. Я. Спрингиса. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961. 336 с.
68. *Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
69. *Николаев Н. И.* Карта новейшей тектоники мира. — Геоморфология, 1970, № 4, с. 3—17.
70. *Николаев Н. И., Шульц С. С.* Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР. Материалы Второго геоморф. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1959. 24 с.
71. *Никонов А. А.* Кайнозойские тектонические движения по системе разломов Сан-Андреас в Калифорнии. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 98—113.
72. *Новая глобальная тектоника (тектоника плит).* Сб. статей под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., Мир, 1974. 471 с.
73. *Новикова А. С.* Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1971. 82 с.
74. *Обручев В. А.* Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5, с. 13—24.
75. *Обуэн Ж.* Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М., Мир, 1967. 300 с.
76. *Ог Э.* Геология. Изд. 7-е. М. — Л., ГОНТИ, 1938. 560 с.
77. *Океан.* Сб. статей. М., Мир, 1971. 190 с.
78. *Островные дуги.* Сб. статей. М., ИЛ, 1952. 176 с.
79. *Павловский Е. В.* Происхождение и развитие земной коры материков. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
80. *Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
81. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
82. *Пейве А. В.* Офиолиты и земная кора. — Природа, 1974, № 2, с. 18—25.
83. *Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
84. *Пейве А. В., Сеницын В. М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, 1950, № 4, с. 28—52.
85. *Пейве А. В., Штрейфс Н. А., Книппер А. Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
86. *Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
87. *Пенк В.* Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961. 359 с.
88. *Петрушевский Б. А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., 1955. 552 с.
89. *Петрушевский Б. А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., Наука, 1964. 300 с.
90. *Петрушевский Б. А.* Землетрясение и тектоника. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1969, № 1, с. 17—23.

91. *Петрушевский Б. А.* О некоторых принципиальных возражениях против идеи мобилизма. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1972, № 5, с. 125—138.
92. *Планетарная трещиноватость.* Сб. статей под ред. С. С. Шульца. Изд-во ЛГУ, 1973. 176 с.
93. *Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954. 524 с.
94. *Попов В. И.* Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, 1960.
95. *Проблемы современных движений земной коры.* Таллин, 1975. 250 с.
96. *Пуцаровский Ю. М.* Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 74—92.
97. *Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура).* М., Наука, 1967. 330 с.
98. *Решение совещания по классификации платформенных структур.* Л., изд. ВНИГРИ, 1963. 13 с.; Геология нефти и газа, 1963, № 11, с. 59—64.
99. *Ритмичность природных явлений (тезисы).* Л., Гидрометеониздат, 1971. 92 с.
100. *Розанов Л. Н.* Палеогеоморфологический метод анализа тектонических движений. — Геоморфология, 1973, № 4, с. 14—28.
101. *Розиков М. Н., Колесников Д. И.* Связь новейшего вулканизма и тектоники в Восточно-Камчатской и Курильской зонах. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 108—120.
102. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М., Наука, 1976. 240 с.
103. *Ситтер де Л. У.* Структурная геология. М., ИЛ, 1960. 473 с.
104. *Современные движения земной коры,* № 5. Тарту, 1973. 685 с.
105. *Соколов В. А.* История геологического развития среднего протерозоя Карелии. — Геотектоника, 1972, № 5, с. 61—74.
106. *Спизжарский Т. Н.* Обзорные тектонические карты СССР. Л., Недра, 1973. 240 с.
107. *Страхов Н. М.* Историко-геологические типы осадконакопления. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2, с. 39—72.
108. *Тазиев Г.* Когда Земля дрожит. М., Мир, 1968. 251 с.
109. *Тектоника Евразии.* Объясн. зап. к тектон. карте Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., Наука, 1966. 487 с.
110. *Тектоника Европы.* Объясн. зап. к междунар. тектон. карте Европы масштаба 1:2 500 000. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова, Н. С. Шатского. М., Недра — Наука, 1964. 364 с.
111. *Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:500 000.* Объясн. зап. (Н. С. Шатский, А. А. Богданов). М., Госгеолтехиздат, 1957. 78 с.
112. *Тектонические движения и новейшие структуры земной коры.* Материалы совещ. по проблемам неотектоники. Под ред. Н. И. Николаева. М., Недра, 1967. 456 с.
113. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники. М., ОНТИ. 1-е изд., 1934. 288 с.; 2-е изд., 1941.
114. *Тушинский Г. К.* Космос и ритмы природы Земли. М., Просвещение, 1966. 119 с.
115. *Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли. М., ВИНТИ, 1974. 269 с.
116. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 510 с.
117. *Хизанашвили Г. Д.* Динамика земной оси вращения и уровней океанов. Тбилиси, 1960. 141 с.
118. *Шатский Н. С.* Избр. труды, т. I—IV. М., Изд-во АН СССР, 1963—1965.
119. *Шейнман Ю. М.* Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., Недра, 1968. 236 с.
120. *Шейнман Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 1. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол. 1973, (5), с. 5—28.
121. *Шнитников А. В.* Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. — Зап. Геогр. о-ва СССР, нов. сер., 1957, т. 16. 337 с.
122. *Штилле Г.* Избранные труды. М., Мир, 1964. 887 с.
123. *Шульц С. С.* О новейшей тектонике Тянь-Шаня. — Труды XVII сессии МГК, т. II. 1939, с. 629—635.
124. *Шульц С. С.* Опыт генетической классификации речных террас. — Изв. ВГО, 1940, № 6, с. 739—750.
125. *Шульц С. С.* О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 2, с. 88—96.
126. *Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географиз, 1948. 222 с.
127. *Шульц С. С.* Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. — Учен. зап. ЛГУ, 1961, № 293, с. 3—26.
128. *Шульц С. С.* Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. — Сов. геология, 1962, № 5, с. 18—32.
129. *Шульц С. С.* Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений. — Вестн. ЛГУ, 1969, № 6, с. 86—99.
130. *Шульц С. С.* Консидерационная складчатость. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1970, (2), с. 117—129.
131. *Шульц С. С.* Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 56—64.
132. *Шульц С. С.* Области горообразования (современные представления и терминология). — Вестн. ЛГУ, 1976, № 12, с. 75—89.
133. *Шульц С. С., Брунс Е. П.* Структурно-фациальный анализ отдельных консидерационных складок. — Вопр. геологии Азии. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 34—49.
134. *Шульц (мл.) С. С.* Тектоника плит, планетарная трещиноватость и линейменты на космических снимках Земли. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1974, № 12, с. 21—23.
135. *Шульц (мл.) С. С.* Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольской складчатого пояса. Л., Наука, 1974, с. 156—176.
136. *Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е.* Роль ученых АН СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 6—26.
137. *Barazangi M., Dorman J.* World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961—1967. — Seismol. Soc. America Bul., 1969, vol. 59, N 2, p. 369—380.
138. *Bertrand M.* Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. — Bul. Soc. Geol. France, 1892, vol. 20, p. 118—165.
139. *Brückner E.* Klimatischswankungen seit 1700 nebst Bemerkungen die Klimatischswankungen der Diluvialzeit. — Geogr. Abh., 1890, Bd. 2, H. 2, Wien, 1890. 324 S.
140. *Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and the new global tectonics. — Journ. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 14, p. 2625—2647.
141. *Dewey J. F., Bird J. M.* Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. — Journ. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 14, p. 3179—3206.
142. *Dietz R. S.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. — Nature, 1961, vol. 190, N 4779, p. 854—857.
143. *Dietz R. S.* Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. — Bul. Geol. Soc. Amer., 1963, vol. 74, N 7, p. 947—952.
144. *Elie de Beaumont L.* Recherches sur quelques-unes des revolutions de la surface du globe. — Ann. Sci. Natur., 1829, vol. 18, p. 284—336; vol. 19, p. 1—112.
145. *Gilbert G. K.* Lake Bonneville. — U.S. Geol. Surv., monographys, 1, 1890. 438 p.
146. *Haarmann E.* Die Oszillationes-theorie. Stuttgart, 1930. 260 S.
147. *Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M. e. a.* Marine geomagnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 6, p. 2119—2136.

148. *Hess H. H.* History of oceanic basins. — In.: Petrological studies, a volume to honour of A. E. Buddington, 1962, p. 599—620.
149. *Hess H. H.* The oceanic crust, the upper mantle and the Magaguez serpentinized peridotite. — In.: Study of serpentinite, ed. by C. A. Burke. Natl. Acad. Sci-Natl. Res. Council. Publ. 88, 1964.
150. *Hobbs W. H.* Lineaments of the Atlantic border region. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1904, vol. 15, N 4, p. 483—506.
151. *Hoff K. A. E. von.* Geschichte der durch Überlieferung nach gewonnenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Bd. I—V. Gotha, 1822—1841.
152. *Holmes A.* Radioactivity and earth movements. — Trans. Geol. Soc., Glasgow, 1928, vol. XVIII.
153. *Hsu K. J.* The concept of the geosyncline, yesterday and today. — Trans. Leicester Lit. a. Philos. Soc., 1972, vol. LXVI, p. 25—48.
154. *Isaks B., Oliver J., Sykes L.* Seismology and the new global tectonics. — Journ. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 18, p. 5855—5899.
155. *Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific. — Journ. Geophys. Res., 1971, vol. 76, № 11, p. 2542—2561.
156. *Kober L.* Der Bau der Erde. Berlin, 1928, 500 S.
157. *Kraus E.* Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin, Akad.-Verl., 1951, 552 S.
158. *Laubscher H.* Mountain building. — Tectonophysics, 1969, vol. 7, N 5—6, p. 551—563.
159. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift. — Journ. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 12, p. 3661—3697.
160. *Lyell Ch.* Principles of geology. Vol. 1—3. London, 1830—1833.
161. *Nevin C. M.* Principles of structural geology. 4th ed. N. Y., 1949. 410 p.
162. *Penck A., Brückner E.* Die Alpen in Eiszeitalter. Bd. I—III. Leipzig, Tauchnitz, 1909. 1200 S.
163. *Ringwood A. E., Green D. H.* An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. — Tectonophysics, 1966, vol. 4, N 1, p. 383—427.
164. *Saussure H. B.* Voyages dans les Alpes. Neuchatel, 4 vol., 1779—1796, XLVIII+1386 p.
165. *Schardt H.* Sur l'origine des Préalpes romandes. — Eclogae Geol. Helv., 1893, 4, p. 129—142.
166. *Suess E.* Das Antlitz der Erde. Bd. 1—4. Wien, 1885—1909. 778+703+4508+476 p.
167. *Vine F. J., Matthews D. H.* Magnetic anomalies over oceanic ridges. — Nature, 1963, vol. 199, N 4897, p. 947—949.
168. *Wilson G. T.* A new class of faults and their bearing of continental drift. — Nature, 1965, vol. 207, N 4995, p. 343—347.

- Авлакоген 174, 188  
 Автохтон 113, 146  
 Актуализм 119, 220, 225  
 Аллохтон 71, 113, 150  
 Антеклиза 67, 176  
 Антиклиорий 161, 163  
 Астеносфера 10, 239, 240
- Базальты толентовые 242  
 Балл землетрясения 18, 19  
 Блоки планетарной отдельности 199, 200, 211  
 Буря наклонов 38
- Виргации 162, 163, 235  
 Возраст дислокаций 120, 121  
 — складчатости 116, 121, 125, 250, 252
- Вулканизм 41  
 Вулканы трещинные 42, 43, 48, 49, 53  
 — центрального типа 42, 43, 45, 48, 53
- Геоантиклинали 153, 159, 161  
 Геопрессии 109, 136  
 Геоморфологическое выражение 64, 78, 79, 82, 84—86, 87, 118, 233  
 Геосинклинали 135, 136, 151, 153, 155, 161, 228
- Геоструктурные области *см.* Области геоструктурные  
 Геотоморфы 109, 136  
 Глыбы 191, 192  
 Гипотеза глубинной дифференциации В. В. Белоусова 237  
 — гравитационного складкообразования 236  
 — изостазии 228  
 — катастроф 120, 225  
 — контракционная 120, 226, 227  
 — кратеров поднятия Л. Ф. Буха 224  
 — новой глобальной тектоники 150, 238, 240  
 — осцилляционная Е. Хаармана 236  
 — перемещения материков А. Вегенера 230  
 — подкорковых конвекционных течений 234  
 — — течений Э. Аргана 234  
 — пульсационная 231  
 — радиоактивных циклов Дж. Джели 235  
 — расширяющейся Земли 232  
 — М. М. Тегяева 233  
 — ундационная Р. ван Беммелена 236  
 — эволюционная 119, 122, 225  
 — ядерная В. И. Попова 238

- Гипсографическая кривая 190  
 Гляциодислокация 98  
 Горообразование 64, 159  
 Гравитационные перемещения 106, 108
- Движения всковые 6, 62, 75, 100  
 — внутрикоровые 93  
 — гляциоизостатические 11, 62, 76  
 — гляциоэвстатические 6  
 — гравитационные 77, 106, 111  
 — изостатические 10, 76  
 — импульсные 35  
 — колебательные 14, 77, 78, 79, 93, 229, 233  
 — — волновые 93  
 — — общие 93  
 — новейшие 245  
 — общекоровые 93  
 — радиальные 92, 120  
 — современные 5, 6, 17, 74, 75  
 — тангенциальные 92, 120  
 — эвстатические 6, 76  
 — эпийрогенические 64, 75, 78, 93—95, 121, 127, 128, 229
- Деформации упругие 10, 76  
 Джеспилиты 134  
 Диаклазы 195  
 Диаспиритизм 76, 77  
 — мантийный 245
- Дислокации дизъюнктивные (разрывные) 115, 126, 161, 210, 211, 212  
 — складчатые 117, 126, 212  
 Дуги островные 155
- Желоб 155, 156, 157, 158
- Зона Беньоффа 152, 157, 158, 240  
 Зоны разломов 212
- Извержения трещинные 42  
 — центрального типа 43, 44  
 — эксплозивные 43, 44  
 — эффузивные 43
- Изоанабазы 8  
 Изобазы 8, 9  
 Изокатабазы 8  
 Изосейсты 20, 33, 35  
 Изостазия 10, 11, 76, 228
- Кальдера 43  
 Катаклизмы 119  
 Колебательная форма тектогенеза 92  
 Колебательные движения *см.* Движения колебательные



- Консидиментационное прогибание 83—86  
 Кора океаническая 151, 194, 195, 242  
 Короткопериодические явления 54, 55, 59, 134  
 Кратер 42, 44  
 Крип 17, 28, 36  
 Лавы атлантического типа 53  
 — тихоокеанского типа 53  
 Линеамент 30, 206, 208, 209, 218  
 Липалийский перерыв 132, 186  
 Литосфера 239, 240  
 Маары 46  
 Магнитные аномалии 172, 239  
 Магнитуда 22, 24, 27  
 Макроколебания 92, 233  
 Макротрещиноватость земной коры 202  
 Мантия 41, 240, 243  
 Мегалинеамент 206  
 Мегацикл 132, 133  
 Меланж серпентинитовый 151  
 Метод изучения поверхностей выравнивания 68  
 — — речных и морских террас 71  
 — морфометрический 68  
 — несогласий 116  
 — орографический 66  
 — повторных нивелировок 15  
 — — триангуляций 17  
 Многосинклиналь 147, 149, 151, 245  
 Молассы 137, 167  
 Мофеты 44  
 Мутьевой поток 29, 155  
 Наклоны земной поверхности 38  
 Неогей (неохрон) 132  
 Неокатастрофизм 119  
 Неомобилизм 238  
 Неотектоника 60  
 Несогласие локальное 117, 125  
 — региональное 119, 125  
 — тектоническое 119, 126  
 — угловое 116, 118  
 Новая глобальная тектоника 151, 240  
 Новейшая тектоника 60, 66, 68, 75, 215  
 Области геосинклинальные 136, 138, 145, 152—155, 159, 229  
 — геоструктурные 135, 136, 138, 191, 194  
 — горообразования 65, 137, 154, 161, 169, 173  
 — — внутриплатформенные 170  
 — — материковые 160, 170  
 — океанические 170  
 — эпигеосинклинальные 137, 160, 163, 168  
 — — эпиплатформенные 137, 160, 163, 168  
 — материковых платформ 136, 138, 175, 176, 189  
 — океанических платформ 138, 191  
 — орогенные 138, 173  
 — сейсмические 20  
 Олисторомы 154, 171  
 Ороген 137, 159  
 — двусторонний 146, 227  
 Орогенез 64, 136, 229  
 Орократическое развитие 162, 167  
 Островные дуги 155—159  
 Отдельности горных пород 199  
 Офиолиты 148, 150, 151, 243  
 Палеосейсмические исследования 40, 62  
 Пангеа 152, 230  
 Панилатформа 132  
 Период геократический 128, 129, 134, 215, 237  
 — талассократический 128, 129, 134, 213, 215  
 Планетарная трещиноватость см. Трещины планетарные  
 Платформы материковые 136, 174, 175, 183, 187  
 — океанические 190, 191, 253  
 Плита материковой платформы 175, 186  
 — литосферная 150, 214, 217, 240  
 Поверхность выравнивания 163, 164  
 — денудации 117  
 — несогласия 118  
 Покровы надвинутые 113, 126, 146  
 Прогиб краевой 176  
 — перикратонный 176  
 — предгорный 176  
 — приразломный 176  
 Простирания трещин 202—204, 208, 213  
 — —, аномалии местные 218  
 — —, — региональные 209, 218  
 Пульсация 231  
 Равнины абиссальные 194  
 Разломы трансформные 171, 240  
 Разрез макрокластогенный 82, 85, 88  
 — микрокластогенный 81, 84, 88  
 — океанической коры 195  
 Режим геосинклинальный 138, 148, 155  
 — горообразования 138, 160, 161, 166  
 — платформенный 138, 160, 177, 180, 181  
 — тектонический 135, 138—143, 154  
 Релаксация 10, 11  
 Рестит 242  
 Ритм 54—56, 59  
 Ритмичность 58, 82, 83, 167  
 Рифт 42, 171, 174, 239  
 — континентальный 42, 172, 173  
 — океанический 171  
 Рифтовые впадины 152, 171, 239  
 Рифтогенез вторичный 245  
 — первичный 243  
 Сводное поднятие 9, 11, 174  
 Сеть разломов пентагональная 120, 204  
 — трещин диагональная 204  
 — — ортогональная 204  
 Сейсмограмма 19, 20  
 Сейсмограф 18, 19  
 Синеклиза 175  
 Синклазы 67  
 Синклиорий 67, 161  
 Складки волочения 113  
 — выпирания 76  
 — гравитационные 77, 109, 113  
 — диапировые 13, 76  
 — истечения 110  
 — нагнетания 76, 98  
 — основания 109, 110, 162, 235  
 — отраженные 98  
 — поверхностные 98  
 — покровные 77, 98, 109, 235  
 — разбухания 76  
 — раздавливания 76  
 — течения 76  
 Складчатость 115, 159, 223, 225, 227  
 — альпинотипная 99  
 — геосинклинальная 99  
 — германотипная 99  
 — глыбовая 99  
 — гравитационная 98, 107, 115, 154  
 — кондендационная 102, 117  
 — консидиментационная 87—90, 101, 110, 117, 162  
 — конэрозонная 103, 162  
 — кратогенная 99  
 — общего смятия 97, 99  
 — орогенная 99  
 — основания 99, 110  
 — платформенная 99  
 — покровная 99, 106, 115, 126, 164  
 — полная 96, 97  
 — постседиментационная 126  
 — прерывистая 96, 97, 99  
 — эпейрогенная 63, 100—102, 115, 125, 161, 162, 181  
 Слой 80  
 Сольфатары 44  
 Спарагмит 137, 186  
 Спрединг 17, 152, 239, 240  
 Спускной крючок 40, 203  
 Стратовулканы 43, 45  
 Структура складчатая 115, 118  
 Структурное выражение 86, 87  
 Структурно-фациальный анализ 125  
 Субдукция 150, 239, 240, 242  
 Талассократоны 191, 192, 194  
 Тектогенез 92, 94, 233  
 — вторичный 37, 77, 100, 106—115, 236  
 — первичный 77, 100, 101—105, 115, 161, 164, 236  
 Тектоника глубинная 99  
 — гравитационная 77, 106—108, 164, 236  
 — динамическая 6  
 — живая 5  
 — истечения 110  
 — плит 240, 245  
 — покровная 99  
 — современная 5, 75  
 Тиллиты 137  
 Трещины внутрислойные 198  
 — первого, второго порядка 197, 198  
 — планетарные 195, 196, 202, 204, 212, 216, 218  
 — пластовые 199  
 — тектонические 195, 200  
 — эдиокинетические 195, 201, 202  
 Фазы вулканизма 168  
 — складчатости 122, 123, 124, 229  
 Фация 82  
 Флип 154  
 Форланд 146, 147  
 Формации геосинклинальные 153  
 — орогенные 164, 165, 167  
 — платформенные 177  
 Фумаролы 44  
 Хребты океанические 151, 170, 171, 239  
 Цикл геотектонический 125, 128—131, 177  
 Цикличность 82, 133, 134, 217  
 Цунами 24, 26, 27, 29  
 Шарьяж 146  
 Шов красной 176  
 Щит 9—11, 175, 185  
 Эвгеосинклиналь 147—149, 151, 245  
 Эвстатические колебания 6, 76, 192  
 Эпейрогенез 11, 14, 62—63, 75, 100, 105, 229  
 Эпейрогенная складчатость см. Складчатость эпейрогенная  
 Эпейрограмма 127, 132, 133  
 Эпоха покоя 116, 121  
 — размыва 118  
 — релаксации 11  
 — складчатости 120, 125, 227, 250, 259  
 Этапы развития платформы 187—190

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>ЧАСТЬ ПЕРВАЯ</b>	
Глава I. Современные тектонические движения . . . . .	5
Вековые движения . . . . .	6
Землетрясения . . . . .	18
Вулканизм . . . . .	41
Короткопериодические явления . . . . .	54
Глава II. Тектонические движения и рельеф . . . . .	60
Новейшая тектоника . . . . .	—
Некоторые итоги изучения современных и новейших тектонических движений . . . . .	74
<b>ЧАСТЬ ВТОРАЯ</b>	
Глава III. Тектонические движения и осадконакопление . . . . .	80
Глава IV. Типы тектонических движений и структур . . . . .	90
Эпейрогенетические движения . . . . .	93
Складчатая структура . . . . .	95
Первичный тектогенез . . . . .	101
Вторичный тектогенез . . . . .	106
Глава V. Развитие тектогенеза во времени . . . . .	115
Возраст складчатости . . . . .	—
Периодичность . . . . .	126
Глава VI. Геоструктурные области Земли . . . . .	135
Геосинклинальные области . . . . .	145
Области горообразования . . . . .	159
Материковые платформы . . . . .	174
Океанические платформы (талассократоны) . . . . .	190
Глава VII. Планетарная трещиноватость . . . . .	195
<b>ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ</b>	
Глава VIII. История тектонических воззрений . . . . .	219
Геотектонические гипотезы . . . . .	—
Тектонические карты . . . . .	248
Заключение . . . . .	258
Приложение . . . . .	260
Список литературы . . . . .	263
Предметный указатель . . . . .	269