

В. В. Белоусов

**ЭНДОГЕННЫЕ
РЕЖИМЫ
МАТЕРИКОВ**

В. В. Белоусов

551.24.

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ

2643



МОСКВА • НЕДРА • 1978



Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, 232 с.

В книге рассматриваются закономерные сочетания тектонических, магматических и метаморфических процессов, определяющих развитие земной коры материков. Выделяются эндогенные режимы: геосинклинальные, платформенные, орогенные, рифтовый; рассмотрены их свойства и признаки, а также история эндогенных режимов в течение геологической жизни Земли; устанавливаются основные стадии в развитии земной коры. Оценивается степень синхронности эндогенных циклов. Освещается связь различных эндогенных режимов с глубинными процессами в верхней мантии и высказываются гипотетические соображения о вероятных причинах возникновения и развития эндогенных режимов и тектоносферы материков в целом.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Табл. 1, ил. 82, список лит.— 312 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первая и основная задача предлагаемой работы — дать наиболее полную характеристику различным материковым эндогенным режимам. Автор при этом стремился основывать эту характеристику на таких признаках режимов, путем сопоставления которых можно было бы достаточно определенно установить, чем один режим отличается от другого и в чем состоит их сходство. Перечень рассматриваемых режимов составлен в соответствии с предложенной автором ранее классификацией материковых эндогенных режимов, но из нее исключены те, которые целесообразнее рассматривать совместно с режимами океанического дна, а именно режимы окраин материков. Попытка дать возможно более полную характеристику эндогенных режимов предпринимается, насколько известно автору, впервые. В геологической литературе можно найти много определений, что такое геосинклиналь или платформа, но другие режимы и особенно режимы промежуточного характера описывались до сих пор крайне общо и нередко противоречиво. Представления о том, чем отличаются эвгеосинклиналь от миеосинклинали, ортогеосинклиналь от парагеосинклинали или молодая платформа от древней, меняются от автора к автору, и эти названия часто воспринимаются не как точные понятия, а как некие «термины свободного пользования». Между тем необходимость в возможно более точной характеристике известных эндогенных режимов чрезвычайно велика, особенно сейчас, когда геология все теснее объединяется с другими науками о Земле.

Автор понимает, что предлагаемые им характеристики эндогенных режимов материков не исчерпывают всю проблему. Но эта первая попытка, как ему кажется, показывает, что поставленная задача вполне разрешима, что существует такой набор признаков, манипулируя которыми можно определить и сходства, и различия между режимами несмотря на наличие между ними связующих переходов.

Вторая задача книги — показать, что режимы связаны друг с другом в некие «цепочки», в которых с переходом от одного режима к другому какие-то свойства теряются или появляются вновь, а какие-то сохраняются, хотя и меняют свое относительное значение. Возникает вопрос, являются ли такие переходы в пределах «цепочки» результатом закономерной эволюции единого фактора, определяющего основу всех режимов, или же глубинные источники разных режимов различны. Автор пытается показать, что существует глубокая общность между режимами, а их различия вызываются главным образом разной интенсивностью действия одной и той же причины.

Общность эндогенных режимов и способность их переходить друг в друга особенно хорошо видны из сочетаний режимов во времени и в пространстве. На соответствующих страницах книги рассматриваются закономерности, определяющие последовательность режимов и их пространственные сочетания.

В последней главе автор ставит вопрос о наиболее общем глубинном источнике эндогенных процессов и приходит к выводу, что таким источником является внутреннее тепло Земли: смена режимов во вре-

мени и их пространственные комбинации представляют собой в основном результат временных и пространственных неоднородностей в тепловом поле Земли.

Несомненно, что некоторые стороны предполагаемого нами глубинного механизма формирования эндогенных режимов остаются гипотетическими. Но автор надеется, что другие стороны того же механизма реальны, а гипотетические элементы могут быть использованы как указатели направлений для дальнейших исследований. В последней главе делается попытка сопоставить разнообразные эндогенные процессы на материках и их сочетания с кинематической схемой, предлагаемой столь распространенной сейчас теорией «тектоники плит».

ВВЕДЕНИЕ

Развивая давно сложившиеся представления о разных типах тектонических режимов, автор в последних своих работах стремился их уточнить и обобщить. Им была предложена классификация эндогенных режимов материков, основанная на различных сочетаниях тектонических, магматических и метаморфических процессов. Были выделены следующие классы режимов: геосинклинальный, платформенный, орогенный, рифтовый, магматической активизации платформ и окраин материков. Они, в свою очередь, подразделяются в общей сложности на четырнадцать режимов (см. таблицу).

В поисках соответствия между типом эндогенного геологического режима и глубинными процессами было установлено, что наилучшая корреляция наблюдается между свойствами режима и сопровождающим его тепловым потоком. Более активные режимы связаны с повышенными тепловыми потоками, а спокойные — с нормальными или низкими.

Последовательность эндогенных процессов указывает на наличие в истории земной коры явлений двух порядков. Во-первых, это общая направленность развития коры, выраженная в постепенном уменьшении роли активных режимов и соответственном возрастании значения спокойных режимов, что приводит к смене древнейшей пермобильной стадии неустойчивой протогеосинклинальной стадией, а позже — стадией устойчивой геосинклинально-платформенной. Такая направленность свидетельствует об изменении с течением геологического времени энергетического уровня глубинных процессов. Она сопровождается также все большей концентрацией возбужденных режимов на все более ограниченном пространстве в пределах так называемых геосинклинальных поясов. В размещении активных режимов на поверхности материков и в процессе их концентрации имеется определенная пространственная упорядоченность. Во-вторых, на такую общую направленность накладываются перемежающиеся индивидуальные режимы. В ней можно усмотреть признаки периодичности, состоящие в неоднократном повторении сходной последовательности режимов. Это явление правильнее называть квазипериодичностью, поскольку продолжительность «циклов» неодинакова и сама последовательность в разных циклах и областях может быть различной, хотя важные общие черты циклов всегда сохраняются.

В предыдущих работах режимы, при которых выделяются магмы мантийного происхождения, мы объединяли, называя их «возбужденными». Точнее их следовало бы именовать мантийно-возбужденными. Им противопоставлялись режимы, при которых мантийные магмы не выделяются. Они относились к разряду «спокойных». Однако правильнее было бы говорить о мантийно-спокойных режимах*. Если принять эту типизацию эндогенных режимов, то в обычной их последовательности, наблюдаемой в наиболее активных зонах, где неоднократно

* Всюду, где говорится о мантии, подразумевается верхняя мантия и обычно только та ее часть, где происходит частичное плавление, т. е. астеносфера.

Свойства эндогенных режимов материков

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность (скорость и амплитуда) колебательных движений	Взаимоотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации
Геосинклинальный	Эвгеосинклинальный	Доинверсионная (офиолитовая)	Большие	Значительное преобладание опусканий; некомпенсированные прогибы	Нижнетерригенная и глубоководная кремнистая (яшмовая)
		Инверсионная	Умеренные	Равновесие опусканий и поднятий	Верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)
		Послеинверсионная	Малые	Слабое преобладание поднятий	Нижнемолаасовая
	Миогеосинклинальный	Доинверсионная (компенсированного прогибания)	Умеренные	Преобладание опусканий	Нижнетерригенная (аспидная), сменяющаяся позже мелководной известняковой
			Инверсионная	Малые и умеренные	Равновесие поднятий и опусканий
		Послеинверсионная	Малые и умеренные	Преобладание опусканий; слабое преобладание поднятий в конце цикла	Песчано-глинистая (нижнетерригенная), сменяющаяся известняковой, которая часто преобладает; выше — верхнетерригенная (в том числе флишевая и каустобиолитовая)

Характер и степень проницаемости коры	Характерный магматизм	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Характерный тип разрывов
Рассеянная, большая	Основные подводные излияния и пластовые интрузии (штоки, лакколлиты); ультрабазиты (офиолиты); в конце стадии — средние и кислые излияния и плагиогранитные интрузии	Пропилитизация, фация «голубых сланцев»	Складчатость не характерна; глыбовые складки на интрагеоантиклиналях	Глубинные взрезы
Сосредоточенная, малая	Гранитные батолиты	Региональный метаморфизм и гранитизация (батолиты)	Общего смятия и глубинный	Надвиги, покровы гельветского и пеннинского типов
Сосредоточенная	Жильные интрузии	Отсутствуют	Общего смятия; в прогибах — нагнетания и глыбовый	Покровы гельветского типа, глубинные взрезы
Рассеянная, малая	Отсутствует или слабые проявления основных излияний и пластовых интрузий	Отсутствуют	Отсутствует или слабая глыбового типа	Глубинные взрезы
Сосредоточенная, малая	Граниты, малые интрузии нормальные и щелочные	Умеренный зеленосланцевый метаморфизм и гранитизация	Общего смятия, глубинный	Надвиги, взбросы, покровы гельветского типа
Сосредоточенная	Жильные интрузии	Отсутствуют	Нагнетания, глыбовый	Покровы гельветского типа, глубинные взрезы
Сосредоточенная, малая	Обычно слабый магматизм, выраженный основными дайками, силлами, щелочными лакколитами и магматическими диапирами; в «вулканогенных» парагеосинклиналях интенсивное излияние средних и щелочных магм	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Взбросы, взрезы

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность (скорость и амплитуда) колебательных движений	Взаимоотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации
	Срединных массивов		Малая	Равное развитие слабых поднятий и опусканий	Песчано-глинистая и известняковая
Орогенный	Эпигеосинклинальный		Большая	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и лагунная (в том числе каустобиолитовая)
	Эпиplatformенный (тектоническая активизация платформ)	—	Большая, умеренная	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и лагунная (в том числе каустобиолитовая)
Рифтовый	Рифтовый	—	Умеренная, большая	Опускание грабенов среди широкого поднятия	Молассовая и лагунная
Платформенный	Протоплатформенный	—	Малые	Слабое преобладание опусканий в начале цикла, слабое преобладание поднятий в конце цикла	Преимущественно терригенные очень большой мощности
	Древних платформ	—	Очень малая	Равновесие при малом преобладании опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последовательность формаций снизу вверх: а) нижнетерригенная (в том числе битуминозная); б) известняковая; в) верхнетерригенная (в том числе каустобиолитовая); г) молассовая и лагунная

Характер и степень проницаемости коры	Характерный магматизм	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Характерный тип разрывов
Сосредоточенная, большая	Разнообразные эффузивные породы основные и кислые, а также щелочные; трещинные интрузии основные, кислые и щелочные	Отсутствуют или слабые	Глыбовый	Взрезы, взбросы
Сосредоточенная, большая	Преобладают излияния лав среднего и кислого состава; трещинные основные, средние и кислые интрузии	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания; локальные проявления складчатости общего смятия	Глубинные взрезы; сбросы, взбросы, надвиги
Сосредоточенная, большая и умеренная	Основные и щелочные излияния; трещинные интрузии того же состава	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания; локальные проявления складчатости общего смятия	Глубинные взрезы; сбросы, надвиги
Сосредоточенная, большая	Основные и щелочные излияния	Отсутствуют	Глыбовый	Взрезы, сбросы, взбросы; основная форма структуры — грабены
Умеренная, сосредоточенная	Излияния кислых и основных лав. Крупные расслоенные интрузии — лополиты	Зеленосланцевый метаморфизм, гранитизация вдоль разломов	Очень крупные купола, флексуры	Глубинные взрезы
Непроницаемость	Отсутствуют или очень слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Взрезы, сбросы, взбросы

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность (скорость и амплитуда) колебательных движений	Взаимоотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации
Магматической активизации	Молодой платформы	—	Малая	Равновесие при преобладании опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последовательность формаций та же, что на древних платформах
	Платобазальтовый	—	Очень малая	Слабое преобладание опускания	—
	Центральных интрузий и трубок взрыва	—	Очень малая	Неопределенно	—
Окраин материков	Атлантический	—	Малая	Преобладают опускания	Песчано-глинистая, лагуновая, каустоболитовая
	Тихоокеанский	—	Очень большая	Преобладают	Песчано-глинистая

Характер и степень проницаемости коры	Характерный магматизм	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Характерный тип разрывов
Сосредоточенная, очень слабая	Слабые проявления основных излияний, трещинных интрузий и лакколлитов щелочного состава	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Взрезы, сбросы, взбросы
Сосредоточенная, умеренная или большая	Платобазальты	Отсутствуют	Отсутствуют	Сбросы, взрезы
Сосредоточенная или большая	Разнообразные по составу (преимущественно щелочные). Интрузии — трещинные, лакколлиты, магматические диапиры; кимберлитовые трубки взрыва	Отсутствуют	Глыбовый	Сбросы, взрезы
Непроницаемость	Отсутствуют	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Слабое развитие сбросов и взрывов
Сосредоточенная, большая	Мощные наземные излияния андезитов и андезито-базальтов; интрузии гранодиоритов и гранитов	Слабые	Глыбовый, общего смятия	Большое развитие сбросов и взрывов; глубинные надвиги

чередуются эвгеосинклинальный и орогенные режимы, можно увидеть квазипериодическую смену состояния мантийного возбуждения и мантийного покоя: доинверсионная (офиолитовая) стадия эвгеосинклинального режима отвечает тепловому возбужденному состоянию мантии, инверсионная стадия того же режима соответствует спокойному ее состоянию, а при орогенном режиме мантия снова испытывает возбуждение.

Нельзя не признать, что такой подход к выделению типов эндогенных режимов слишком узок, поскольку в нем не учитываются процессы, происходящие в коре. В инверсионную стадию эвгеосинклинального режима, когда отсутствие мантийных магм позволяет говорить о спокойном состоянии мантии, в коре происходят региональный метаморфизм и гранитизация, требующие высоких температур. Это — стадия теплового возбуждения в коре и, следовательно, периодичность эндогенных условий с учетом событий в коре, как оказывается, состоит в перемежающемся возбуждении то мантии, то коры.

Следует также иметь в виду, что существуют эндогенные режимы, лишенные признаков теплового возбуждения как в мантии, так и в коре. Таковы, например, платформенные режимы. Но они могут чередоваться

с эпиплатформенным орогенным режимом; в этом случае периодичность в смене режимов будет состоять в перемежаемости условий, когда либо вся тектоносфера находится в спокойном состоянии, либо мантия возбуждена по-прежнему при спокойной коре.

Правильнее, очевидно, «возбужденными» называть режимы, в равной степени связанные с тепловым возбуждением как мантии, так и коры. Это тем более оправданно, что тепловое возбуждение коры не представляет собой самостоятельного явления: оно всегда либо одновременно с тепловым возбуждением мантии, либо, что бывает чаще, непосредственно следует за проявлением процессов плавления в мантии. Мантия всегда выступает в качестве передатчика глубинного тепла в кору. С этой поправкой обе стадии эвгеосинклинального режима будут принадлежать к разряду возбужденных режимов, а спокойными будут считаться только такие режимы, при которых нет признаков теплового возбуждения ни в мантии, ни в коре.

Однако, поскольку возбуждение охватывает и мантию, и кору, то чтобы различать эти состояния, целесообразно использовать термины «горячий» и «холодный». Но эти термины надо понимать условно: «горячей» мы называем мантию, если в ней происходит выплавление магм;

кора же является «горячей» в том случае, когда в ней развиваются процессы высокотемпературного регионального метаморфизма, анатексиса и гранитизации. «Холодными» и мантию, и кору следует считать, когда указанные процессы в них не происходят. Очевидно, что при таком толковании «холодная» мантия может обладать более высокой температурой, выраженной в градусах, чем «горячая» кора, поскольку для выплавления базальта в кровле мантии необходима температура не ниже 1400°C, а региональный метаморфизм и гранитизация требуют температуры в коре не выше 700°C. Поэтому в «холодной» мантии температура может достигать, например, 1200°C, а в «горячей» коре она не будет превышать 700°C. Следовательно, переход мантии из «горячего» в «холодное» состояние под «горячей» корой не означает возникновения температурной инверсии в тектоносфере.

Следующие сочетания тепловых условий могут существовать в мантии и коре:

- «горячая» мантия и «холодная» кора;
- «холодная» мантия и «горячая» кора;
- «холодная» мантия и «холодная» кора;
- «горячая» мантия и «горячая» кора.

Первое сочетание характерно для доинверсионной (офиолитовой) стадии эвгеосинклинального режима, орогенных и рифтового режимов, а также для режима магматической активизации платформ. В перечисленных состояниях наблюдается выплавление магм из мантии, а признаки высокой температуры в коре отсутствуют. «Холодное» состояние коры при данных режимах подчеркивается тем, что деформации в ней носят преимущественно глыбовый характер; пластические же деформации, как правило, не происходят.

Второе сочетание соответствует условиям инверсионной стадии эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных режимов. Здесь очевидны признаки высокой температуры в коре. «Горячее» состояние коры выражается не только в региональном метаморфизме и гранитизации, но и в ее способности к большим пластическим деформациям (в форме складчатости и тектонических покровов). О «холодной» мантии свидетельствует отсутствие мантийных магм (хотя некоторые градации этого «холодного» состояния мантии могут быть предположены исходя из сравнения таких режимов, как миогеосинклинальный, парагеосинклинальный и платформенные). Мы уже отмечали, что сочетание «горячей» коры с «холодной» мантией имеет вторичный характер и ему обязательно предшествует состояние с «горячей» мантией.

Третье сочетание — это послеинверсионная стадия эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных режимов, парагеосинклинальный и платформенные режимы, режим материковых окраин атлантического типа, а также режим срединных массивов. «Холодное» состояние всей тектоносферы для первых трех режимов очевидно. Особое положение режима срединных массивов будет охарактеризовано дальше.

Наконец, четвертое состояние встречается, возможно, лишь на материковых окраинах тихоокеанского типа — на островных дугах и в молодых хребтах, образующих такие окраины. Признаком «горячего» состояния и мантии, и коры в этих случаях может служить массовое выплавление андезитов и андезито-базальтов, источник которых, вероятнее всего, находится в нижних слоях коры.

В этой книге рассматриваются эндогенные режимы материков. Мы опускаем, однако, режимы материковых окраин, поскольку их следует

описывать в тесной связи с эндогенными процессами в океанах. Поэтому из обсуждения исключаются состояние «холодная» мантия — «холодная» кора, свойственное режиму материковых окраин атлантического типа, и сочетание «горячая» мантия — «горячая» кора.

Ниже будут приведены конкретные примеры различных эндогенных режимов. Излагая их разные проявления и историю, мы будем стремиться выделять такие их стороны, сопоставление которых помогло бы наилучшим образом выяснить, чем отдельные режимы отличаются друг от друга и какая связь существует между ними. Мы увидим, что такими сторонами являются, например, степень контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры; сочетание контрастности вертикальных движений земной коры с составом и объемом выделяемых мантийных магм; степень и характер проницаемости коры; степень проявления процессов, вызванных «горячим» состоянием коры (регионального метаморфизма, анатексиса, гранитизации); частная инверсия, как результат того же состояния, размещение и история центральных поднятий; характер и распространение складчатости и тектонических покровов.

Мы рассмотрим также, как на развитие отдельных режимов влияет ритм общих колебательных движений земной коры.

В заключение будет показано, что все эндогенные режимы, начиная от активных и до самых спокойных, составляют единую цепь, в которой при переходе от более активных и сложных к менее активным и простым режимам на каждой ступени перехода одни процессы «снимаются», а другие сохраняются, хотя и могут становиться менее интенсивными. «Снимаются» сначала одни, затем другие виды магматической деятельности, а также большая рассеянная проницаемость коры, заменяясь ограниченной сосредоточенной проницаемостью и далее — непроницаемостью; «снимаются» метаморфизм, в первую очередь высоких фаций, потом весь полностью, складчатость общего смятия, более или менее равномерно покрывающая площадь при активных режимах, становится неравномерной, концентрируется в узких изолированных зонах и уступает все больше места складчатости нагнетания и глыбовой.

Геосинклинальные режимы с комплексом свойственных им процессов становятся все более пространственно концентрированными, внутри геосинклиналей все большее место занимают срединные массивы, проявления геосинклинальных режимов превращаются в локальные осложнения режима срединных массивов, и затем ортогеосинклинальные режимы сменяются парагеосинклинальным и платформенным. А наиболее устойчивым процессом, сохраняющимся при всех режимах вплоть до самого спокойного, оказывается процесс вертикальных движений земной коры, который, хотя и значительно теряет свою интенсивность, проявляется и в обстановке самого спокойного режима древней платформы. Эндогенная периодичность в самой спокойной обстановке сводится к периодичности общих колебательных движений земной коры, к преобладанию то опусканий, то поднятий.

Главная задача автора состоит в том, чтобы показать внутреннюю связь между режимами разной степени «возбужденности» и наличие у них единой основы.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Геосинклинали являются зонами наиболее энергичного проявления эндогенных геологических процессов — тектонических, магматических, метаморфических и вследствие этого — зонами наиболее сильных преобразований в строении и составе земной коры. Одно из наиболее полных и в то же время лаконичных определений свойств геосинклинали дано В. Е. Хаиным [187], который писал, что геосинклинали «это пояса максимальной раздробленности, максимальной подвижности (скорости, амплитуды, градиента, контрастности движений), максимальной проницаемости, максимальной дифференцированности строения земной коры и верхней мантии, испытывающие на начальных стадиях своего развития интенсивное погружение, а на заключительных стадиях не менее интенсивное общее поднятие» (с. 4).

В результате многочисленных исследований были установлены общие закономерности развития и строения геосинклиналей*. Поскольку эти закономерности неоднократно формулировались во многих работах, здесь можно ограничиться лишь кратким их изложением. Мы описываем их в общем виде, чтобы в дальнейшем при рассмотрении конкретных региональных примеров избежать повторений и подчеркнуть индивидуальные различия в развитии отдельных геосинклиналей.

Для геосинклиналей характерно контрастное расчленение на частные прогибы и поднятия (интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали). Градиенты глыбово-волновых колебательных движений выражаются цифрами от $n \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ до $n \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ и превышают типичные градиенты вертикальных движений в областях, тектонически наиболее спокойных, т. е. на древних платформах, на 2—3 порядка. Контрастность вертикальных движений подчеркивается тем, что поднятия и прогибы обычно сочленяются между собой по системам глубинных разломов.

Развитие геосинклинали подчиняется общему ритму эндогенных процессов и стадии развития «вписываются» в один или несколько эндогенных циклов. Основой развития геосинклинали является одно большое колебание земной коры, принадлежащее к типу общих колебательных движений и охватывающее всю геосинклиналь: опускание в начале и поднятие в конце развития. На основное колебание накладываются меньшие колебания того же общего типа. Основное колеба-

* Основополагающими явились работы Дж. Холла [262], Дж. Дэна [246], Э. Зюсса [298], Э. Ога [263], М. Бертрана [231], Э. Аргана [222], Ч. Шухерта [286], Г. Штилле [295], В. Бухера [240], Р. Ван-Беммелена [308], М. Кэя [269]. Но основная роль в развитии учения о геосинклиналях принадлежит советским геологам: А. А. Борисяку [23], Е. В. Милановскому [92], А. Д. Архангельскому [4, 5], А. Н. Мазаровичу [86], Г. Ф. Мирчинку [98], Ю. А. Билибину [19, 20], В. А. Николаеву [120], Ю. М. Шейнману [205], Н. П. Хераскову [194], А. А. Богданову [21] и др.

ние, интерферируя с частными прогибами и поднятиями волнового типа, приводит к тому, что развитие геосинклинали разделяется на три стадии. В первую прогибания внутри геосинклинали преобладают над поднятиями, в последнюю — соотношения обратные, т. е. доминируют поднятия; средняя же стадия характеризуется переходным состоянием, т. е. равновесием между опусканиями и поднятиями.

Переход от опусканий к поднятиям представляет собой общую инверсию геотектонического режима. Поэтому первая стадия развития геосинклинали может быть названа доинверсионной, вторая (когда опускания утратили свое господствующее положение, но поднятия еще не приобрели главной роли) — инверсионной, а последняя — послейверсионной.

Во многих случаях удается выделить еще стадию, предвещающую перечисленные, ее можно назвать предгеосинклиальной. В это время происходит лишь медленное и слабо дифференцированное прогибание всей будущей геосинклинали. Режим этой стадии носит платформенный или парагеосинклиальный характер. Стадия заканчивается, когда равномерность прогибания нарушается и возникает контрастное разделение на частные поднятия и прогибы и, следовательно, наступает уже настоящий геосинклиальный режим.

Все стадии — геосинклиальные и предгеосинклиальная — характеризуются определенными осадочными формациями и их определенной последовательностью, и в сущности только по облику формаций они и могут быть разделены. Для предгеосинклиальной стадии свойственны платформенные осадочные формации: континентальные, лагунные, прибрежно-морские. Формации доинверсионной стадии свидетельствуют о трансгрессии моря и углублении бассейнов; в зависимости от типа геосинклиального режима осадки могут быть представлены кремнистой формацией (в эвгеосинклиналах) или последовательностью нижнетерригенной (или аспидной) и известняковой формаций (в мио- и парагеосинклиналах). Типичной формацией инверсионной стадии является флиш, своим однообразным во всем мощном разрезе преимущественно терригенным составом свидетельствующий о равновесии между опусканиями в областях накопления и поднятиями в зонах размыва. Наконец, для послейверсионной стадии характерна нижнемолассовая формация.

Следует заметить, что вопреки длительно существовавшей точке зрения, согласно которой геосинклиальное развитие заканчивается горообразованием, мы стадию горообразования относим к самостоятельному орогенному режиму [16]. Поэтому формация верхней (континентальной) молассы, соответствующая сильно расчлененному горному рельефу с большим преобладанием поднятий над опусканиями, исключена из геосинклиального режима. Последний заканчивается формацией нижней молассы, сложенной относительно тонким материалом и являющейся преимущественно морской фацией. Во время отложения нижней молассы поднятия уже преобладают над опусканиями, но еще незначительно, и суша в пределах геосинклинали имеет, вероятно, не горный, а холмистый рельеф. Только когда геосинклиальный режим сменится орогенным, что представляет собой весьма распространенную, хотя и не обязательную последовательность, холмистый рельеф перерастет в горный.

В течение доинверсионной стадии в коре не заметно признаков теплового возбуждения: в ней не происходят ни высокотемпературный

метаморфизм, ни гранитный анатексис, ни крупные деформации, требующие пластического состояния пород. Наблюдаемый в некоторых зонах метаморфизм является метаморфизмом высоких давлений, но низких температур.

Вместе с тем в течение доинверсионной стадии в наиболее активном геосинклинальном режиме — эвгеосинклинальном — есть признаки возбужденного состояния верхней мантии, к которым прежде всего следует отнести подъем мантийных основных и ультраосновных магм.

При миогеосинклинальном режиме прогревание мантии слабее, а при парагеосинклинальном внешних признаков его уже нет совсем.

В инверсионную стадию в эвгеосинклинальном и миогеосинклинальном режимах все признаки возбуждения перемещаются в кору. В ней развиваются и высокотемпературный метаморфизм и анатексис. В эту стадию происходит так называемая частная инверсия — возникновение новых поднятий внутри интрагеосинклиналей. С частной инверсией теснейшим образом во времени и в пространстве связано формирование складчатости общего смятия. В течение той же стадии нет никаких признаков возбужденного состояния верхней мантии.

В парагеосинклиналях нет частной инверсии или других признаков возбуждения в коре, сходных с теми, которые характерны для ортогеосинклиналей. Однако и для этого режима можно предполагать некоторый нагрев коры, приводящий к образованию глыбовой складчатости.

Послеинверсионная стадия в эпоху накопления нижней молассы соответствует времени ослабления пластических деформаций в коре. На первое место выступают вертикальные дифференциальные движения отдельных зон, между которыми образуются разломы. При этом интенсивность движений невелика. Прекращаются явления метаморфизма и анатексиса.

В целом послеинверсионная стадия представляет собой время некоторого затухания эндогенной активности. Вместе с тем появляются признаки начавшегося нового возбуждения в верхней мантии. Появляются магмы, которые либо непосредственно поднимаются из мантии, либо являются результатом разогревания старых, уже застывших ранее магматических очагов в основании коры.

В развитии геосинклинали наблюдается та пространственная направленность процессов, которую Ж. Обуэн [125] назвал «полярностью».

В доинверсионную стадию в геосинклинали растут и расширяются частные прогибы, в инверсионную и послеинверсионную стадии увеличиваются и расширяются поднятия. Эти процессы начинаются внутри геосинклинали от одной или от нескольких осей и распространяются отсюда к периферии геосинклинали, иногда выходя за ее пределы. В этом и состоит «полярность» процессов. Распространяясь в стороны от осей, прогибание «набегает» на край соседней платформы и «втягивает» ее в опускание, а с наступлением инверсионной и послеинверсионной стадий вдоль той же оси в центре геосинклинали образуется центральное поднятие, и именно его постепенное расширение и распространение на соседние зоны и приводит в конце концов к господству поднятий над опусканиями. Захватывая все новые зоны по направлению к периферии геосинклинали, поднятие может втянуть и край прилегающей платформы. Рост центрального поднятия начинается, когда еще продолжается расширение прогиба, и в дальнейшем эти два процесса развиваются совместно: волна поднятия растет внутри расширяющегося прогиба. В результате перед фронтом волны поднятия движется

так называемый краевой прогиб, в котором и накапливаются вначале флиш, а затем нижняя моласса.

Общую картину закономерности развития геосинклинали можно будет детализировать и дополнить после того, как рассмотрим некоторые их конкретные примеры. Первыми будут геосинклинали, в которых выделяются эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, т. е. так называемые ортогеосинклинали. Затем будут рассмотрены парагеосинклинали и срединные массивы.

Подчеркнем, что эвгеосинклинали и миогеосинклинали не следует понимать как отдельные внутренние прогибы геосинклинали. Каждая такая зона может включать сопряженную пару — прогиб и соседнее поднятие или даже более сложную группу прогибов и поднятий.

ОРТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ (ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ И МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ)

Термин «эвгеосинклиналь» (настоящая геосинклиналь) был введен Г. Штилле [209, 296]. Он считал критерием выделения эвгеосинклиналей начальный магматизм, причем предполагал, что к нему относятся разнообразные проявления магматизма в начальные (доинверсионные, по нашей терминологии) этапы развития геосинклинали. Хотя среди магм, проявляющихся на этом этапе, преобладают основные, начальный магматизм включает также средние и кислые магмы. Г. Штилле подчеркивал, что проявление ультраосновного магматизма представляет лишь частный случай начального магматизма.

Мы принимаем именно эту точку зрения и считаем, что эвгеосинклинали должны выделяться по признаку присутствия не только ультраосновных, но и иных пород группы начального магматизма. Однако необходимым критерием является мантийное происхождение магмы. Следовательно, в число пород, свойственных эвгеосинклиналям, попадут и основные лавы, которыми бывают преимущественно спилиты и сопровождающие их габбро, диабазы и долериты. С основными породами могут ассоциировать средние и даже кислые, если их объем позволяет видеть в них продукты дифференциации основной магмы. Дополнительным критерием может служить объем начального магматизма. Если он очень мал, то такую зону, вероятно, вполне возможно отнести к числу миогеосинклиналей, хотя теоретически предполагается, что типичная миогеосинклиналь полностью лишена начального магматизма. Этот подход к выделению эвгеосинклиналей отличается от того, который возник в последние годы, особенно в связи с идеями «тектоники плит».

Термином «эвгеосинклиналь» сейчас стали обозначать только те зоны, в которых имеются выходы офиолитов, т. е. сообщества пород, среди которых основное место занимают ультраосновные породы. Габбро, базальты, диабазы считаются лишь сопровождающими породами, образующими вместе с офиолитами закономерно построенные комплексы. Представление об офиолитовых комплексах было введено Г. Штейнманном [294]. Особое значение придается и стратификации пород, составляющих офиолитовый комплекс, поскольку в ней усматривается аналогия с разрезом океанической земной коры. Так, эвгеосинклинали в «тектонике плит» стали зонами, образованными на коре океанического типа, а офиолитовые комплексы считаются отторженцами этой коры. Если правильная стратификация офиолитового комплекса нарушена, как это нередко бывает, то это считается результатом

деформаций, связанных с условиями проникновения офиолитов к поверхности или с их раздавливанием и выжиманием при «захлопывании» впадины с океанической корой. И вообще проникновение офиолитов в кору рассматривается не как магматический, а как тектонический процесс. Подтверждение такому механизму видят в признаках, указывающих на относительно низкую температуру офиолитов во время их проникновения в другие породы: судя по контактовым явлениям она во многих случаях не превышает 500°C.

Нетрудно заметить, что новейшие взгляды ведут к представлению о совершенно обособленном положении офиолитов. Последние по своему происхождению и возрасту оказываются чуждыми многочисленным проявлениям «начального магматизма», магматическая природа которых и синхронность образования с окружающими осадочными породами не вызывают сомнений. Наиболее распространенной группой пород, принадлежащих к «начальному магматизму», являются породы спилито-кератофировой (или спилито-диабазовой) формации. Кроме того, здесь бывают развиты породы габбро-диорит-диабазовой, габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-плагногранитной формаций [75]. Породы, относимые к офиолитовому комплексу, всегда тесно ассоциируют с указанными формациями. Они развиты в тех же доинверсионных толщах геосинклиналей, и условия их залегания указывают на то, что, как и другие члены комплекса начального магматизма, они разместились среди вмещающих пород до того, как последние подверглись деформации. Известно, что эффузивные члены начального магматизма образуют потоки среди слоев осадочных доинверсионных формаций — аспидной и кремнистой, а интрузивные породы залегают в форме пластовых интрузий, жил и штоков, подвергшихся складчатому и разрывным деформациям вместе с вмещающими породами. Ультраосновные породы обычно образуют крупные линзы, которые протягиваются поясами на многие сотни и тысячи километров вдоль геосинклинали. Они деформированы вместе с вмещающими породами. Г. Штейнманн предполагал, что офиолиты внедрялись во вмещающие геосинклинальные осадки в виде больших лакколитов («плаколитов»).

Что касается ссылок на отсутствие контактовых воздействий ультраосновных пород на вмещающие породы (что рассматривается как признак холодного состояния офиолитов), то такие ссылки не могут считаться вполне убедительными, поскольку, по крайней мере в некоторых местах, горячие контакты все же были обнаружены [183].

Кроме того, следует учитывать, что окончательное размещение офиолитов определяется действительно тектоническим процессом, имеющим характер диапирового, но это происходит уже после остывания и серпентинизации ультраосновных пород, первоначально внедрившихся магматическим путем.

Все это свидетельствует о том, что не существует достаточных оснований отделять офиолиты с их ультраосновной составляющей от других магматических проявлений доинверсионной стадии развития эвгеосинклиналей и приписывать им совершенно иные генезис и возраст.

На конкретных примерах мы будем рассматривать историю одного геосинклинального цикла развития. Если в данной зоне геосинклинальное развитие повторялось, то описываться будет завершающий цикл.

В первую очередь мы остановимся на геосинклиналях, имеющих полное развитие и хорошо изученных, которые могут наблюдаться от

одной обрамляющей платформы до другой. Таких геосинклиналей чрезвычайно мало. Вполне удовлетворяют этим условиям только некоторые альпийские геосинклинали Средиземноморья. Мы рассмотрим пересечения через Западные Альпы и от Динарид к Балканам. Во втором пересечении в составе геосинклинали встретится срединный массив, отсутствующий в первом пересечении. Общим для обоих примеров будет то, что в той и другой геосинклинали большая часть миогеосинклиналей не представляет собой самостоятельных центров инверсионного развития: как правило, миогеосинклинали в инверсионную стадию захватываются тектоническими процессами, распространяющимися из эвгеосинклиналей.

Примером геосинклинали со многими центрами инверсионного развития явится герцинская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня. Затем мы вернемся к альпийской геосинклинали, к пересечению через нее от древней Аравийской до молодой Скифской платформы, и к другим областям Передней и Центральной Азии. Здесь геосинклинальное развитие распространяется из многих центров как эвгеосинклинальных, так и миогеосинклинальных. Но они находятся на значительных расстояниях друг от друга, по-разному ориентированы и как бы вкраплены в обширный срединный массив, непосредственно смыкающийся с платформой.

Как пример весьма простого миогеосинклинального развития будет рассмотрена киммерийская Верхояно-Колымская миогеосинклиналь.

Большое число геосинклиналей разного возраста на современных материках представлено в урезанном виде: значительные их части скрыты либо под отложениями молодых платформ, либо под водой. Однако на поверхности всегда имеется хотя бы одна ее ветвь. Некоторые из таких не полностью доступных наблюдению геосинклиналей представляют интерес для уточнения общих закономерностей, управляющих развитием геосинклиналей. Мы остановимся в связи с этим на основных особенностях истории герцинских геосинклиналей Урала и Аппалачей и киммерийской геосинклинали Кордильер.

ЗАПАДНЫЕ АЛЬПЫ

Альпийская геосинклиналь Западных Альп расположена в пограничной области между Францией и Италией (рис. 1). Мы будем рассматривать широтную полосу, пересекающую Альпы приблизительно на широте Гренобля и Турина. Однако, если западная ветвь геосинклинали на этом пересечении обнажена полностью, то восточная в значительной степени погребена под молодыми осадками наложенной Ломбардской депрессии. Чтобы составить более полное представление о ней, пересечение будет составным: разрез восточной ветви только частично пройдет в пределах указанной широтной полосы и будет дополнен более восточным разрезом южного склона Центральных Альп. Из соотношения меридиональных Западных (Франко-Итальянских) Альп с широтными Центральными (Швейцарскими) Альпами ясно, что восточное крыло первых соответствует южному крылу вторых, что делает такой прием допустимым. Южное крыло Центральных Альп называется Южными Альпами. Исходя из указанного, восточное крыло Западных Альп будет интерпретировано в дальнейшем в значительной степени по наблюдениям в Южных Альпах.

Геосинклиналь Западных Альп разделяется на западную и восточную ветви. Первая обращена к эпигерцинской Западно-Европейской платформе, вторая ограничена с востока выступом платформы, который следует предполагать под Ломбардской депрессией. Это — дальний конец Адриатического выступа Африканской платформы.

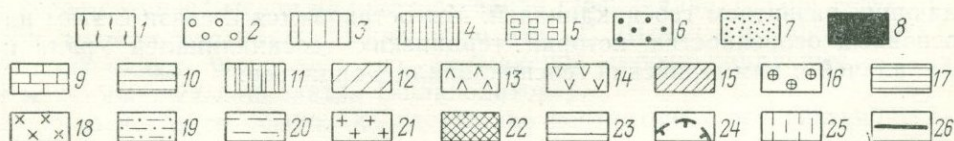
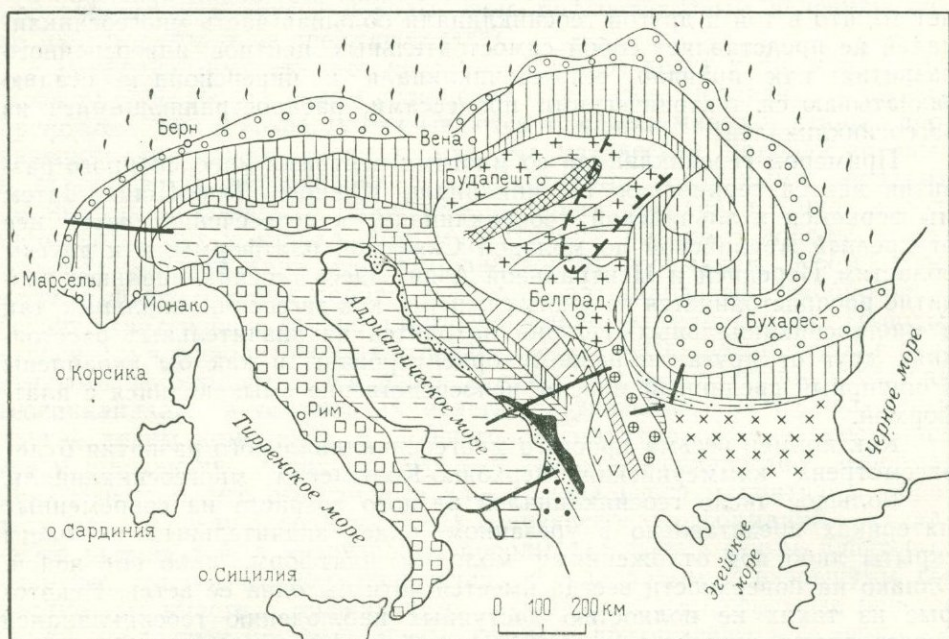


Рис. 1. Схема строения Альп, Динарид и Балкан.

1 — платформа; 2 — передовой прогиб северной ветви; 3 — внешние зоны северной ветви геосинклинальной системы (Гельветская, Бриансонская, Стара-Планина, Карпаты и др.); 4 — внутренние зоны северной ветви (Пеннинская, Австро-Альпийская, Дакийская и др.); 5 — южная ветвь геосинклинальной системы Альп и Апеннин. Зоны Динарид и Балкан: 6 — Ионийская, 7 — Далматская, 8 — Будва, 9 — Высокого Карста, 10 — Предкарстовая, 11 — Боснийская, 12 — Сербская, 13 — Голья, 14 — Пелагонийский массив, 15 — Вардарская, 16 — Сербско-Македонский массив, 17 — Крайштиды, 18 — Родопский массив; 19 — Среднегорье, 20 — передовой прогиб южной ветви. Структурные зоны Паннонского срединного массива (под подошвой неогена): 21 — метаморфические породы палеозоя, 22 — верхний палеозой — нижний триас, 23 — нижний мел; 24 — граница распространения верхнемелового — нижне-среднепалеогенового флиша; 25 — наложенная Трансильванская впадина; 26 — приблизительное положение пересечений, описанных в тексте (Западные Альпы, Динариды — Балканы)

Ветви геосинклинали разделены зоной разломов, протягивающейся вдоль Западных и Центральных Альп и имеющей, несомненно, перво-степенное значение в структуре Альп и в их развитии [236]. На разных отрезках эта зона имеет различные наименования: разлом Канавезе, Тоналитовая линия и др. В рамках контракционной гипотезы эта зона разломов трактовалась как основной раздел между двумя противоположными крыльями «орогена», где произошли смыкание и максимальное сжатие пород под давлением двух платформ — Евразийской с севера и Африканской с юга. Сходным образом новейшая «тектоника

плит» предполагает, что по линии этих разломов пришли в соприкосновение две «плиты» — Африканская и Евразийская, разделенные ранее широким океаном Тетис.

Эти представления стали весьма сомнительными после того, как Ф. Карраро [244] в долине р. Эльво на линии разлома Канавезе обнаружил неметаморфизованные континентальные осадки верхнего карбона, лежащие несогласно на породах обоих крыльев разлома и содержащие гальки тех и других пород. Следовательно, данный разлом является древним (доальпийским) и в альпийское время мог быть только активизирован без каких бы то ни было зияющих раздвижений (рис. 2).

Известно, что восстановление истории развития альпийской геосинклинали затруднено сложностями ее современного строения, в котором ведущую роль играют тектонические покровы, искажающие первичное расположение структурно-фациальных зон. Однако усилиями геологов, изучавших Альпы в течение почти двухсот лет, многие трудности сейчас преодолены, причем именно Западные Альпы находятся в этом отношении в наиболее выгодном положении*.

Состав и возраст фундамента Альпийской геосинклинали виден в кристаллических массивах, поднимающихся среди осадочных толщ. Выделяют внешние и внутренние массивы (рис. 3). К первым в Западных Альпах принадлежат массивы Аржентера (он же Меркантур), Пельву, Бельдонн, Гран де Русс, Эгюий Руж, Монблан, Аар, Готтард, ко вторым — Дора-Майра, Гран-Парадис, Монте-Роза. Внешние массивы, расположенные в относительно спокойной тектонической зоне, определено автохтонные, внутренние же предположительно автохтонные, но полной уверенности в этом нет, так как они находятся в зоне, где деформации исключительно сильны.

Массивы в основном сложены метаморфическими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма, гранито-гнейсами и гранитами. Возраст главного метаморфизма и гранитизации находится преимущественно в пределах 305—270 млн. лет, т. е. является герцинским, но в некоторых массивах установлены и более ранние признаки метаморфизма.

Развитые в составе кристаллических массивов палеозойские метаморфические породы позволяют в некоторой степени восстановить допалеозойскую историю Альп. Выясняется, что образованию в альпийском эндогенном цикле геосинклинали Альп предшествовали герцинская геосинклиналь и следовавший за ней орогенный режим конца того же цикла. Накопление осадочно-вулканогенных палеозойских толщ происходило с ордовика до раннего карбона включительно. На рубеже раннего и среднего карбона эти толщи были метаморфизованы, гранитизированы, смяты в складки и вошли в состав кристаллических массивов. В течение среднего и позднего карбона область Альп испытывала общее поднятие, но была расчленена на частные поднятия и прогибы. В последних несогласно на поверхности кристаллических пород отлагались грубые терригенные континентальные осадки. Красноцветные молассы накапливались во впадинах и в течение ранней перми. К началу поздней перми местность была выровнена. К концу палеозоя приурочены также излияния андезитов, риолитов и базальтов.

* Основными литературными источниками являются: M. Lugeon [277], E. Argand [222, 223], A. Heim [264], L. Kober [272], E. Bailey [227], E. Kraus [275], R. Trümpy [300—306], K. Jong [267], E. Niggli [278], R. Staub [293], R. Van-Bemmelen [309], J. Debelmas [247, 248], W. Ernst [253].

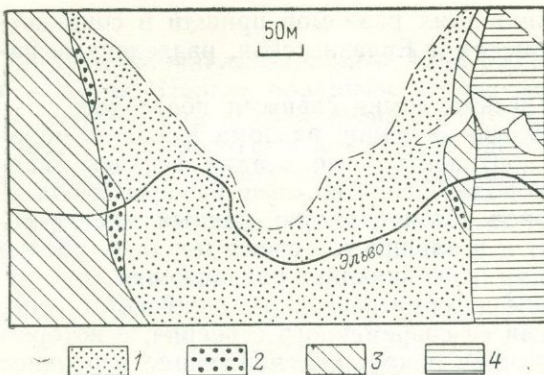


Рис. 2. Зона разлома Канавезе, разделяющая Северные (Западные) и Южные (Восточные) Альпы в районе Сордевало (долина р. Эльво). По Ф. Карраро.

1 — пермо-карбоновые вулканогенные конгломераты, перекрывающие разлом Канавезе; 2 — грубые конгломераты в основании пермо-карбоновой серии; 3 — доверхламенноугольные гнейсы зоны Сесия-Ланца, принадлежащие к северной (западной) ветви Альп; 4 — диориты зоны Ивреа-Вербано, принадлежащие к южной (восточной) ветви Альп; белое — четвертичные отложения

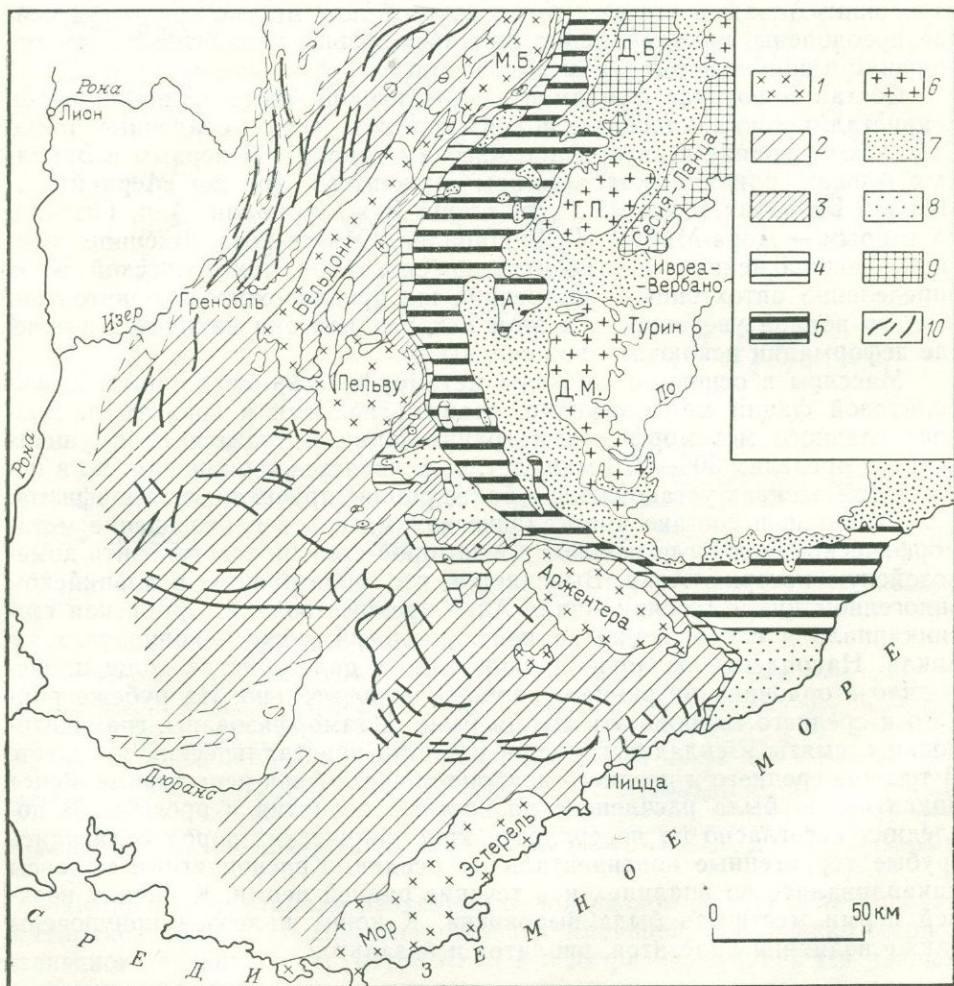


Рис. 3. Структурная схема Западных Альп. По Ж. Дебельмасу и М. Лемуану.

1 — внешние кристаллические массивы, зоны; 2, 3 — Гельветская; 4, 5 — Бриансонская; 6 — внутренние кристаллические массивы (Г.П.— Гран-Парадис; Д.М.— Дора-Майра; М.Б.— Монблан); 7 — Пеннинская зона; 8 — покров гельминтоидного флиша на породах Бриансонской и Гельветской зон; 9 — комплексы Ивреа-Вербано, Сесия-Ланца, Дан-Бланш (Д.Б.); 10 — простираение складок

Начало альпийского цикла следует датировать началом триаса. С этого времени возникли различия в развитии двух ветвей геосинклинали — западной и восточной. К западу от разлома Канавезе триас представлен типично платформенными «германскими» фациями: пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, эвапоритами, доломитами, неритовыми известняками. Мощность их увеличивается по направлению к разлому, но нигде не превышает нескольких сот метров. Восточнее разлома Канавезе и в Южных Альпах триас сложен огромной толщей известняков и доломитов и только в незначительной степени обломочными отложениями. Мощность его достигает 4—5 км. Разделительный разлом для этого времени — глубинный с большой вертикальной амплитудой и опущенным южным крылом. Однако признаков какой-либо большей дифференцированности геосинклинали в триасе не отмечается (рис. 4). Слабая дифференцированность прогибания позволяет данный этап развития Западных Альп отнести к предгеосинклинальной стадии.

В лейасе в развитии западной ветви Альп наметилось расчленение на две интрагеосинклинали — Гельветскую (или Дофине) на внешней периферии геосинклинали и Пеннинскую (или Пьемонтскую), примыкающую к разлому, и интрагеоантиклиналь между ними, называемую Бриансонской. В Гельветской интрагеосинклинали лейас представлен мелководными мергелистыми известняками мощностью до 300 м. На Бриансонском поднятии он либо имеет меньшую мощность, либо отсутствует. В Пеннинской интрагеосинклинали лейас сложен пелагическими известняками. Хотя мощность их и невелика (десятки метров), но глубоководный характер позволяет предполагать, что прогибание земной коры здесь было гораздо большим, чем в Гельветской зоне.

В догерре дифференцированность западной ветви геосинклинали усилилась и к концу его выявилось коренное различие в режиме интрагеосинклиналей: в Пеннинской началось некомпенсированное накопление глубоководных известковых сланцев («блестящих сланцев») с линзами радиоларитов и включениями тел перидотитов, серпентинитов и габбро и покровами спилитов. Вместе с ультрабазитами и серпентинитами встречаются породы, подвергшиеся метаморфизму в фации «голубых сланцев», т. е. метаморфизму высоких давлений и низкой температуры. Возраст этого метаморфизма трудно установить в связи с последующей перекристаллизацией в высокотемпературную фазу, но известны цифры 110—125 млн. лет, указывающие на ранний мел [253]. Офиолитовый тип начального магматизма свидетельствует об эвгеосинклинальном режиме Пеннинской зоны. В Гельветской зоне средняя юра представлена мергелистыми известняками и в ней нет проявлений начального магматизма. Поэтому ее режим следует считать миогеосинклинальным.

Разделение на миогеосинклиналь (к ней кроме Гельветского прогиба мы относим и Бриансонское поднятие) и эвгеосинклиналь Пеннинского прогиба окончательно определилось в течение поздней юры и раннего мела, когда в миогеосинклинали отлагались преимущественно мелководные известняки и мергели большей мощности в прогибе и меньшей на поднятии, а в эвгеосинклинали продолжала накапливаться толща глубоководных «блестящих сланцев» с офиолитами. В силу исключительно сильных последующих деформаций определить мощность этой толщи сейчас невозможно (указываются цифры от нескольких сот до тысяч метров). Но следует предполагать, что здесь не было

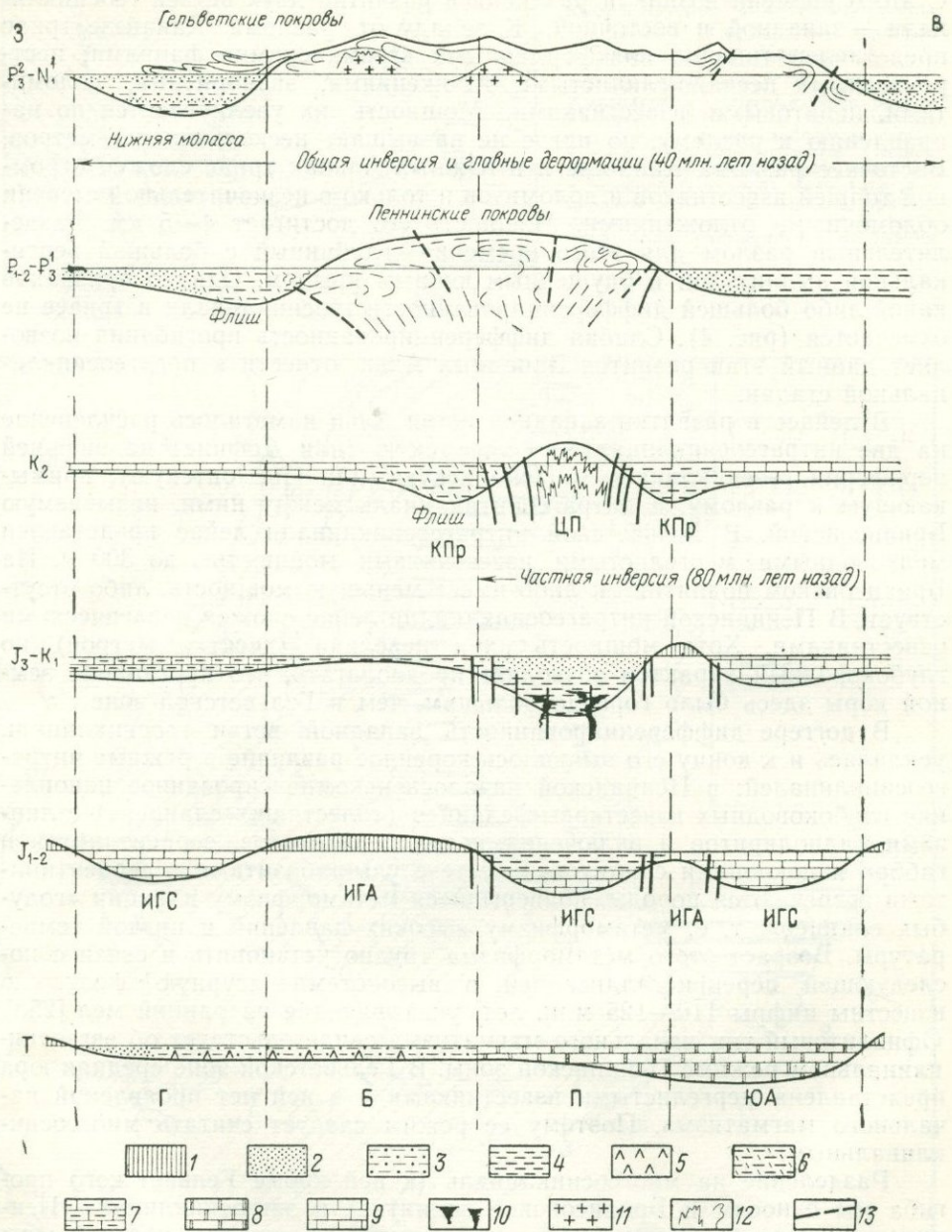


Рис. 4. Палеотектонические профили через Западные Альпы.

1 — суша; 2 — песчаники; 3 — песчаники и глины; 4 — глинистые сланцы; 5 — эвапориты; 6 — флиш; 7 — мергели; 8 — доломиты; 9 — известняки; 10 — офиолиты; 11 — граниты; 12 — региональный метаморфизм, складчатость и покровы; 13 — разломы. Зоны: Г — Гельветская, Б — Бриансонская, П — Пеннинская, ЮА — Южно-Альпийская. ИГС — интрагеосинклиналь; ИГА — интрагеоантиклиналь; ЦП — центральное поднятие; КПр — краевой прогиб

компенсации прогибания накоплением и бассейн был глубоким. Наблюдается преимущественная концентрация офиолитов во внутренней, восточной, части Пеннинской интрагеосинклинали, т. е. в той ее части, которая примыкала к разлому Канавезе.

Что касается восточной ветви геосинклинали, то, как показывают наблюдения в Южных Альпах, там не было такой расчлененности. Есть основания предполагать существование в юре и раннем мелу узкого поднятия (интрагеоантиклинали) вдоль разлома Канавезе, с его восточной стороны. Далее располагался прогиб, который, однако, постепенно выполаживался к платформе, находившейся на месте Ломбардской депрессии. Весь разрез юры и нижнего мела сложен здесь главным образом мелководными известняками и лишен признаков как начального магматизма, так и метаморфизма. По отсутствию первого зоны Южных Альп следует отнести, по крайней мере, к миогеосинклинали; но дифференцированность вертикальных движений в этой зоне настолько слаба, что вполне можно говорить и о парагеосинклинальном режиме, тем более, что мелководные известняки являются характерной формацией парагеосинклиналей.

В пределах западной ветви Западных Альп контрастность вертикальных движений усиливалась от периферии геосинклинали к ее внутренней части, т. е. от Гельветской миогеосинклинальной зоны к Пеннинской эвгеосинклинали, от зоны без начального магматизма к зоне с типичными офиолитами. Максимальный контраст вертикальных движений был приурочен к разлому Канавезе, т. е. к восточному краю Пеннинской зоны. Развитые здесь оползневые и обвальные структуры отражают этот контраст.

Весь период времени от лейаса до конца раннего мела следует отнести к доинверсионной стадии развития геосинклинали Западных Альп. Инверсионная стадия началась в позднем мелу. В Пеннинской зоне, примыкавшей к разлому Канавезе, в предконьякское время возникло поднятие. К западу от него образовался прогиб и в нем накапливался так называемый «гельминтоидный» флиш. Предконьякское поднятие, по нашей терминологии,— это центральное поднятие и его образование означает частную инверсию, а соседний флишевый прогиб является краевым прогибом.

Дальнейшее развитие геосинклинали состояло в расширении центрального поднятия к западу и постепенном вовлечении в него зон, лежащих в этом направлении. Одновременно и краевой прогиб смещался к западу перед фронтом расширяющегося поднятия. В результате флиш в относительно более западных зонах оказывался все более молодым. В маастрихте краевой прогиб «накатился» на Бриансонское поднятие и оно превратилось в прогиб, где вплоть до среднего эоцена накапливался «черный» флиш. После этого прогиб мигрировал в Гельветскую зону, где флиш отлагался до раннего олигоцена включительно (рис. 5). В Гельветской интрагеосинклинали не было собственной частной инверсии, она была захвачена поднятием, распространившимся из Пеннинской зоны.

В Пеннинской зоне складчатые деформации происходили одновременно с частной инверсией, т. е. в сеноне. В это же время имела место первая фаза зеленосланцевого метаморфизма высоких температур, абсолютный возраст которой определен приблизительно в 80 млн. лет. Тогда же начался и процесс гранитизации кристаллического фундамента. Но все эти процессы проявились сильнее и охватили почти всю

западную ветвь геосинклинали позже — между поздним эоценом и средним олигоценом, т. е. в конце инверсионной стадии (30—40 млн. лет назад). Это была главная фаза деформаций и зеленосланцевого метаморфизма. Тогда же образовались тектонические покровы глубинного пеннинского типа. При этом был мобилизован палеозойский кристаллический фундамент, участвующий в строении покровов вместе с мезозойскими «блестящими сланцами» и офиолитами. Вдоль разлома образовались малые гранитоидные интрузии.

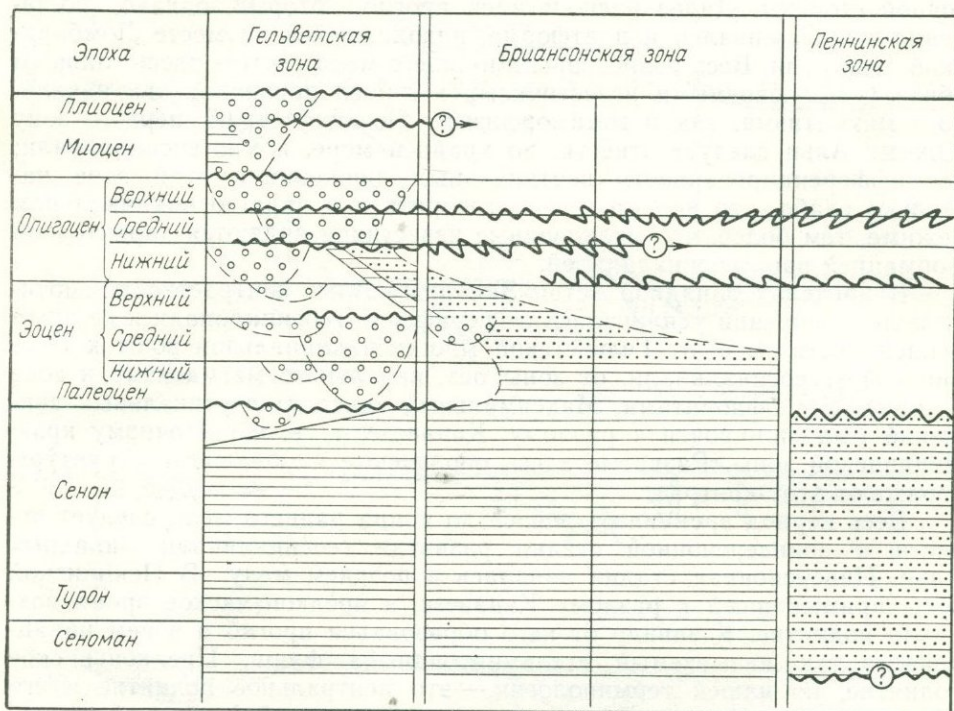


Рис. 5. Миграция флиша в Западных Альпах. По Р. Трюмпи.

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

В ряде районов вдоль внутреннего края Пеннинской зоны можно наблюдать «корни» покровов. Здесь линзы и чешуи кристаллических пород и развальцованные «блестящие сланцы» залегают вертикально; они чрезвычайно сильно вытянуты в вертикальном направлении, сплюснены в горизонтальном и смяты в предельно сжатые изоклинные складки с вертикальными осевыми поверхностями. Строение зоны сходно со строением ядер соляных диапиров (рис. 6). На небольшом расстоянии к западу те же породы залегают уже почти горизонтально, образуя тела самих покровов (рис. 7). Там они чрезвычайно сильно расплюснены и развальцованы. Однако направление деформаций здесь иное: породы растянуты в горизонтальном направлении, а сплюснены в вертикальном. О размере деформаций можно судить по тому, что,

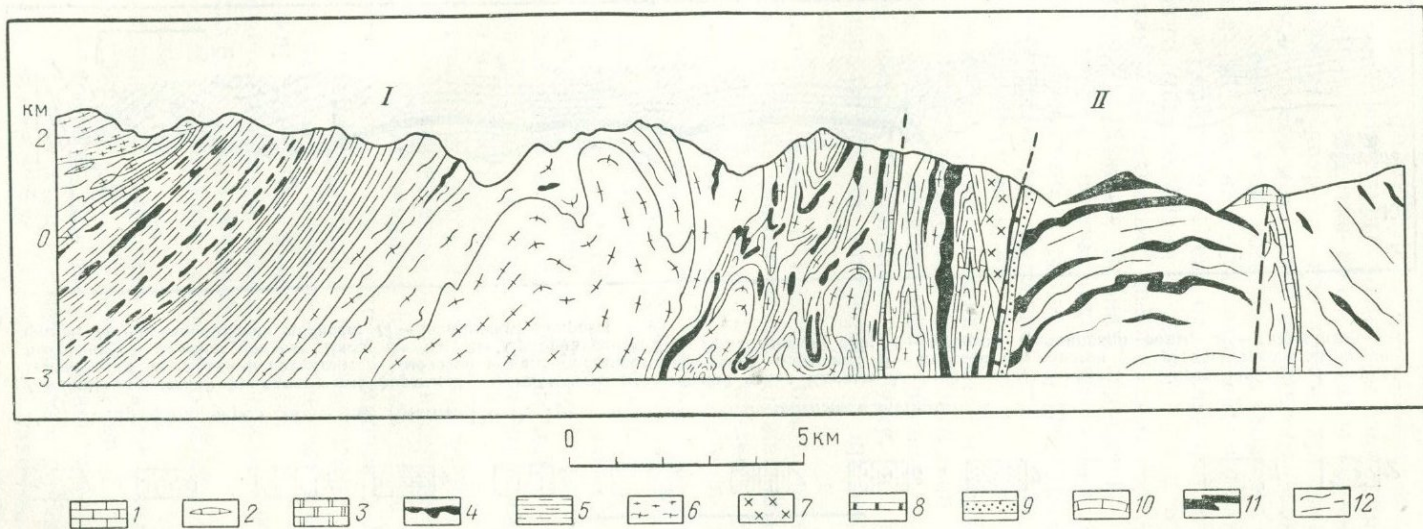


Рис. 6. Разрез через зону «корней» пеннинских покровов в Альпах, к северу от оз. Кома. По А. Гансеру.

I — Центральные Альпы: 1 — мезозойские осадки; 2 — известняки неизвестного возраста; 3 — доломиты триаса; 4 — основные и ультраосновные породы; 5 — метаморфические сланцы и гнейсы; 6 — гнейсо-граниты и мигматиты; 7 — тоналиты. *II* — Южные Альпы: 8 — триас; 9 — карбон и пермь; 10 — дотриасовые породы; 11 — основные и ультраосновные породы; 12 — гнейсы и метаморфические сланцы

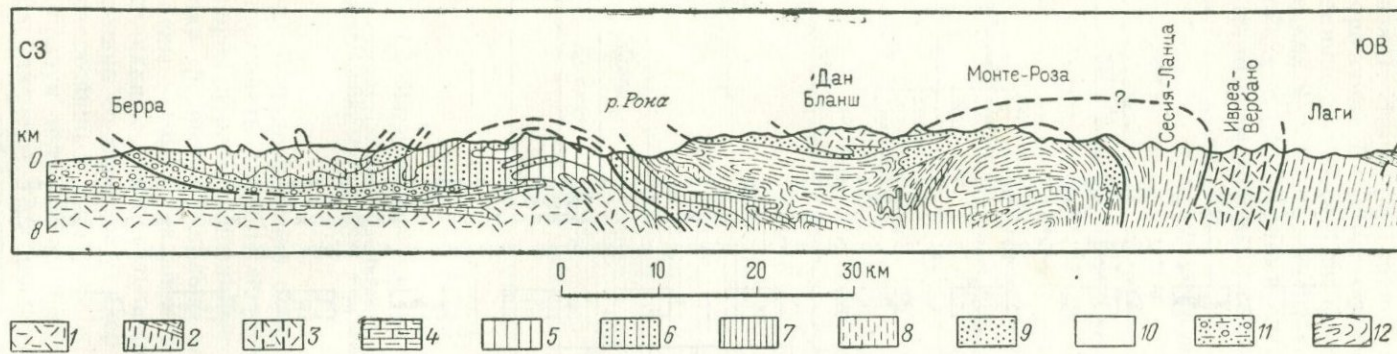


Рис. 7. Профиль через Западные Альпы. По Р. Трюмпи и др. с небольшими изменениями.

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

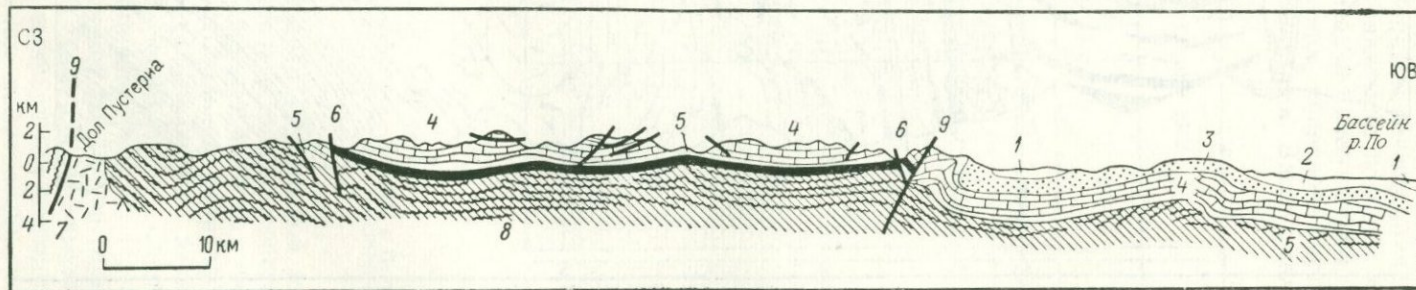


Рис. 8. Профиль через Южные Альпы. По Э. Р. Оксбургу.

Отложения: 1 — четвертичные, 2 — третичные, 3 — меловые и юрские, 4 — триасовые, 5 — пермские осадочные, 6 — пермские вулканические; 7 — третичные тоналиты; 8 — доальпийский фундамент; 9 — разрывы установленные и предполагаемые

например, гальки конгломератов сплошь и рядом превращены в диски всего в несколько миллиметров толщиной и в десятки сантиметров в диаметре. Такие структуры возможны лишь при расплющивании и растяжении пород в десятки раз. Огромное горизонтальное удлинение пород в пеннинских покровах необходимо принимать во внимание при рассмотрении вопросов механизма складкообразования.

Историю Южных Альп восстановить столь же подробно не удастся. Несомненно лишь, что они были захвачены поднятием и на их периферии с сенона до среднего эоцена отлагался флиш. Проявления высокотемпературного метаморфизма и гранитизации в Южных Альпах отсутствуют, как и складчатые деформации регионального характера. Все деформации в Южных Альпах ограничены образованием очень пологой моноклинали с общим падением слоев в сторону Ломбардской впадины [273]. Моноклираль разделена флексурами на ступени. В некоторых местах флексуры опрокидываются и переходят в надвиги глубоко местного значения (рис. 8).

Таким образом, структура Западных Альп резко асимметрична. Их внешняя ветвь характеризуется исключительно сильными деформациями, среди которых господствуют покровы. Движение покровов и вергентность складок направлены наружу, в сторону обрамляющей Альпы с севера и запада платформы, а противоположная ветвь построена просто.

Рубеж между ранним и средним олигоценом является временем общей инверсии. Эпоха флиша сменилась эпохой нижних моласс, которые отлагались в течение среднего и позднего олигоцена и миоцена. Началась послейинверсионная стадия, в течение которой два симметрично расположенных по краям геосинклинали молассовых прогиба наложились: один — на край Западно-Европейской платформы, другой — на участок платформы, находившийся на месте Ломбардской впадины, а вся внутренняя часть геосинклинали медленно поднималась, и к концу миоцена образовала слабо всхолмленную поверхность. Поднятие носило глыбовый характер; оно датируется по времени остывания сланцев Пеннинской зоны, которое по изотопным данным наступило около 20 млн. лет назад [253].

Деформации в Гельветской зоне происходили позже и были выражены как сильной складчатостью, так и серией покровов. Складкообразование и движение покровов начались здесь в позднем олигоцене и продолжались вплоть до позднего миоцена. Покровы в этой зоне принадлежат к поверхностному (гельветскому) типу. Метаморфизм альпийского возраста в Гельветской зоне был или очень слабым (цеолитовая фация) или отсутствовал совсем.

Что касается возраста моноклинали Южных Альп и ступеней, ее усложняющих, то он послезоценовый.

Рассмотрим соотношение основных особенностей строения северной части последних [265].

Проследивая дугу Западных Альп к югу, мы заметим, что западная ветвь ее упирается в Генуэзский залив и срезается морем. Здесь вдоль побережья между Ниццей на западе и Генуей на востоке виден разрез всех зон этой ветви: Гельветской в районе Ниццы и Монако, Бриансонской восточнее (до Савоны) и, наконец, Пеннинской. Восточнее последней начинается тектонический комплекс Апеннин (рис. 9). Следовательно, Апеннины в плане общей зональности занимают то же

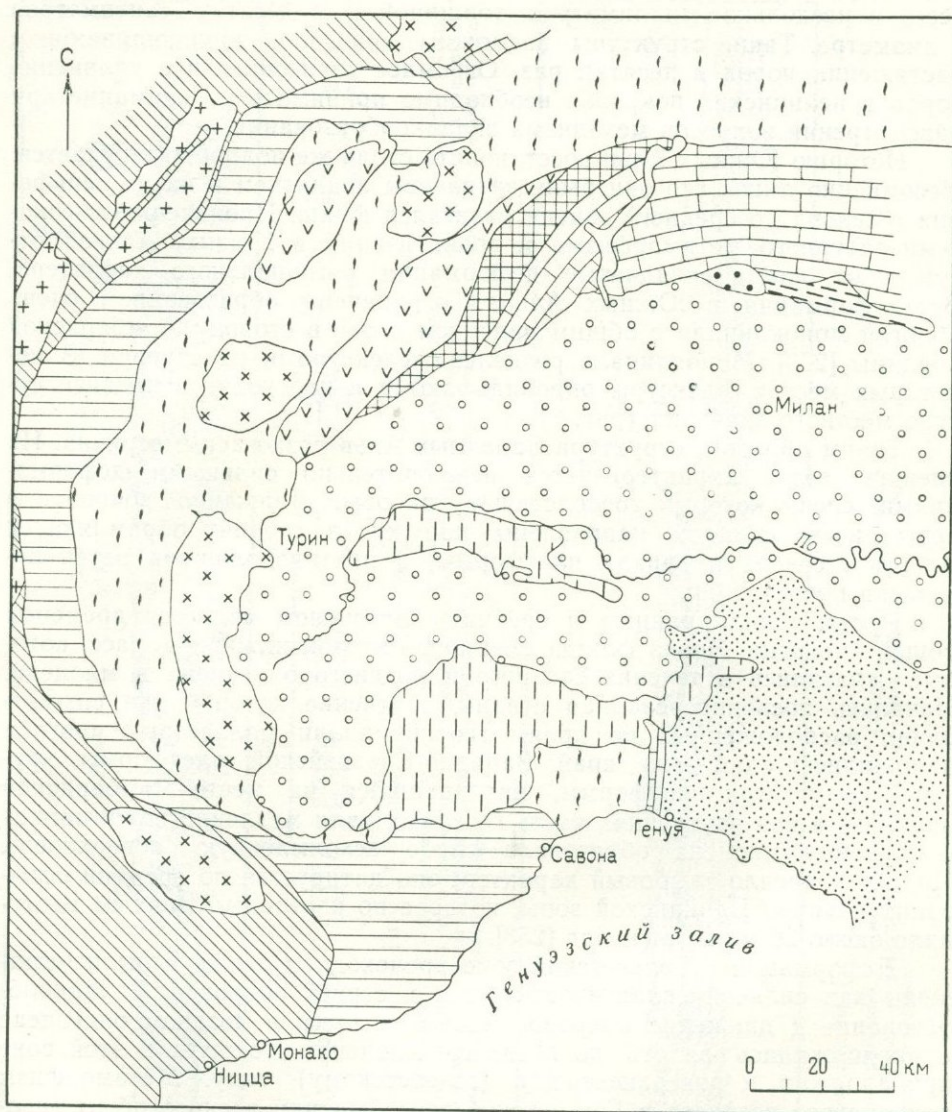


Рис. 9. Схема связи Альп с Апенниннами.

1 — древние кристаллические породы комплекса Строна-Ченери; 2 — внутренние кристаллические массивы; 3 — внешние кристаллические массивы; 4 — комплекс Ивреа-Вербано. Зоны: 5 — Пеннинская, 6 — Бриансонская, 7 — Гельветская; 8 — известняки триаса, юры и нижнего мела Южных Альп и Северных Апеннин (в районе Генуи); 9 — гравитационные покровы Северных Апеннин (верхний мел и третичные); 10 — флиш Южных Альп; 11 — молассы Южных Альп; 12 — средний и верхний олигоцен и миоцен; 13 — четвертичные отложения Ломбардской впадины

положение, которое севернее принадлежит восточной ветви Западных Альп, а также Южным Альпам.

Пеннинская зона на побережье Генуэзского залива сложена «блестящими» сланцами, серпентинитами, габбро, спилитами, т. е. породами офиолитового комплекса. Все они стоят на головах, сильно развальцованы и милонитизированы, как это обычно для корней пеннинских покровов. Действительно, отсюда были выжаты покровы, которые двигались к западу, и сохранившиеся «лоскуты» их можно видеть поверх пород как самой Пеннинской, так и Бриансонской и Гельветской зон. Например, огромный «лоскут» сенонского гельминтоидного флиша, первоначально образовавшегося в Пеннинской зоне, лежит в районе Империа—Сан-Ремо на породах Бриансонской зоны. Деформации в Пеннинской зоне закончились, как указывалось, перед средним олигоценом: отложения последнего лежат на смятом в складки комплексе несогласно и горизонтально.

В меридиональной полосе между Генуей и сел. Вольтаджо наблюдается контакт между породами Пеннинской зоны и комплексом пород, принадлежащим Апеннинам. Он соответствует разлому между двумя ветвями Западных Альп. Здесь наблюдается соприкосновение стоящих на головах и развальцованных пород Пеннинской зоны с расположенными уже на апеннинской стороне контакта мезозойскими слоистыми известняками. Последние у контакта также поставлены на голову. Нижние слои известняков принадлежат триасу, выше залегают известняки юры и неокома. Ряд вертикальных разрывов разделяют толщу на чешуи, но на расстоянии нескольких сот метров от контакта известняки быстро выполаживаются и дальше образуют лишь пологие складки, зеркало которых постепенно погружается на восток. Общее строение зоны контакта производит впечатление оторочки диапира. Последний следует предполагать в Пеннинской зоне: выжимание ее пород привело к отгибанию вверх известняков апеннинской стороны. Поскольку возраст «блестящих» сланцев, во всяком случае, моложе наиболее древних слоев известняков, следует предполагать, что вплоть до позднего мела (?) в Пеннинской зоне происходило опускание относительно соседней Апеннинской зоны. Контакт этот был и тогда уже разрывным. В позднем мелу в Пеннинской зоне началось диапироподобное поднятие, которое и привело к образованию флексуры в известняках, находившихся за разрывом.

Известняковый разрез триаса, юры и неокома, отсутствие метаморфизма и спокойное залегание известняков создают сходство апеннинского крыла этого района с зоной Южных Альп по другую сторону Ломбардской впадины. Однако дальше к востоку находится область совершенно иной тектоники [288, 265]. Это — область развития гравитационного течения пород, происходящего в таком масштабе, какой едва ли можно еще где-либо встретить (рис. 10). Чрезвычайному развитию гравитационной тектоники способствовали свойства осадочных толщ, сложенных мощными, существенно глинистыми неметаморфизованными породами, легко подвижными при самых незначительных уклонах, создаваемых вертикальными тектоническими движениями. Особенно характерен так называемый «хаотический» покров (ранее называвшийся покровом «чешуйчатых глин» — *argille scagliose*), состоящий из глинистой основы, в которую без всякого порядка включены куски и глыбы известняков, песчаников, радиоларитов, основных магматических пород. Включения имеют размер от мелких обломков до огромных глыб

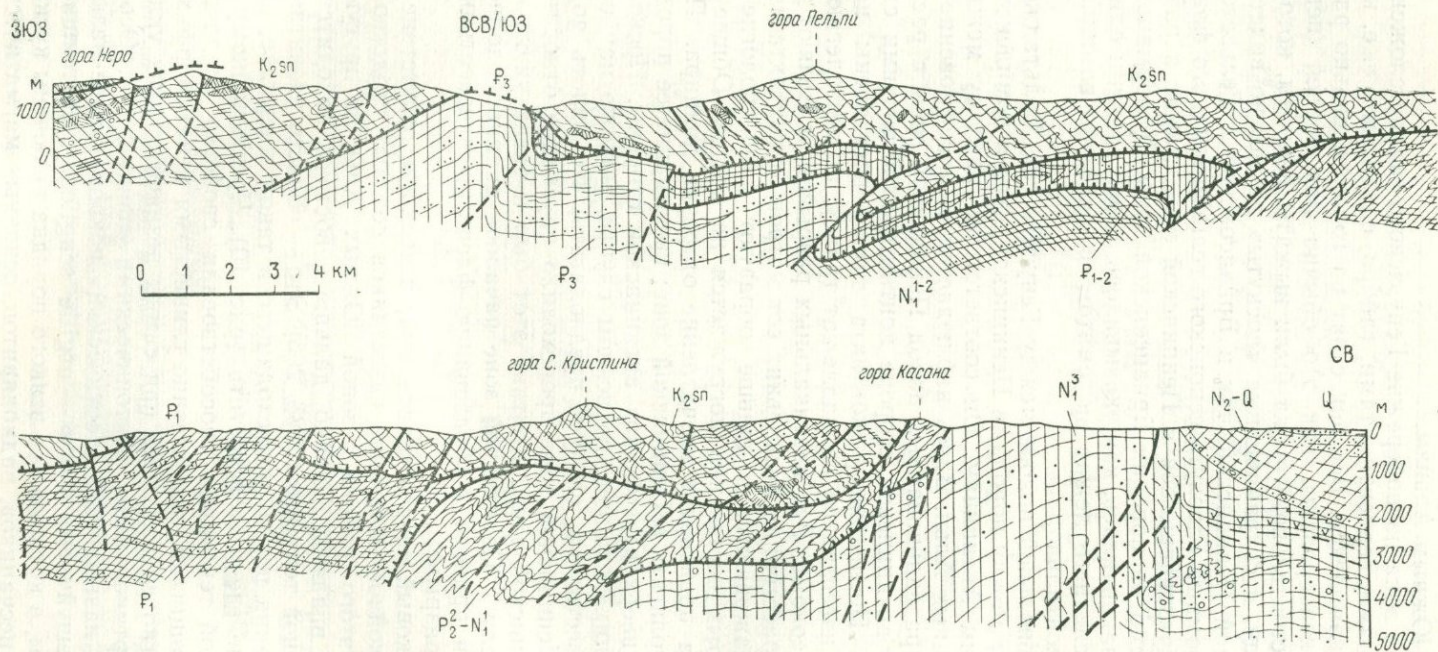


Рис. 10. Профиль через Северные Апеннины. По Р. Кавацини (нижний профиль — продолжение верхнего на северо-восток)

величиной с холм. Например, в составе «хаотического» покрова можно встретить глыбы, имеющие сотни метров в поперечнике. В их разрезе наблюдается весь офиолитовый комплекс пород от ультрабазитов, серпентинитов и габбро до радиоляритов и глубоководных известняков. В гравитационном течении основное участие принимали породы от верхнего мела и моложе, но в захваченных ими при движении глыбах часто встречаются и более древние — нижнемеловые и юрские породы. Именно такой возраст свойствен встречаемым в глыбах офиолитовым комплексам.

Из изложенного следует, что в истории Западных Альп хорошо выделяются предгеосинклинальная, доинверсионная, инверсионная и послейинверсионная стадии. Первая имеет платформенный или парагеосинклинальный характер. Во время доинверсионной стадии дифференциация геосинклинали на зоны прогибания и поднятия усиливалась и одновременно возрастала контрастность вертикальных движений. Во внутренней части геосинклинали, там, где контрастность особенно велика, развивался эвгеосинклинальный режим с офиолитами и метаморфизмом больших давлений и низких температур. Развитие соответствует сочетанию возбужденной мантии и холодной коры. Для доинверсионной стадии эвгеосинклинали характерны значительные глубины морского бассейна и отсутствие компенсации прогибания накоплением.

В зоне наибольших контрастов в начале инверсионной стадии зародилось центральное поднятие и развились процессы, указывающие на то, что температура в коре поднялась (метаморфизм высоких температур, гранитизация, деформации, имеющие диапировый характер), тогда как признаки возбуждения мантии пропали. Однако общее поднятие в послейинверсионную стадию может служить указанием на начало новой активизации мантии.

Из частных особенностей Альпийской геосинклинали следует отметить резкую асимметрию ее развития. Внешняя (западная в Западных Альпах и северная в Центральных) ветвь геосинклинали расчленена на эвгеосинклинали и миогеосинклинали и претерпела чрезвычайно сложные деформации с «течением масс» почти исключительно к периферии геосинклинали, а также высокотемпературный метаморфизм. Противоположная (восточная в Западных Альпах и южная в Центральных) ветвь развивалась очень просто, она лишена начального магматизма и метаморфизма и может быть отнесена к разряду или миогеосинклинали, или даже парагеосинклиналей. Деформации в ней выражены моноклинально, лишь частично усложненной уступами или флексурами и подчиненными этим уступам надвигами малой амплитуды. По характеру дислокаций эта ветвь Альп очень сходна с моноклинально западной части северного склона Большого Кавказа. Однако по своему простираению она переходит в Северные Апеннины, где коренное изменение литологии (известняки в Южных Альпах и преимущественно глины в Апеннинах) приводит к тому, что вместо простой моноклинали с уступами мы видим сложнейшие структуры гравитационной тектоники.

ДИНАРИДЫ—БАЛКАНЫ

Обратимся к другому участку средиземноморской системы альпийских геосинклиналей, а именно к пересечению от Динарид до Балкан. Эта часть геосинклинали обрамлена с одной стороны Адриатическим выступом древней Африканской платформы, с другой — молодой

эпигерцинской Мизийской платформой (см. рис. 1). Здесь геосинклиналь построена также асимметрично: ветвь, образованная Динаридами, намного сложнее, чем ветвь, к которой принадлежат Балканы. Первая ветвь состоит из ряда частных прогибов и поднятий и в ее строении можно выделить эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны. Другая ветвь начала развиваться из миогеосинклинального прогиба. Интересно отметить, что в этом случае более сложная ветвь находится на той стороне геосинклинали, которая в предыдущем примере была как раз простой. Действительно, все изгибы геосинклинальной системы вокруг Адриатического моря свидетельствуют о том, что Динариды лежат на продолжении Южных Альп и, следовательно, восточной ветви Западных Альп, а Балканы принадлежат к той ветви, которая в Западных Альпах была западной.

Отличием этого участка от предыдущего является также и то, что в состав геосинклинали здесь входит срединный массив, образуемый Сербско-Македонской и Родопской кристаллическими глыбами. Наше пересечение снова будет составным, его придется разделить на два отрезка: от Адриатического моря до срединного массива и от последнего до Мизийской платформы*.

Доальпийская предыстория Динарид отрывочно запечатлена в строении Сербско-Македонского массива и его южного продолжения Пелагонского массива, а также в отдельных выходах палеозойских пород в других зонах. В массивах развиты докембрийские гнейсы и граниты и палеозойские метаморфические породы вплоть до среднекаменноугольного возраста. Они подверглись складчатости, метаморфизму и гранитизации в конце палеозоя и были несогласно перекрыты пермско-верфенскими песчаниками и сланцами. Этим закончился герцинский цикл геосинклинального развития, которое, как известно, охватило в Центральной и Западной Европе площадь, гораздо более широкую, чем та, которая была вовлечена в геосинклинальное развитие в альпийском цикле.

Начало альпийского цикла в Динаридах следует отнести к раннему и среднему триасу. Породы этого возраста могут наблюдаться почти во всех зонах Динарид. Они повсеместно представлены внизу песчано-глинистыми отложениями (в некоторых районах с гипсом), а в более высоких горизонтах — мелководными известняками и доломитами. Это была предгеосинклинальная стадия общего слабого и равномерного прогибания. В связи с расширением прогиба песчано-глинистая формация со временем сменилась карбонатной.

С начала позднего триаса во внутренней части геосинклинали, приближенной к срединному массиву, и с конца лейаса во внешней ее части начинается развитие уже геосинклинального режима в его доинверсионной стадии. Происходит расчленение Динарид на ряд зон разной степени прогибания — интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. Они различались преимущественно фациями отложений. Одни из них (интрагеосинклинали) в течение триаса, юры и мела характеризовались накоплением относительно глубоководных осадков — тонкозернистых пелагических известняков и радиоляритов, другие (интрагеоантикли-

* Основными источниками являются работы Ж. Обуэна [123], Е. Бончева [234], М. А. Фаворской и др. [160], J. Aubouin [224], J. Aubouin [225], R. Blanchet [233], J. Bulle, M. Rollet [241], J.-P. Cadet [242], J.-P. Rampnoux [282], A. Smith, E. Moores [292], R. Foose, F. Manheim [256], Tectonics of the Carpathian—Balkan regions... [299].

нали) — накоплением мелководных обломочных и рифогенных известняков и доломитов. Поднятие интрагеоантиклиналей носило не столько абсолютный, сколько относительный характер. Так как мощность глубоководных отложений часто бывала меньше мощности мелководных осадков и, во всяком случае, не превышала ее, отсюда следует, что в интрагеосинклиналях не происходило полной компенсации прогибания накоплением. Ширина отдельных зон, насколько можно о ней судить сейчас, когда вся геосинклиналь сильно деформирована, колебалась от 30 до 60 км.

От Адриатического моря (от платформы) к внутренним областям геосинклинали выделяется несколько зон (рис.11).

Далматская зона относительного поднятия (интрагеоантиклиналь), где верхняя юра и мел представлены оолитовыми и органогенными известняками и доломитами.

Зона Будва — зона относительного прогибания (интрагеосинклиналь) с плитчатыми известняками и мергелями верхнего триаса, радиоляритами и тонкими глубоководными известняками нижнего мела и сенона.

Зона Высокого Карста (интрагеоантиклиналь), для которой в триасе, юре и мелу типичны неритовые известняки и доломиты.

Боснийская зона (интрагеосинклиналь), содержащая в разрезе глубоководные юрские известняки с линзами радиоляритов.

Сербская зона (интрагеосинклиналь), состоящая из нескольких подзон и имеющая сложную историю. К началу поздней юры почти вся зона после неустойчивого состояния в течение позднего триаса, ранней и средней юры превратилась в глубокий прогиб с повсеместным накоплением радиоляритов. Главные события произошли в начале мела, когда здесь внедрились офиолиты, представленные диабазами и серпентинитами, и накопилась мощная серия спилитов.

Зона Голья (интрагеоантиклиналь), которая, как и другие подобные зоны, явилась местом отложения триасовых и юрских неритовых известняков. Под ними на небольшой глубине залегают палеозойские метаморфические породы, выходящие на поверхность немного южнее нашего профиля, где они образуют Пелагонский массив.

Вардарская зона — самая внутренняя, примыкающая к срединному массиву и имеющая весьма сложное, до конца еще не расшифрованное строение. В Сербии она примыкает с запада к Сербско-Македонскому массиву, а южнее, в Македонии, вклинивается внутрь массива, отделяя собственно Сербско-Македонский массив от Пелагонского (см. рис. 1). Зона разбита многочисленными вертикальными продольными и поперечными разломами на блоки, различающиеся между собой теми или иными особенностями осадочного разреза и складчатой структуры, а от окаймляющих ее кристаллических массивов отделена крутыми прямолинейными разломами.

Схематично история Вардарской зоны представляется следующей: в триасе, ранней и средней юре прогибание происходило только на западной окраине зоны (в Студеницкой подзоне), тогда как восточную ее часть еще занимал поднятый край Сербско-Македонского массива; в поздней юре он резко опустился, и здесь стал развиваться глубокий прогиб с отложением радиоляритов и мощным офиолитовым начальным магматизмом — внедрениями серпентинизированных перидотитов, габбро и долеритов и излияниями спилитов. В прогибе обнаружены признаки метаморфизма фации «голубых сланцев».

К югу от нашего профиля вся система прогибов и поднятий доинверсионных Динарид продолжается в Эллиниды. Только названия зон

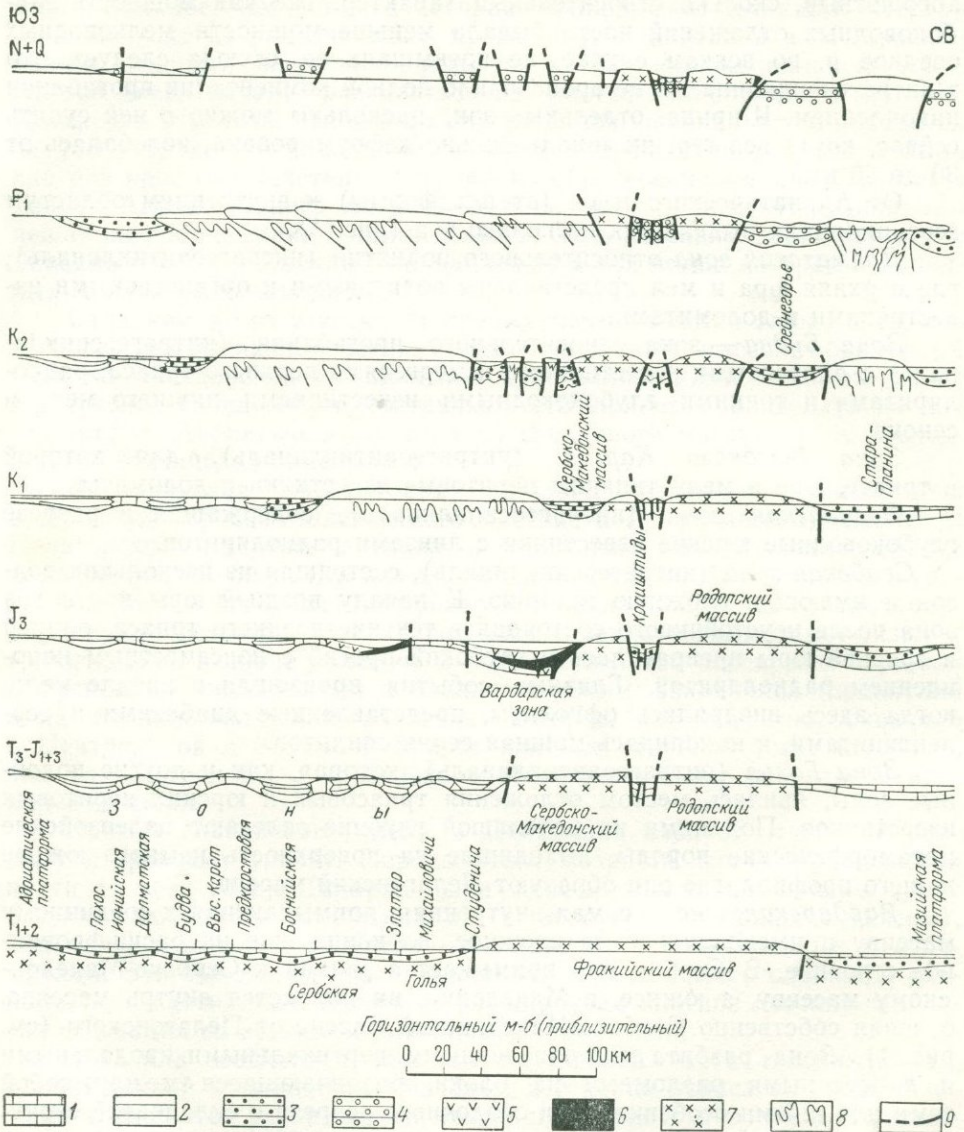


Рис. 11. Палеотектонические профили Динарид.

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаники; 4 — грубообломочные породы; 5 — основные вулканические породы; 6 — офиолиты; 7 — кристаллическое основание; 8 — складчатость; 9 — разрывы. Верхний профиль относится к орогенному режиму

меняются: Далматская зона становится зоной Гаврово, зона Будва — зоной Пинда, зона Высокого Карста известна там под именем зоны Парнас и т. д. Но в этих более южных пересечениях прибавляются две самые внешние зоны, которые севернее скрыты под водами Адриатического моря: Ионийская интрагеосинклинальная зона и зона Пахос;

последняя охватывает некоторые острова, но проявляется главным образом на другом берегу моря — в Апулии. Она характеризуется сокращенным и мелководным разрезом мезозоя и принадлежит уже Адриатическому выступу Африканской платформы и, следовательно, является внешним обрамлением геосинклинали.

Двигаясь к востоку от Вардарской зоны, мы оказываемся в пределах срединного массива, разделяющего две основные ветви геосинклинали. На нашем пересечении он состоит из двух глыб — Сербско-Македонского и Родопского массивов, между которыми лежит зона Крайштин, имеющая много общего с Вардарской зоной. Подобно последней она при малой ширине (30—40 км) разбита крутыми продольными и поперечными разломами на большое число блоков, отличающихся друг от друга своими разрезами и структурой. Однако в ней нет проявлений «начального магматизма» и признаков глубоководности мезозойского бассейна. Мезозойский разрез начинается здесь мелководными обломочными осадками нижнего триаса, лежащими несогласно на палеозое и более древних породах. Выше следуют триасовые и юрские мелководные известняки с прослоями терригенных отложений (включая угленосные). Титон и валанжин представлены песчано-глинистыми отложениями, а нижний мел — известняками. Верхний мел имеет ограниченное распространение и залегает с несогласием на подстилающих породах.

В течение всего мезозоя Сербско-Македонский и Родопский массивы находились в состоянии медленного поднятия, чем отличались от Паннонского срединного массива, в пределах которого на фоне общего поднятия существовали и зоны довольно значительного прогибания.

Между Родопским массивом и Мизийской платформой в Балканской ветви геосинклинали выделяются две главные зоны: Среднегорье и Стара-Планина. Последняя соответствует современному Балканскому хребту, а первая — полосе впадин между Балканским хребтом и Родопским массивом.

Существенная особенность истории развития Балканской ветви геосинклинали состояла в том, что до начала позднего мела, когда здесь закончилась доинверсионная стадия, Родопский массив как зона поднятия распространялся к северу вплоть до Стара-Планины, а самостоятельной зоны Среднегорья в то время не существовало. В зоне Стара-Планина в течение того же времени происходило прогибание. В триасе, ранней и средней юре оно было незначительным и осадки были представлены главным образом мелководными известняками, но в поздней юре и раннем мелу прогибание стало гораздо более интенсивным. Оно совпало со временем ускорения поднятия в области Родопского массива, и, следовательно, в эту эпоху на границе двух областей — погружающейся и поднимающейся — наблюдалась значительная контрастность вертикальных движений. В результате в зоне Стара-Планины накопилась толща песчано-глинистых отложений мощностью до 4000 м, которая постепенно выклинивалась по направлению к Мизийской платформе, где мощность мезозоя составляет немногие сотни метров.

Таким образом, в истории Балканской ветви, как и в истории Динариды, можно выделить две стадии — предгеосинклиналичную (триас, лейас и доггер) и доинверсионную геосинклиналичную (мальм — ранний мел). Вторая отличается от первой гораздо более дифференцированным характером глыбово-волновых колебательных движений земной коры.

На основании этих данных мы можем к зонам эвгеосинклинального развития отнести Вардарскую и Сербскую интрагеосинклинали и разделяющую их интрагеоантиклиналь Голья. Внешняя часть Динарид должна считаться миогеосинклиналью, а Балканская ветвь принадлежит к миогеосинклинали.

История последующей, инверсионной, стадии в Динаридах состояла в частной инверсии, возникновении центрального поднятия, метаморфизме высоких температур (преимущественно в фации зеленых сланцев), складчатых деформациях и образовании тектонических покровов. Эти процессы проявились прежде всего во внутренней, эвгеосинклинальной, зоне и оттуда постепенно распространялись к периферии геосинклинали — к Адриатической платформе. Перед фронтом поднятия все время находился краевой прогиб, который, смещаясь вместе с расширяющимся поднятием, как бы «перекатывался» через все внешние зоны геосинклинали. В краевом прогибе накапливалась флишевая формация, возраст которой становился все более молодым по направлению к краю геосинклинали. С переходом от инверсионной стадии к послейинверсионной краевой прогиб на краю платформы стал передовым, и флишевая формация сменилась молассовой.

По своему дальнейшему развитию это поднятие должно считаться центральным и его появление означает частную инверсию. Однако не удастся выяснить, из какой именно интрагеосинклинали — Вардарской или Сербской — оно начало расти. Геологические документы позволяют обнаружить его только тогда, когда оно уже охватило всю эвгеосинклинальную зону с двумя интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналью. В раннем мелу сформировались и краевые прогибы по обе стороны от центрального поднятия: больший в Боснийской зоне и меньший на краю Сербско-Македонского массива; в обоих отлагался терригенный флиш.

С этого времени началось и до конца развития геосинклинали продолжалось расширение центрального поднятия. Оно происходило толчками («фазами»), перемежающимися с длительными периодами устойчивого состояния, и развивалось резко асимметрично: все расширение было направлено к внешнему краю геосинклинали (к Адриатическому морю), тогда как другой, внутренний, край поднятия и связанный с ним краевой прогиб оставались на своем первоначальном месте на краю срединного массива.

Фаза расширения центрального поднятия, приуроченная к началу позднего мела, привела к тому, что в поднятие была вовлечена Боснийская зона, а флиш стал накапливаться на краю зоны Высокого Карста. Следующий импульс расширения поднятия случился в предмаастрихтское время, когда внешний флишевый прогиб переместился в зону Будва, а на рубеже мела и палеогена он оказался уже в Далматской зоне. Краевой прогиб в течение того же периода с внутренней стороны центрального поднятия прогибался очень слабо.

Одновременно с расширением поднятия от внутренних зон к внешним продвигался фронт складчатых деформаций. В Вардарской зоне складчатость началась на рубеже раннего и позднего мела, но главная фаза складчатости и начало образования тектонических покровов во внутренних зонах произошли в конце мела — начале палеогена. Вардарская зона в это время подверглась очень сильным деформациям. Породы, выполняющие Вардарский прогиб, были расколоты на круто поставленные линзы и чрезвычайно сильно расплющены и развальцо-

ваны. Особенно сложно деформировались серпентиниты, которые вместе с другими породами частично выжались из Вардарской зоны и надвинулись в виде перетертой массы («меланжа») на зону Голья. Строение Вардарской зоны, как и Пеннинской зоны Альп, сходно со строением соляных диапировых ядер. В свою очередь, породы Сербской зоны оказались выжатыми и полого надвинутыми на Боснийскую зону. Внешние зоны испытали складчатые деформации между средним и поздним эоценом и в конце эоцена. Тогда сформировались надвиги Боснийской зоны на зону Высокого Карста, последней на зону Будва и этой — на Далматскую зону. Такое последовательное наложение шарьяжей, двигавшихся от внутренних зон к внешним, характерно для Динарид. Шарьяжи принадлежат в основном к гельветскому типу, хотя наиболее внутренний — Вардарский — может быть отнесен к пеннинскому типу (рис. 12).

В Балканской ветви геосинклинали инверсионная стадия протекала в то же время, что и в Динаридах: с начала позднего мела до раннего эоцена.

В начале позднего мела в зоне Стара-Планина произошла частная инверсия. Когда здесь возникло поднятие, северная окраина Родопского массива, расколота на глыбы, неравномерно опустилась. Именно тогда и образовалась самостоятельная зона Среднегорья. В ее прогибе, а также к северу от центрального поднятия в течение позднего мела и раннего эоцена накапливался флиш и происходил дальнейший рост поднятия, сопровождавшийся складчатостью и небольшими гравитационными покровами.

Послеинверсионная стадия в геосинклинали Динарид и Балкан продолжалась от эоцена до миоцена. В это время флишевая формация сменилась молассовой и прежде всего — в средней части геосинклинали, где эоценовые молассы залегают в отдельных впадинах непосредственно на кристаллических породах Сербско-Македонского и Родопского массивов, приблизительно там же, где накапливался флиш. Молассы отложились в передовых прогибах, наследовавших краевые прогибы после того, как последние «накатились» на края платформы.

В заключение отметим сходство в развитии Западных Альп, Динарид и Балкан и некоторые различия, связанные главным образом с появлением в геосинклинали нового элемента — срединного массива.

Сходство состоит в проявлении закономерной стадийности в развитии геосинклинали, в приуроченности эвгеосинклинального режима к внутренней части геосинклинали и миогеосинклинального к ее перифериям, в асимметричности строения и резкой «полярности» процессов, происходивших в инверсионную стадию, когда поднятие и деформации распространялись от оси геосинклинали преимущественно в сторону Адриатической платформы.

Срединный массив являлся в геосинклинали Динарид и Балкан в общем областью постоянного поднятия, но в момент наибольшего обострения контрастности вертикальных движений коры края срединного массива «обрушились». На месте обрушения со стороны Динарид возник наиболее глубокий прогиб и именно здесь развился эвгеосинклинальный режим. Со стороны Балкан обрушение края срединного массива привело к образованию прогиба Среднегорья.

Следует также отметить, что когда эвгеосинклинальная часть Динарид в раннем мелу испытала поднятие, один из краевых прогибов наложился на соседнюю часть срединного массива. Но не было такой

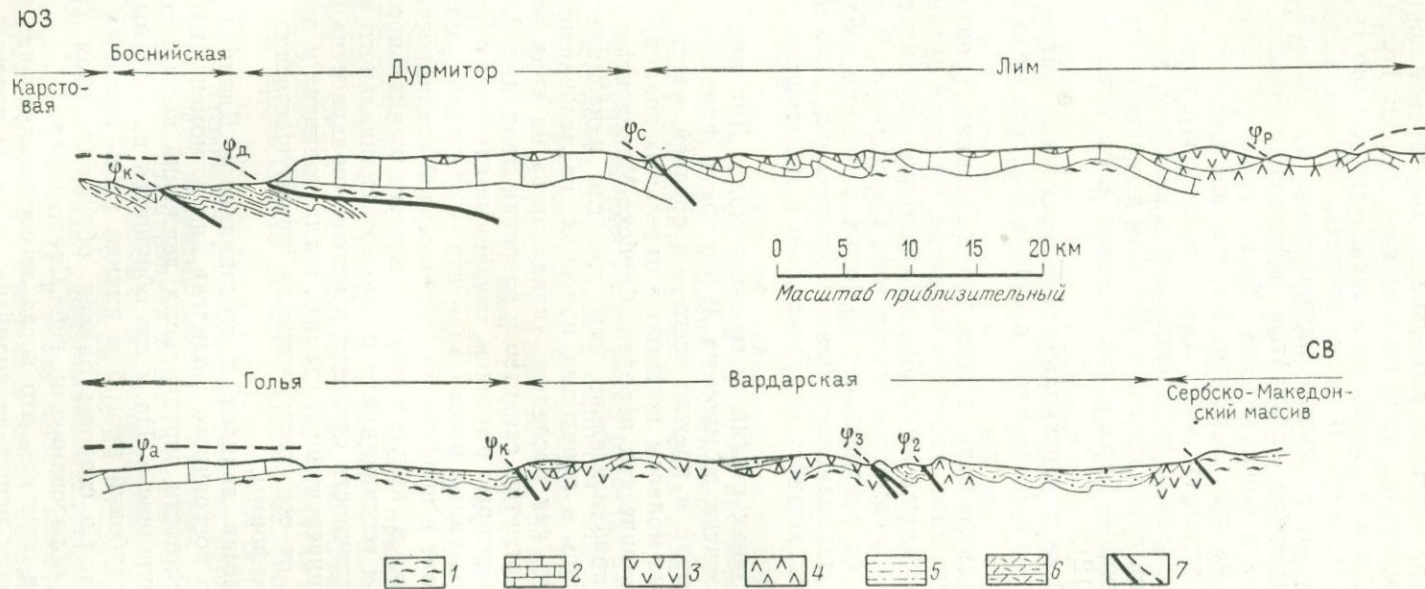


Рис. 12. Профиль через внутренние зоны Динарид. По Ж. Обуэну.

1 — палеозой; 2 — мезозой; 3 — перидотиты; 4 — днабазы и радиолариты; 5 — песчано-глинистый флиш; 6 — известняковый флиш; 7 — надвиги.
Нижний профиль — продолжение верхнего на северо-восток

центробежной миграции его, которая проявилась в истории другого — внешнего краевого прогиба. Этот внутренний прогиб опускался мало и оставался на одном месте.

ГЕРЦИНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Геосинклиналь Южного Тянь-Шаня располагалась между каледонским Северным Тянь-Шанем и Таджикско-Афганским срединным массивом. Современное строение Южного Тянь-Шаня обусловлено не только геосинклинальным процессом, но и мощным неоген-четвертичным эпиплатформенным орогенезом. Нас будет интересовать только схема геосинклинального развития. Как было сказано выше, Южный Тянь-Шань послужит примером геосинклинали, разделенной на многие центры развития*.

Разрез кембрия и ордовика в Южном Тянь-Шане представлен однообразными песчано-глинистыми отложениями малой мощности. В раннепалеозойское время на территории Южного Тянь-Шаня происходило слабое недифференцированное опускание платформенного типа. Платформа на севере граничила с каледонской геосинклиналью Северного Тянь-Шаня, а на юг распространялась далеко за пределы Тянь-Шаня и Памира и, возможно, объединялась в один блок с южными платформами — Аравийской и Индийской. Весь этот этап можно считать для Южного Тянь-Шаня предгеосинклинальной стадией.

Дифференциация вертикальных движений коры, означающая начало геосинклинального режима, стала проявляться с начала силура (ландовери). К этому времени на месте каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня образовалось поднятие, которое стало северной границей герцинской геосинклинали. Цикл развития последней охватил силур и продолжался до конца палеозоя. Разрез осадочных отложений для этого времени может быть схематично разделен на следующие формации: нижнетерригенную (силур), известняковую (верхний силур, девон, нижний карбон), верхнетерригенную, или флишевую (средний и верхний карбон), и нижнемолассовую (нижняя пермь). Такая последовательность отражает наиболее простую закономерность в смене соотношений между опусканиями и поднятиями в течение доинверсионной, инверсионной и послейинверсионной стадий развития геосинклинали, где первые две формации отвечают доинверсионной, а флишевая и нижнемолассовая соответственно инверсионной и послейинверсионной стадиям.

Геологическое строение Южного Тянь-Шаня показывает, что доинверсионные и более поздние формации были пространственно разобщены: рассматриваемая область разделялась на широтные полосы (в современной структуре шириной 15—25 км), в которых мощные (4—5 км) доинверсионные формации чередовались с доинверсионными, редуцированными (до нескольких сот метров и представленными мелководными фациями (например, рифогенными известняками); флишевая и нижнемолассовая формации здесь достигали 5—6 км. Такое разделение на полосы отвечает доинверсионному расчленению геосинклинали на интрагеосинклинали, испытавшие в инверсионную стадию превращение

*В качестве основных источников геологических данных см. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня под ред. Д. П. Резвого [44], А. Е. Довжиков и др. [180], Е. Д. Карлова [59], В. Н. Крестников [68], П. Д. Виноградов [29, 30].

в поднятия, и интрагеоантиклинали, которые в инверсионную и послеинверсионную стадии стали внутри геосинклинали межгорными, а на краю ее — краевыми прогибами. Следовательно, здесь не было какого-либо общего центра, откуда распространялись процессы на остальную площадь геосинклинали, как это наблюдалось в предыдущих примерах, а развитие приурочивалось к каждой интрагеосинклинали в отдельности, хотя стадии развития проявлялись во всей геосинклинали синхронно. Частная инверсия в каждой геосинклинали сопровождалась складчатостью и образованием чешуйчатых надвигов, причем складки и разрывы образовывали в каждом центральном поднятии в общем антивергентную веерообразную структуру с опрокидыванием складок и надвиганием чешуй в сторону соседних послеинверсионных прогибов (рис. 13). Такое развитие геосинклиналей подчиняется чрезвычайно простой формуле: каждый доинверсионный прогиб превращается на следующих стадиях в поднятие с антивергентной внутренней структурой, каждое доинверсионное поднятие — в прогиб. Степень изученности строения Тянь-Шаня не позволяет выделить более дробные этапы в этом процессе всеобщего обращения.

Спецификой строения Южного Тянь-Шаня является также то, что доинверсионные интрагеоантиклинали, превратившиеся затем в послеинверсионные межгорные и краевые прогибы, представляют собой полосы очень сильной раздробленности земной коры. Продольными и поперечными разломами они разделены на многочисленные глыбы, испытывавшие вертикальные смещения друг относительно друга в разное время, особенно в орогенную неотектоническую стадию. Поэтому эти полосы именуется «зонами глубинных разломов», или «приразломными прогибами». Эту особенность строения следует, по-видимому, понимать так, что указанные зоны являлись как бы шарнирами, вдоль которых происходили максимальные вертикальные смещения как до инверсии, когда опускались интрагеосинклинали и поднимались интрагеоантиклинали, так и после инверсии, когда направление движений становилось обратным.

С севера на юг в Южном Тянь-Шане выделяются следующие зоны (рис. 14):

1. Курамино-Кызылкумская зона; это срединный массив, расположенный между каледонским и герцинским Тянь-Шанем; в разрезе девона и нижнего карбона здесь значительную роль играют кислые и средние эффузивы.

2. Букантау-Карачатырский приразломный прогиб, заполненный грубообломочными отложениями среднего и верхнего карбона и перми.

3. Туркестано-Алайская доинверсионная интрагеосинклиальная зона, сложенная кремнистыми сланцами, яшмами, туфопесчаниками, песчано-глинистыми отложениями силура и нижнего девона, известняками среднего — верхнего девона и нижнего карбона. Вдоль северной окраины зоны проходит Южно-Ферганский глубинный разлом, где среди осадочных пород силура и нижнего девона присутствуют спилиты, шаровые лавы, а также диабазы и серпентиниты и породы сильно перетерты; в средней части зоны отложения силура, девона, и нижнего карбона прорваны интрузиями гранодиоритов.

4. Зона «Туркестанского глубинного разлома», представляющая собой послеинверсионный межгорный прогиб и доинверсионную интрагеоантиклиналь. Большая часть разреза сложена флишоидными толщами среднего и верхнего карбона и молассой верхнего карбона и

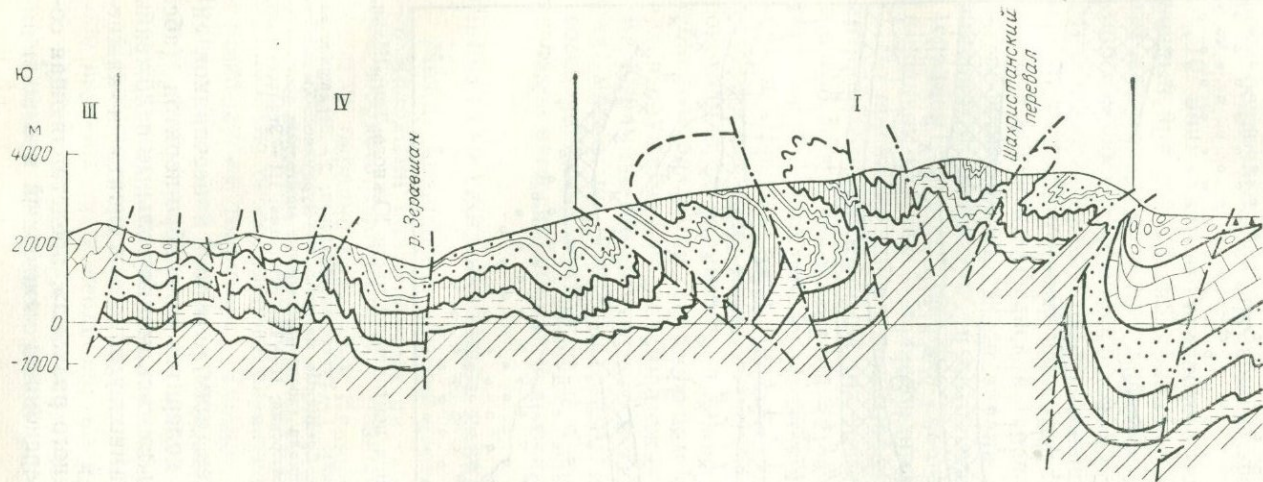
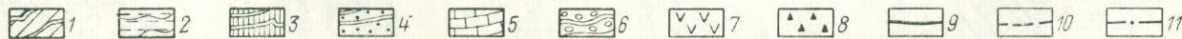
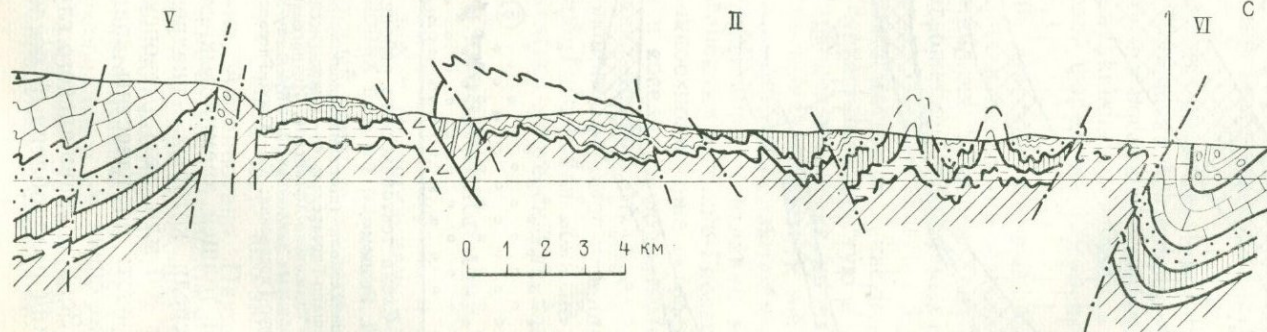


Рис. 13. Структурно-геологический профиль через Туркестанский хребет в районе Шахристанского перевала. По Е. А. Рогожину.

Формации палеозоя: 1 — терригенные и терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя, 2 — глинистые сланцы нижнего силура, 3 — алевролиты нижнего силура, 4 — песчаники нижнего силура, 5 — известняки от верхнего силура до среднего карбона, 6 — флишевые и молассовые образования среднего и верхнего карбона, 7 — дайки габбро-диоритов; 8 — терригенные отложения кайнозоя; 9 — границы толщ; 10 — то же предположительно; 11 — разломы

Антиклинории: I — Зеравшано-Туркестанский; II — Мальгузарский; III — Зеравшанский.
Синклинории: IV — Кштут-Урметанский; V — Туркестанский; VI — Зааминский. Нижний профиль — продолжение верхнего на север



нижней перми; интрузии гранитоидов имеют возраст от среднего карбона до нижней перми, но известны и более молодые щелочные интрузии.

5. Зеравшанская зона, занимающая осевое положение в Южном Тянь-Шане; до инверсии она была интрагеосинклиналь, которая потом превратилась в поднятие, имеющее строение антивергентного веерообразного антиклинория; сложена маломощным нижним палеозоем и

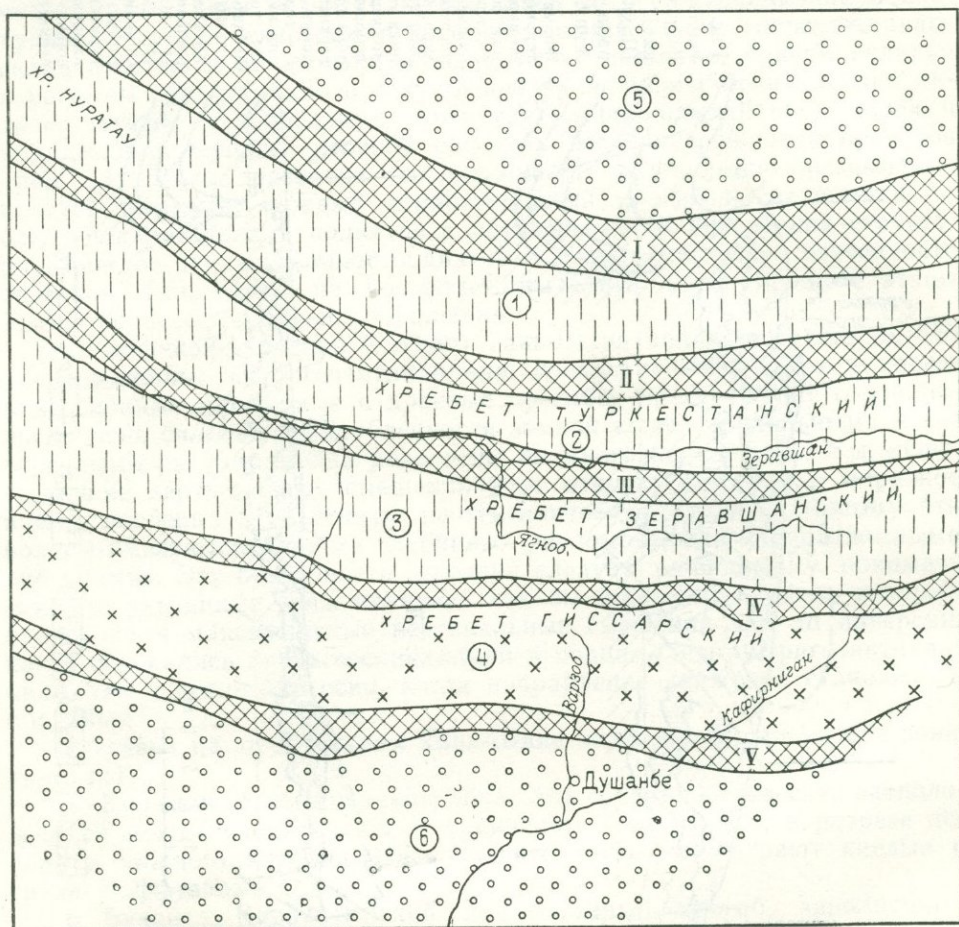


Рис. 14. Схема тектонического районирования центральной части Южного Тянь-Шаня. По Д. П. Резвому.

Интрагеосинклинали (послеинверсионные поднятия): 1 — Туркестано-Алайская; 2 — Зеравшанская; 3 — Зеравшано-Гиссарская; 4 — Южно-Гиссарская. Срединные массивы: 5 — Кураминско-Кызылкумский; 6 — Таджикско-Афганский. Интрагеоантиклинали (послеинверсионные межгорные прогибы) — «зоны глубинных разломов»: I — Букантау-Карачатырская; II — Туркестанская; III — Зеравшанская; IV — Северо-Гиссарская; V — Южно-Гиссарская

мощной толщей кремнистых сланцев, яшм, сланцев и песчаников сибура, среди которых — внедрения долеритов и габбро-норитов (абс. возраст 400 млн. лет). Девонские и нижнекаменноугольные отложения отсутствуют; но известны среднекаменноугольные граниты и нижнепермские сиениты.

6. Зона «Зеравшанского глубинного разлома», представляющая собой узкий раздробленный послеинверсионный межгорный прогиб и до-

инверсионную интрагеоантиклиналь; в ней накопились флиш среднего карбона и молассы верхнего карбона и нижней перми.

7. Зеравшано-Гиссарская зона доинверсионной интрагеосинклинали, ставшая затем поднятием; сложена нижнетерригенной и известняковой формациями.

8. Зона «Северо-Гиссарского глубинного разлома», являющаяся послейинверсионным межгорным прогибом и доинверсионной интрагеоантиклиналью; заполнена флишем среднего и верхнего карбона.

9. Южно-Гиссарская зона — доинверсионная интрагеосинклираль; среди осадочных доинверсионных формаций известны спилиты и диабазы.

10. Зона «Южно-Гиссарского глубинного разлома» — послейинверсионный краевой прогиб, граничащий с Таджикско-Афганским срединным массивом. Как в доинверсионных, так и в послейинверсионных формациях наблюдается значительный объем вулканогенных пород, а также интрузивных пород габбро-плагиогранитовой формации и серпентинизированных альпинотипных перидотитов.

11. Таджикско-Афганский срединный массив, который был областью поднятия вплоть до начала карбона и начал опускаться одновременно с инверсией в интрагеосинклиналях Южного Тянь-Шаня; в среднем карбоне он был местом отложения флишoidных серий, а в позднем карбоне — молассоидных.

По признаку присутствия «начального магматизма» с участием магм мантийного происхождения мы должны Туркестано-Алайскую и Зеравшанскую интрагеосинклинали (вместе с разделяющей их интрагеоантиклиналью Туркестанского глубинного разлома) отнести к эвгеосинклинали. Признаки эвгеосинклинального режима наблюдаются и в Южно-Гиссарской зоне. Главное питание земной коры мантийной магмой происходило, по-видимому, по Южно-Ферганскому и Южно-Гиссарскому глубинным разломам, занимающим окраинное положение в геосинклинали и служащим разделами между ней и соседними поднятыми глыбами Курамино-Кызылкумского и Таджикско-Афганского массивов. Отсюда магма по многочисленным опережающим разрывам проникала в соседние блоки земной коры. Зеравшано-Гиссарская зона не имеет признаков эвгеосинклинали и должна считаться миогеосинклиналью.

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ КАВКАЗА И ЮГО-ЗАПАДНОЙ АЗИИ

Между Аравийской древней платформой на юге, Скифской и Туранской молодыми платформами на севере лежит геосинклираль альпийского возраста, построенная в разных районах весьма различно. На северной ее окраине находится Кавказ, который следует отнести к миогеосинклинали. Южнее, за Куринско-Рионским срединным массивом, расположена Малокавказская зона с признаками эвгеосинклинального, но довольно своеобразного развития. А дальше к югу, юго-западу и юго-востоку на территории Турции, Ирана, Афганистана, Пакистана, Омана и Северной Индии наблюдаются узкие эвгеосинклинальные зоны разной ориентировки, как бы вкрапленные в массив, имеющий характер срединного массива или подвижной молодой платформы.

Строение и развитие Большого и Малого Кавказа не только хорошо изучены, но и неоднократно использовались в качестве моделей для разработки общих геотектонических проблем. На примере Большого Кавказа впервые в полной форме испробован и обоснован метод

изучения древних колебательных движений земной коры с помощью мощностей и фаций отложений, а также установлены основные закономерности развития колебательных движений и других эндогенных процессов в геосинклинами [6, 180, 186, 2, 96 и др.]. Многочисленные публикации, в которых освещается строение и развитие Большого и Малого Кавказа, позволяют нам быть здесь предельно краткими.

Альпийскому геосинклинальному циклу на Кавказе предшествовал герцинский. В среднем палеозое существовали, по-видимому, три интрагеосинклинали: одна занимала полосу Предкавказья, другая располагалась в области современного северного склона Большого Кавказа, а третья находилась на его южном склоне. Средняя имела характер эвгеосинклинали, что особенно хорошо видно в обнажениях в районе Тырнауза, а две крайних были миогеосинклиналями. Прогибание в них началось в силуре и продолжалось в двух северных прогибах до раннего карбона включительно, а в южном, по-видимому, значительно позже. В Закавказье в это время находилась обширная область поднятия, включавшая и современную Куринско-Рионскую депрессию. Инверсионная стадия началась в конце раннего карбона. Тогда образовались плагиигранитовые интрузии, господствовавшие карбонатные и глинистые формации сменились флишевыми и угленосными отложениями. Последние преобладали в течение среднего и позднего карбона. Пермь и нижний триас в Центральном Кавказе представлены красноцветной грубообломочной молассой, указывающей на орогенный режим. Но за пределами этого сектора верхняя пермь и триас сложены мелководными известняками малой мощности, свидетельствующими о спокойной тектонической обстановке в эпоху перехода от герцинского к альпийскому циклу. Здесь позднепермский и триасовый этапы можно считать прегеосинклинальной стадией, начинающей альпийский эндогенный цикл.

На Большом Кавказе геосинклинальный режим начался с лейаса, когда заложилась главная интрагеосинклиналь Большого Кавказа, протянувшаяся вдоль современного его южного склона, но на юго-востоке и северо-западе распространявшаяся и на северный склон. В течение лейаса и доггера интрагеосинклиналь прогнулась на востоке на 6—7 км, на западе — на 2—3 км и заполнилась типичной нижнетерригенной или аспидной формацией, состоящей главным образом из глинистых сланцев и в меньшей мере — песчаников. Среди пород формации встречаются диабазы в дайках и пластовых интрузиях, а также покровы кератофилов и альбитофилов (рис. 15 см. вкладку в конце книги).

В байосе на южном склоне Большого Кавказа широким распространением пользовались порфириды. Однако общий объем магматических пород основного состава, которым можно приписать мантийное происхождение, в общем был незначительным и это позволяет видеть здесь проявление не эвгеосинклинального, а миогеосинклинального режима.

Еще более спокойный характер имела интрагеосинклиналь, располагавшаяся в зоне современного северного склона Большого Кавказа. Между ней и главной интрагеосинклиналью протягивалась узкая интрагеоантиклиналь.

В доинверсионную стадию развития на Большом Кавказе уже проявилась та асимметрия, которая в дальнейшем постоянно играла существенную роль, например, в распространении типов складчатости, а именно: значительно больший контраст вертикальных движений зем-

ной коры проявился на южном крае геосинклинали Большого Кавказа, чем на северном. На юге Главная Кавказская интрагеосинклиналь Большого Кавказа была ограничена поднятием (срединным массивом), распространившимся, как указывалось, на современную Куринско-Рионскую депрессию. Переход от поднятия к интрагеосинклинали был чрезвычайно резким: ось максимального прогибания последней была приближена к ее южному краю. А на севере, в области перехода от геосинклинали к платформе, мощности ниже- и среднеюрских отложений уменьшались очень постепенно, без резких перепадов.

В конце доггера — начале мальма Большой Кавказ вступил в инверсионную стадию развития. Спецификой ее было то, что, хотя внутри интрагеосинклинали Большого Кавказа возникло центральное поднятие, оно состояло из ряда малых частных поднятий, а главное, интенсивность его воздымания в течение долгого времени (вплоть до среднего олигоцена) была меньше суммарной интенсивности прогибания краевых прогибов. Поэтому флиш, который в течение поздней юры и мела накапливался в южном краевом прогибе, был не сплошь терригенным, как в других случаях, а содержал большую примесь карбонатного материала. Верхняя юра, верхний мел, палеоцен, эоцен и нижний олигоцен почти всюду на Большом Кавказе были сложены известняками и мергелями и только в раннем мелу преобладали обломочные отложения. Таким образом, хотя частная инверсия и произошла, преобладание опусканий над поднятиями сохранилось, что в отдельные эпохи приводило даже к полному погружению центрального поднятия, к превращению его в относительное подводное поднятие.

Частная инверсия сопровождалась гранитоидными интрузиями и складчатостью в осевой части Большого Кавказа. Отметим, что ось центрального поднятия на востоке Большого Кавказа совпадала с орографической осью современного хребта, а на западе проходила южнее последнего — через Сванетию.

Максимальное расширение интрагеосинклиналей Большого Кавказа и преобладание опусканий приходится на поздний мел, когда в опускание были «втянуты» Скифская и значительная часть древней Восточно-Европейской платформы. Равновесие поднятий и опусканий установилось в среднем олигоцене и удерживалось до раннего миоцена включительно. В это время почти на всей территории Большого Кавказа, кроме его осевой части, где теперь оформилось большое и устойчивое поднятие, отлагалась чрезвычайно однообразная, преимущественно глинистая майкопская свита, своим фациальным однообразием подчеркивающая переломный характер эпохи. Со среднего и особенно с позднего миоцена господствуют поднятия. Центральное поднятие растет в высоту и расширяется, краевые прогибы смещаются от него наружу, глинистая майкопская толща сменяется песчано-глинистыми и конгломератовыми отложениями нижней молассы. Наступает послеинверсионная стадия. Смещение южного краевого прогиба привело к тому, что теперь он оказался в Куринско-Рионской зоне, которая из поднятия стала межгорным прогибом. На севере поднятие распространилось на интрагеосинклиналь северного склона, в которой не было собственной частной инверсии, и в дальнейшем будет показано, что ее режим следует считать парагеосинклинальным. Еще севернее образовался передовой прогиб.

Мы видим, что последовательность осадочных формаций на Большом Кавказе соответствует обычной закономерности: нижнетерриген-

ная формация начала цикла (лейас и доггер) сменяется преимущественно карбонатными формациями середины цикла (с поздней юры до раннего олигоцена с эпизодом временного преобладания терригенных отложений в раннем мелу), которые, в свою очередь, уступают место верхнетерригенной формации (средний олигоцен — нижний миоцен) и нижней молассе (средний и поздний миоцен). Эта стадийность в последовательности формаций отвечает, как всегда, развитию общих колебательных движений, но в отличие от предыдущих случаев ритм волновых колебательных движений здесь не совпадал с ритмом общих колебаний: частная инверсия с образованием центрального поднятия (волновые движения) во времени не совпала с установлением равновесия между поднятиями и опусканиями. Это новая особенность геосинклинального развития, не встречавшаяся в Альпах и Динаридах и свидетельствующая о независимом развитии волновых и общих колебательных движений, по крайней мере, в определенном масштабе.

Рост центрального поднятия в послейверсионную стадию в миоцене сопровождался все более широким распространением складчатости. Однако в процессе как поднятия, так и складкообразования сказалась упомянутая выше асимметрия. Ось центрального поднятия сместилась к южному краю интрагеосинклинали, и южный склон поднятия поэтому стал намного короче и круче северного: профиль поднятия в какой-то мере был зеркальным отражением профиля доинверсионного прогиба. Вместе с тем и складкообразование на южном склоне проявилось гораздо интенсивнее, чем на северном. На южном склоне образовались сильно сжатые, опрокинутые на юг складки, осложненные чешуйчатыми надвигами, тогда как на северном на небольшом расстоянии от оси поднятия складчатость общего смятия полностью выродилась и дальше к северу наблюдаются либо простая пологая моноклираль, усложненная лишь малыми и местными флексурами, либо глыбовые складки и складки нагнетания (рис. 16).

Альпийская геосинклиналь Малого Кавказа заложились в зоне, которая в течение всего палеозоя представляла собой часть большого поднятия, охватывавшего почти все Закавказье. Оно было сложено метаморфическими, эффузивными и интрузивными породами докембрия и, возможно, нижнего палеозоя. Некоторые интрузии гранитов имеют позднепалеозойский возраст. На этом фундаменте в лейасе образовался интрагеосинклинальный прогиб, ось которого проходила вдоль современных Мургузского, Шахдагского, Муровдагского и Карабахского хребтов (Сомхето-Карабахская интрагеосинклиналь). Лейас представлен преимущественно глинами, а начиная с байоса вместе с песчано-глинистым материалом, переслаиваясь с ним, накапливались мощные вулканогенные толщи андезито-базальтового состава. В конце байоса начали проявляться и в течение поздней юры продолжались излияния и мелкие внедрения кислых магм, среди которых наибольшее распространение имели риолиты и кварцевые порфиры. В конце юры закончилась доинверсионная стадия развития Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали. За это время накопилось до 4—5 км осадочных и вулканогенных пород.

Инверсионная стадия началась в раннем мелу. Некому соответствует перерыв в осадконакоплении, а когда с конца апта и в альбе последнее возобновилось, оно подчинялось уже другому плану: в осевой части Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали образовалось поднятие (или цепочка поднятий), а прогибание в основном сосредото-

поднятие, только образовавшись, было опущено ниже уровня моря и на его поверхности накопились известняки небольшой мощности. Но с конца эоцена, когда наступила послейинверсионная стадия, Сомхето-Карабахское центральное поднятие быстро разрослось вверх и в стороны, и одновременно вся эта подвижная полоса постепенно по направлению от оси к периферии была захвачена складчатостью. Особенно интенсивно при этом деформировалась офиолитовая формация, породы которой были развальцованы, перетерты, растащены на линзы. В олигоцене и раннем миоцене на месте бывшей интрагеосинклинали уже выросли заметные возвышенности, а осадки в краевом прогибе приобрели характер морской молассы. Наступила послейинверсионная стадия. Как и на Большом Кавказе, центральное поднятие было асимметричным, с более крутым южным крылом.

Несомненно, что краевой прогиб в позднемиоценовое и эоценовое время развивался не только к югу от Сомхето-Карабахского центрального поднятия, но и к северу от него. Именно его продвижением на север и одновременным встречным смещением южного краевого прогиба Большого Кавказа на юг следует объяснить превращение поднятия, существовавшего ранее на месте современной Куринско-Рионской депрессии, в межгорный прогиб, когда оба краевых прогиба соединились. Но позднемиоценовые и эоценовые краевые прогибы Большого и Малого Кавказа скрыты сейчас в Куринско-Рионской депрессии под мощными накоплениями неогеновых и более поздних моласс.

За пределами рассмотренных районов в Южном Закавказье, Турции, Иране, Афганистане, Пакистане, Омане и Северной Индии лежит область, структурное своеобразие которой было отмечено выше. Геологическое строение и история этой области до сих пор полны нерешенных проблем. Ниже мы излагаем ту версию, которая кажется наиболее соответствующей совокупности данных, сознавая, что она может подвергнуться в каких-то частях пересмотру*. Здесь последний региональный геосинклинальный режим существовал в байкальском цикле. Затем наступил длительный спокойный режим, который есть все основания считать платформенным. В это время накапливались эвапориты (в кембрии), песчано-глинистые и карбонатные отложения, мощности которых, хотя и менялись от места к месту, но держались в весьма умеренных пределах и, главное, менялись плавно, без резких перепадов. Отмечаются региональный перерыв перед средним девонем, значительная регрессия в позднем карбоне и трансгрессия в ранней перми. Никаких существенных деформаций в течение палеозоя не происходило. Кое-где, как например, в Южной Армении, в глинистых толщах образовались дисгармоничные складки нагнетания. В целом все эти толщи должны рассматриваться как чехол молодой эпибайкальской платформы.

Период спокойствия нарушился в начале юры, когда начались глыбовые вертикальные движения, приведшие к значительным колебаниям мощности отложений. В Иране мощность юрских отложений местами достигает 7 км, а в других измеряется сотнями метров. Однако такие колебания сосредоточены вдоль разломов, где возникают и углубляются узкие приразломные прогибы. В них в позднем мелу появ-

* См. J. Auden [226], H. Bergougnan [230], E. Bingöl [232], J. Brand, L. Ricou [238], N. Folcon [255], C. Fourquin [257], A. Gansser [258—261], G. James, J. Wynd [266], L. Ricou [284], O. Kaya [270], J. Stöcklin [297].

ляются фации яшм, кремней и радиоляритов и внедряются породы офиолитового комплекса. Серпентинизированные гипербазиты и сопровождающие их породы образуют структурные формы типа шарьяжей, а также брекчии (меланжи). В конце мела эти структуры обычно неогласно перекрываются флишевой формацией, а позже в той же приразломной зоне образуются поднятие, складчатость и связанные с ней надвиги. В разных районах рассматриваемой области ориентировка описываемых своеобразных структурных комплексов различная: северо-западная, меридиональная, широтная, северо-восточная (рис. 17 см. вкладку в конце книги)*. Ширина деформированных зон несколько десятков километров, а на значительно более широких промежуточных пространствах мезозойские отложения залегают спокойно или образуют локальные флексуры и другие формы, связанные с глыбовыми движениями фундамента. Для примера рассмотрим некоторые из таких зон и историю их развития.

В Южной Армении известна Еревано-Ордубадская офиолитовая зона [158]. Она приурочена к разлому, разделяющему глыбу, сложенную метаморфическими породами докембрия на севере, и область распространения средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений на юге. Разлом имеет северо-западное простирание. Над ним образовался узкий прогиб, в котором отложились известняки сеномана — нижнего турона (до 500 м), а выше залегают офиолитовый комплекс верхнего турона — нижнего коньяка, сложенный кремнисто-вулканогенными породами, андезито-базальтами, габброидами и гипербазитами, как обычно развальцованными и разлинзованными. Несогласно на сильно деформированном комплексе лежат граувакки, а выше — известняки верхнего коньяка и маастрихта мощностью до 800 м. Несколько сот метров флишеидных и терригенно-карбонатных пород принадлежат к датскому ярусу и палеоцену. Все породы в этой узкой зоне смяты в складки и разбиты разломами.

В Турции выделяются две широтные полосы дислоцированных мезозойских и палеогеновых пород: Понтиды на севере и Тавриды на юге. Между ними лежит Анатолийский срединный массив, сложенный сильно деформированными метаморфическими и магматическими породами палеозоя и докембрия, прикрытыми с поверхности маломощным осадочно-вулканогенным чехлом континентальных неогеновых и четвертичных отложений. По краям срединного массива в разных местах разместились выходы серпентинизированных перидотитов, сопровождаемых габбро, диабазами, шаровыми лавами, а также брекчиями всех этих пород с включениями глыб метаморфических пород и известняков (меланж). Породы офиолитовой серии повсеместно очень сильно деформированы и образуют тектонические покровы, надвинутые на мезозойские породы, окаймляющие срединный массив. Амплитуда перемещений и даже их направление до сих пор представляют предмет дискуссий. В основном шарьяжи были направлены с севера на юг — от края срединного массива в сторону Таврической складчатой зоны. Но предполагаемые амплитуды колеблются от нескольких до двухсот километров.

Мы не будем рассматривать всю территорию Турции, а обратимся лишь к восточной ее части, которая лежит ближе всего к тому пересе-

* Мы приводим эту схему так, как она составлена А. Гансером, сознавая ее полную неудовлетворительность для территории СССР.

чению от Кавказского перешейка к Аравийской платформе, которое для нас является основным.

Срединный массив, находящийся западнее, на меридиане Анкары, очень широк, но в Восточной Турции он сильно сужается и практически целиком замещается полосой пород офиолитовой серии, заполняющей промежуток в несколько десятков километров между Понтидами и Тавридами.

Полосы дислоцированных мезозойских и палеогеновых пород построены очень просто и история их также проста. Как и во многих других южных районах Юго-Западной Азии, в области Тавра последним циклом полного геосинклинального развития был байкальский. В палеозое здесь сохранялись платформенные условия: это была северная окраина Аравийской платформы. Более значительной была подвижность земной коры в Тавре в начале мезозоя, когда северный край платформы стал прогибаться быстрее. В прогибе накапливались обломочные отложения триаса, лейаса и доггера, сменившиеся верхнеюрскими и нижнемеловыми известняками.

История Понтид иная. Их фундаментом, по крайней мере частично, является не байкальский комплекс, а герцинский: в средней полосе и на севере Турции палеозойские отложения смяты в складки, метаморфизованы и прорваны гранитами. Мезозойская трансгрессия началась в позднем триасе, когда зона Понтид стала медленно прогибаться. Прогибание усиливалось к северу, на что указывает возрастание мощности мезозоя в том же направлении. После обломочных верхнетриасовых, нижне- и среднеюрских отложений здесь, как и в Тавре, отложились известняки верхней юры и нижнего мела. Но в Понтидах в верхней юре известны и прослой спилитов.

Очевидно, мезозойское сочленение между Тавридами и Понтидами следует представлять в форме структурного уступа: кровля докембрийского складчатого фундамента под Тавридами наклонена на север. В этом направлении она упирается в поднятую глыбу палеозойского складчатого фундамента Понтид, также наклоненного к северу. Такое сочленение двух тектонических зон проходит, очевидно, по большому разлому, северное крыло которого поднято относительно южного и который в палеозое являлся границей между платформой на юге и складчатой зоной на севере (рис. 18).

Именно к разлому приурочено образование массива офиолитов, разделившего Тавриды и Понтиды. Это важнейшее событие произошло, судя по совокупности данных, преимущественно в сеноне. Тогда же в процессе подъема породы массива были деформированы и выжаты в стороны в виде шарьяжей главным образом на юг, но также и на север, хотя и в меньшей степени.

Особенности структуры внутренних областей Восточной Турции видны на рис. 19 и 20. Обращает на себя внимание чрезвычайно большой контраст в дислоцированности, с одной стороны, пород Тавра и Понтид, а с другой — пород офиолитовой серии. В Тавре и Понтидах породы, представленные в основном верхнеюрскими и нижнемеловыми массивными известняками, сложены в широкие сундучные складки или образуют моноклинали, нарушенные флексурами. Это — промежуточная и даже прерывистая складчатость глыбовой природы, а породы офиолитовой серии, как и в других уже описанных случаях, чрезвычайно сильно развальцованы и разлинзованы, причем в пределах полос значительной ширины удлинение в них направлено вертикально или круто,

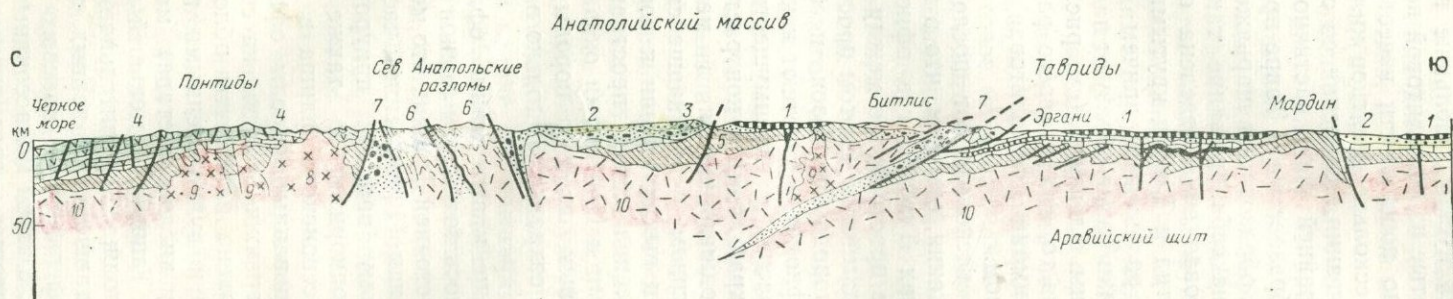


Рис. 18. Профиль через Тавриды и Понтиды. По А. Гансеру.

1 — четвертичные базальты; 2 — эоцен вулканический; 3—4 — мезозой вулканический; 5 — палеозой; 6 — метаморфизованный палеозой; 7 — офиолиты, местами офиолитовый меланж (точки); 8 — мезозойские граниты; 9 — третичные граниты; 10 — кристаллический фундамент

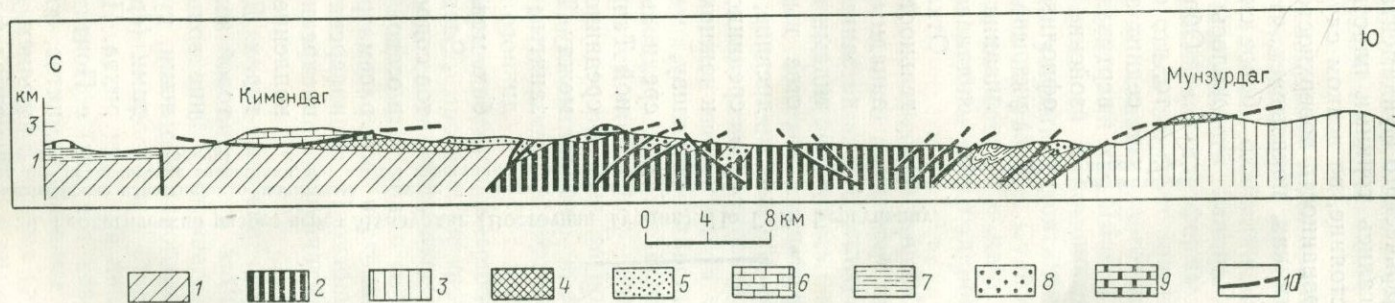


Рис. 19. Положение офиолитового комплекса в Восточной Турции. По Г. А. Бергуньяну.

1 — автохтон Понтид; 2 — перидотиты; 3 — известняки Таврид; 4 — офиолитовый меланж; 5 — палеоцен; 6 — известняковый шарьяж Кимендага; 7 — эоцен; 8 — неоген; 9 — известняковый шарьяж Акдага; 10 — разрывы

что указывает на расплющивание в горизонтальном направлении. Среди офиолитового меланжа наблюдаются куски и большие глыбы пород метаморфического фундамента. Выжатые из офиолитовой полосы шарьяжи двигались тонкими пластинами по поверхности известняков Тавра на расстояние, во всяком случае, в несколько десятков километров. Дислоцированность поверхностей надвигания, согласная со складками в известняках, показывает, что, по крайней мере, частично глыбовое складкообразование в Тавре продолжалось и после образования шарьяжей.

Обращает на себя внимание также и то, что офиолитовая зона отделена от соседних зон Понтиды и Тавриды крутыми или вертикальными разрывами, причем мезозойские известняки Тавра образуют на краю офиолитовой зоны флексуру (см. рис. 20), указывающую на то, что до своего раздавливания и выжимания офиолитовая зона являлась грабеном.

Отклоняясь несколько от последовательности изложения, отметим, что в более западных районах Турции, где офиолиты не занимают все пространство между Понтидами и Тавридами и где в этом пространстве выходят породы палеозоя и более древние, зоны офиолитов тяготеют к краям срединного массива, преимущественно к южному его краю, т. е. к контрастному шву, между поднимавшимся в мезозое срединным массивом и опускавшейся зоной Тавриды. При выклинивании к востоку срединного массива все пространство между Тавридами и Понтидами оказалось занятым глубинным швом, а породы срединного массива сохранились только в глыбах меланжа.

Раздавливание и выжимание офиолитов сопровождалось поднятием земной коры в осевой зоне Восточной Турции, что можно рассматривать как проявление частной инверсии. К этому времени приурочены внедрения гранодиоритов, а также накопление верхнесенонского флиша в Понтидах. Деформированные породы офиолитовой зоны и шарьяжи ее пород на соседние зоны несогласно перекрыты обломочными, туфовыми и вулканогенными породами (среднего и кислого состава) маастрихта. Позже в Тавре и в меньшей мере в Понтидах продолжалось длительное поднятие, сопровождавшееся, во-первых, отложением в периферических краевых прогибах флишевых, а затем молассоидных отложений и, во-вторых, — гравитационными

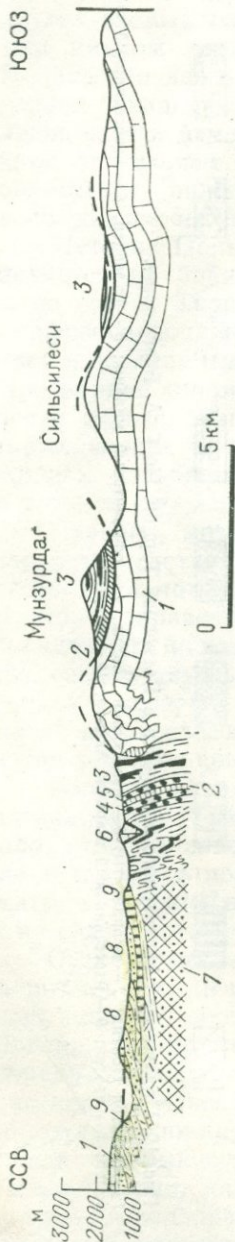


Рис. 20. Геологический разрез через Мунзурдаг (Восточная Турция). По Г. А. Бергуньяну.

1 — мезозойские известняки; офиолитовый меланж: 2 — железистые и хромитовые залежи, 3 — радиоляриты, 4 — полужелезные лавы, 5 — пелагические известняки, 6 — глыбы известняка в меланже, 7 — офиолитовый меланж, 8 — вулканогенный миоцит; 9 — потоки лабрадорита (эоцен)

покровами и олистостромами. Эти процессы развивались в эоцене, олигоцене и миоцене. Отдельные чешуи офиолитовых шарьяжей местами снова приходили в движение и надвигались на молодые породы вплоть до миоцена. В олигоцене как в Тавре, так и в Понтидах образовались интрузии гранитов.

Доминирующей структурой Юго-Западной Азии является «офиолитовый шов» Загроста. Современный хребет Загрост протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 1500 км, окаймляя с северо-востока депрессию Тигра и Евфрата и Персидского залива. Под депрессией находится опущенный край Аравийской платформы. На метаморфическом байкальском фундаменте здесь залегает нижнекембрийская (инфракембрийская) соль, с которой связаны многочисленные соляные диапиры, развитые между меридианами хр. Оман и п-ова Катар. Выше лежит палеозойский платформенный маломощный чехол, сложенный мелководными морскими, лагунными и континентальными отложениями с крупными перерывами в их разрезе. Судя по отдельным выходам палеозоя в Загросте и к северо-востоку от него, зона Загроста в палеозое не выделялась чем-либо особым среди широкого поля палеозоя в Юго-Западной Азии.

Обособление этой зоны началось с позднего триаса, когда вдоль современного разлома к юго-западу от него наметился прогиб, где накапливались морские отложения (известняки и сланцы) значительной мощности. К северо-востоку от прогиба располагалась зона весьма неспокойного тектонического режима с быстрой сменой фаций как на площади, так и в разрезе. К ней приурочены выходы на поверхность метаморфического фундамента. Геологическое строение зоны указывает на то, что она была относительным поднятием, а так как к ней с юго-запада непосредственно примыкала полоса максимальных мощностей в прогибе, то следует предполагать наличие с начала мезозоя по границе между прогибом и поднятием глубинного разлома, в общем совпадающего с положением современного разлома Загроста.

В юре и раннем мелу в прогибе накапливались кремнистые известняки. Наибольшего углубления прогиб достиг в позднем мелу, когда в нем отложились радиоляриты.

В сеноне (до кампана) за короткое время произошла целая серия важных событий. В шовной зоне между прогибом и поднятием появились массивы ультраосновных пород, сопровождаемых габбро и диабазами, а также меланжем с экзотическими глыбами метаморфических и осадочных пород. Породы офиолитовой серии несколькими чешуями надвинулись на юго-запад на породы прогиба. Произошло смятие пород прогиба в тесно сжатые и разбитые чешуйчатыми надвигами складки.

Все эти процессы закончились в начале кампана: возникшая структура несогласно перекрыта отложениями верхнего кампана и маастрихта. Затем началась эпоха поднятия в зоне бывшего прогиба, и по обе стороны от поднятия в эоцене и олигоцене накопился флиш, который в миоцене после миграции краевых прогибов в стороны сменился морской молассой. После этого произошли основные движения по глубинному разлому Загроста — большое поднятие его северо-восточного крыла, под которым на юго-западном крыле разлома слои смялись в тесные складки, разбитые на чешуи серией надвигов (рис. 21).

Аналогичные «офиолитовые швы», сопровождаемые складчатостями и разрывными дислокациями, в ту же эпоху образовались во многих

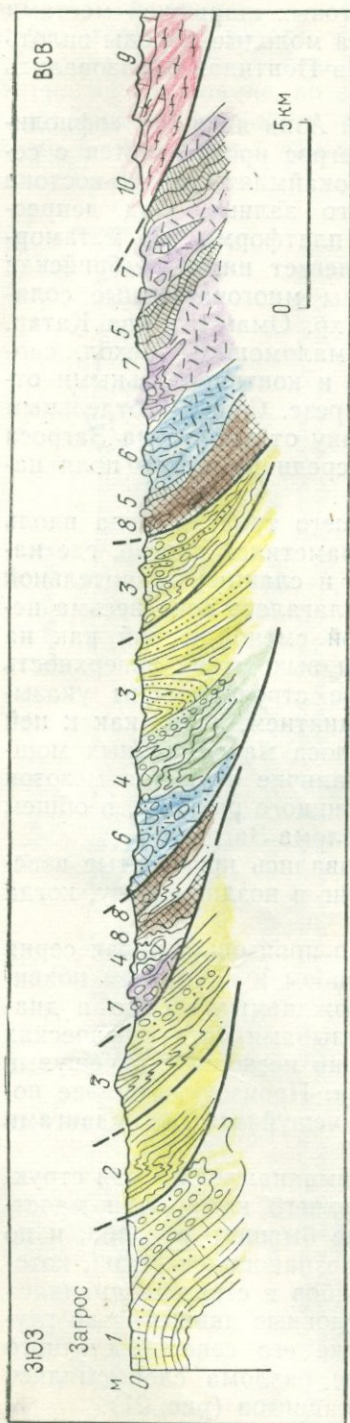


Рис. 21. Профиль через Загрос. По А. Гансеру.

1 — миоцен — плиоцен; 2 — олигоценный флиш; 3 — олигоцен — эоцен; 4 — эоцен — верхний мел (глибовый флиш); 5 — красный пелагический известняк и радиоляриты. Офиолитовый меланж; 6 — диабазы с экзотическими глыбами; 7 — габро с экзотическими глыбами; 8 — ультрабазиты с экзотическими глыбами. Кристаллический массив; 9 — белые известняки; 10 — доюрские метаморфические породы

других районах Ирана, Афганистана и Пакистана, а также в Омане. Наиболее значительными являются швы Лут, Найн, Дашт-а-Кавир, Герат, Чаман, Кветта, Оманский.

История всех этих швов сходна: платформенное состояние в палеозое, образование узкого, все более углублявшегося прогиба в начале мезозоя, возникновение по одну сторону прогиба резкого разломного сочленения с соседней областью относительного поднятия, по достижении наибольшей глубины прогиба — подъем офиолитовой серии между тураном и кампаном, деформации, особенно сильные в офиолитовом массиве, который обычно выжат вертикально и в ряде случаев надвинут в форме тектонических покровов на близлежащие породы прогиба; несогласное налегание на все эти сложные структуры верхнего кампана и маастрихта, поднятие дислоцированной зоны и образование краевых прогибов, где накапливался флиш палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена, смена флиша нижней молассой в позднем олигоцене и миоцене, активизация движений по разлому, сопровождаемая новыми складчатыми и разрывными дислокациями в плиоцене.

Прямолинейность прогибов и офиолитовых швов указывает на то, что все события происходили вдоль уже ранее существовавших и, может быть, очень древних разломов, активизировавшихся в мезозое. Следовательно, есть основания такие прогибы считать «приразломными». Они всегда асимметричны: их наиболее глубокая часть причленена к ограничивающему разлому.

Тот факт, что «офиолитовые швы» действительно наследовали более древние разломы, подтверждается, по крайней мере, в некоторых районах различиями палеозойского разреза по обе стороны разлома. Они были отмечены нами для Еревано-Ордубадского «шва» и офиолитовой зоны Восточной Тур-

ции. В обоих случаях «швы» отделяли палеозойскую платформу от зоны, где палеозойские породы дислоцированы и метаморфизованы.

Простираение «офиолитовых швов» в Юго-Западной Азии весьма разное. Загрос, как указывалось, протянулся с северо-запада на юго-восток. Ограничение массива Лут простирается меридионально. На юге Белуджистана и на севере Ирана простираются широтные; в Восточном Афганистане (линия Чаман) — северо-восточное. На протяжении зоны Кветта чередуются меридиональные и широтные простираения.

На той же территории Юго-Западной Азии существуют мезозойские прогибы, лишенные офиолитов, хотя, по крайней мере, некоторые из них имеют ясно выраженные разломные ограничения. Например, на севере Афганистана известна широтная зона Фарах более 100 км шириной, где накопились мощные песчано-глинистые толщи юры и нижнего мела, смятые в тесные изоклинальные складки. Зона ограничена с севера и юга глыбами докембрия, на которых залегают метаморфизованный палеозой малой мощности. Ограничения эти разломные и вся зона деформированных мезозойских пород аналогична тем структурам, которые в Казахстане или на Алтае выделяются в качестве «зон смятия». Несмотря на связь с глубинными разломами, в зоне Фарах нет офиолитов.

Примером зоны более спокойного мезозойского прогибания является Эльбурс, где офиолиты известны в отдельных мелких разрозненных выходах. Палеозойский разрез этой зоны, как и других районов Ирана, носит платформенный характер. Верхнепалеозойские отложения, представленные доломитами и эвалоритами, без перерыва переходят в терригенные осадки рэт-лейаса и выше — в массивные известняки юры и мела. В юре и мелу в средней полосе Эльбурса накапливались максимальные мощности осадков, достигшие нескольких тысяч метров. К северу толщи выклинивались по направлению к поднятию Южно-Каспийского массива, к югу — к поднятию Центрального Ирана. На рубеже мезозоя и кайнозоя в Эльбурсе произошли частная и общая инверсии, образовалось центральное поднятие, окаймленное с севера и юга краевыми прогибами, где накапливался флиш палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена, а с позднего олигоцена в передовых прогибах формировались молассы. Складчатость в Эльбурсе имеет промежуточный характер.

В заключение отметим, что не отличается сколько-нибудь существенно от описанных выше «офиолитовых швов» Центральной Азии и офиолитовая зона Инда, протянувшаяся между Тибетскими Гималаями и Трансгималаями по границе между Индией и Тибетом. Как известно [35, 258, 260, 261, 259], Тибетские Гималаи представляли собой зону длительного спокойного прогибания, продолжавшегося с начала палеозоя до начала позднего мела. В течение этого времени здесь накопилось около 5000 м мелководных морских и континентальных отложений. По общему мнению геологов, изучавших эти районы, накопление осадков в Тибетских Гималаях происходило на опускавшейся северной окраине Индийской древней платформы при платформенном же режиме.

Зона ограничена с севера «сутурной зоной Инда», где сильно развальцованные и разлинзованные породы мезозоя стоят на голове. Среди пород — перидотиты, серпентиниты, радиоляриты, диабазы, шаровые лавы, а также песчано-глинистый флиш с включениями как пород офиолитовой серии, так и известняков перми, триаса и юры, но в фациях,

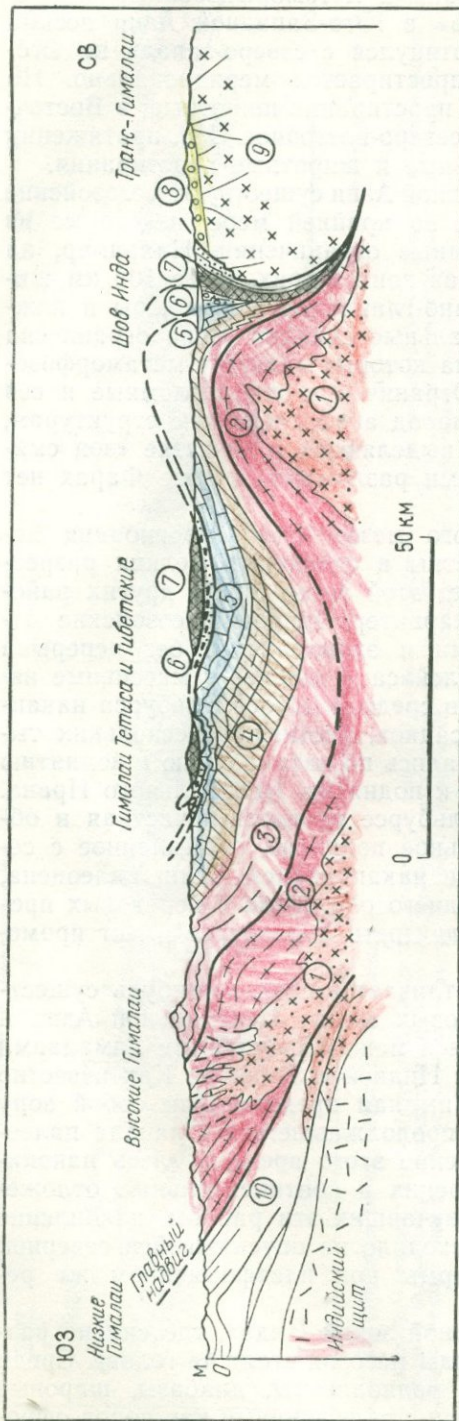


Рис. 22. Профиль через внутренние зоны Гималаев. По А. Гансеру.

1 — гранит (10 млн. лет); 2 — докембрий, кристаллические породы; 3 — докембрий и эокембрий, осадочные породы; 4 — палеозой; 5 — мезозой; 6 — оphiолитовый меланж; 7 — ультрабазиты; 8 — конгломераты палеогена; 9 — трансгималайские граниты; 10 — Низкие Гималаи (эокембрий и древнее)

которые в коренном залегании в окрестностях не наблюдаются. Офиолиты имеют верхнемеловой возраст. К верхнему мелу принадлежит и грубый «флиш». Все породы в перетертом и перемятном состоянии выжаты из зоны вертикального залегания, которая сейчас имеет ширину всего 10—15 км, и надвинуты как на юг — на зону Тибетских Гималаев, так и на север — на зону Трансгималаев. Последние сложены огромной интрузией меловых гранитов, перекрытых в зоне, прилегающей к сутурной линии, палеогеновыми молассами. Амплитуда надвигания офиолитовой серии на юг, по утверждению А. Ганссера [261], достигла 80 км (рис. 22). Надвигание на север значительно меньше — около 10 км. Деформации начались в олигоцене и закончились в неогене.

Особенности эндогенного развития Юго-Западной Азии ставят ряд проблем. Одна из них носит терминологический или, лучше сказать, классификационный характер. Является ли рассмотренная территория альпийской геосинклиналью? Такой вопрос возникает прежде всего в связи с пространственной разрозненностью типичных проявлений геосинклинального режима в форме значительных и контрастных вертикальных движений коры, начального офиолитового магматизма, сложных деформаций. Эти проявления приурочены лишь к некоторым узким зонам разного простирания, разделенным пространствами со спокойной негеосин-

клинальной историей. Узкие геосинклинальные зоны как бы вкраплены в платформу.

Однако к пространственной прерывистости проявлений геосинклинальных условий можно отнестись как к крайнему варианту соотношений между более и менее активными внутренними элементами геосинклинали. Разделение геосинклинали на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, как бы последние ни были узки, несет в себе противопоставление более и менее активных внутренних зон. Активными являются интрагеосинклинали. В них развиты магмы мантийного происхождения (в том числе и офиолитовые комплексы), происходит частная инверсия, начинается складчатость, в первую очередь проявляются региональный метаморфизм и гранитизация. Интрагеоантиклинали играют более пассивную роль и во многом похожи на маленькие платформы, помещенные внутрь геосинклинали.

Более крупными платформенными элементами, включенными в геосинклиналь, являются срединные массивы. Такой массив, как Паннонский, по своей площади может конкурировать с площадью зон активного геосинклинального развития. Однако не возникает сомнений в том, что Паннонский срединный массив находится внутри геосинклинали, составляет ее часть, поскольку он со всех сторон окружен зонами активного развития.

Продолжая этот ряд дальше, мы, очевидно, придем и к тому случаю, с каким встречаемся в Юго-Западной Азии, когда площадь спокойных элементов по своему режиму, аналогичному платформе или срединному массиву, будет больше площади активных элементов. Этот ряд именно так и расположен в пространстве: от Западных Альп с узкими интрагеоантиклиналями к Динаридам, Карпатам и Балканам с большим срединным массивом до Юго-Западной Азии с прерывистым проявлением геосинклинальной активности внутри спокойной области. Конечно, если продолжать в том же духе дальше, то мы придем к столь пространственно редкому проявлению геосинклинального режима, что называть всю такую область геосинклиналью станет неправильным. Но отсюда ясно, что решение поставленного нами терминологического или классификационного вопроса делается условным: где провести границу между случаями «платформа внутри геосинклинали» и случаем «геосинклиналь внутри платформы», зависит целиком от нас, от тех критериев, которым мы такое разделение подчиним.

Чрезвычайно интересной особенностью этого же примера является синхронность отдельных стадий геосинклинального процесса и в особенности синхронность появления офиолитов.

В течение всего палеозоя рассматриваемая территория была молодой эпибайкальской платформой. К раннему мезозою, когда началась слабая дифференциация вертикальных движений для всех тех районов Юго-Западной Азии, где в дальнейшем возник геосинклинальный режим, была приурочена предгеосинклинальная стадия. Трудно точно определить наступление доинверсионной стадии. По-видимому, в разных местах она начиналась в разное время: в начале или конце юры или в раннем мелу.

Но всюду максимальная контрастность вертикальных движений достигалась в сеноне (между туроном и кампаном) и именно тогда везде появлялись офиолиты, означавшие эвгеосинклинальный режим.

Также одновременно, но уже в кампане наступала инверсионная стадия с накоплением флиша. Продолжительность ее была различна:

в одних районах она закончилась в начале палеогена, в других продолжалась до конца палеогена. С ее окончанием происходила общая инверсия и наступала посленинверсионная стадия с нижней молассой в качестве характерной осадочной формации.

Такая синхронность стадий, проявляющаяся несмотря на пространственную разрозненность отдельных зон эвгеосинклинального режима, может определяться лишь каким-то общим глубинным механизмом и может служить дополнительным аргументом в пользу того, чтобы считать эту территорию единой тектонической зоной — единой геосинклиналью, — а не случайной мозаикой платформенных и геосинклинальных участков.

Вместе с тем данная территория именно в связи с обособленным проявлением эвгеосинклинального режима ясно демонстрирует некоторые условия, в которых этот режим возникает. Она показывает, например, приразломный характер эвгеосинклинальных прогибов, их асимметрию, связь подъема офиолитов во времени и в пространстве с зоной наибольших контрастов вертикальных движений. Чрезвычайно резко проявляется также очень сильная дислоцированность офиолитовых серий, имеющая повсеместно характер, весьма сходный со строением диапирового ядра: горизонтальное расплющивание и вертикальное удлинение с последующим «растеканием» выжатого материала в стороны в форме тектонических покровов.

Отметим еще, что, как и в Динаридах, на севере Малого Кавказа верхнемеловые офиолиты Севано-Акеринской зоны приурочены к месту «обрушения» срединного массива. Это обстоятельство наводит на мысль, что есть некая закономерность в том, что так много офиолитовых поясов обнаруживается в Юго-Западной Азии, представляющей собой в альпийском цикле огромный расколотый срединный массив.

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ КИММЕРИЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

В качестве последнего примера геосинклинали, для которой известен полный сквозной разрез, мы рассмотрим Верхояно-Колымскую геосинклиналь. Правда, речь пойдет о ее разрезе от Сибирской платформы до Колымского срединного массива, но последний настолько велик, что его можно приравнять к настоящей платформе. И конфигурация киммерийской геосинклинали такова, что другого борта, лежащего позади Колымского массива по отношению к Сибирской платформе, в сущности, у этой геосинклинали нет: по другую сторону Колымский массив обрезан Охотско-Чукотским вулканическим поясом, а за ним — Корякско-Камчатской геосинклиналью тихоокеанского цикла*.

Геосинклинальное развитие этой области приурочено к киммерийскому, или мезозойскому, циклу и протекало с позднего палеозоя до конца мезозоя. Этому предшествовало состояние, которое разные авторы толкуют по-разному. Большинство считает его платформенным или близким к платформенному. Оно охватывало время с рифея до среднего палеозоя включительно, в течение которого накопились осадки мощностью в несколько километров. Среди них преобладают мелковод-

* Сведения о Верхояно-Колымской геосинклинали см.: Мезозойский тектогенез [89], И. И. Тучков [179], И. А. Резанов, Н. Н. Зарудный [150], И. А. Резанов [149], С. М. Тильман [176].

ные известняки. Рифей залегает с разрывом на архейском и нижнепротерозойском кристаллическом основании. До конца ордовика эта область была настолько слабо дифференцирована, что действительно может считаться платформой. Начиная с силура контрастность вертикальных движений стала усиливаться и здесь началась предгеосинклинальная стадия.

Геосинклинальный режим проявился с начала визейского века. Ему в Верхоянье соответствуют грубообломочные отложения. В намюре они сменяются более мелкозернистыми песчано-глинистыми осадками, характерными для всей «верхоянской свиты». В течение карбона и ранней перми прогиб расширялся как на запад в сторону платформы, так и на восток к Колымскому массиву. Максимальное расширение наступило в кунгурский век, когда преобладали глинистые осадки. В это время ось прогиба располагалась приблизительно вдоль гребня Верхоянского хребта, где мощность нижней перми превышает 4000 м. Западный склон прогиба был крутым и узким, тогда как восточный очень постепенно поднимался к Колымскому массиву, который представлял собой группу крупных островов (рис. 23).

В зоне максимального прогибания на рубеже ранней и поздней перми произошло поднятие. Его формирование можно было бы рассматривать как проявление частной инверсии. Однако поднятие не сопровождалось ни магматизмом, ни складчатыми деформациями. Поэтому, вероятно, правильнее его рассматривать как образование еще доинверсионной Верхоянской интрагеоантиклинали, разделившей геосинклиналь на две интрагеосинклинали: Ленскую и Яно-Колымскую. Первая располагалась на периферии геосинклинали и проявляла себя в дальнейшем малым прогибанием, вторая явилась главной и сосредоточила в себе все основные последующие события. В Ленской интрагеосинклинали верхняя пермь имеет мощность до 2000 м, нижний и средний триас приблизительно столько же, а в Яно-Колымской интрагеосинклинали мощность верхней перми достигает 4000 м, а нижнего и среднего триаса 6000 м. Мощность верхнего триаса в прогибах соответственно 1000 и 4000 м.

Ранняя и средняя юра были временем перелома. В конце лейаса образуется поднятие внутри Яно-Колымской интрагеосинклинали (рис. 24). Последнее уже можно назвать центральным и его появление означает наступление инверсионной стадии. Рядом с ним, в Иньяли-Дебинском краевом прогибе, в течение средней юры, келловее и оксфорда отлагался флиш. В это же время в геосинклинали началось складкообразование. Значительное поднятие испытала Верхоянская интрагеоантиклиналь, а Ленский прогиб сместился на запад и расширился за счет прогибания на краю платформы Вилюйской синеклизы. В зоне центрального Яно-Колымского поднятия на рубеже средней и поздней юры образовались гранитные батолиты.

Общая инверсия имела место в течение поздней юры, когда вся область Верхояно-Колымской геосинклинали поднялась и отложения морской молассы накапливались вдоль Лены и Алдана, с одной стороны, и на Колымском массиве, который теперь опустился, с другой (рис. 25). Возраст морской молассы киммеридж-нижневолжский. Ее мощность на Лене не превышает 1000 м, а на Колымском массиве достигает 4000 м. Накопление молассы сопровождалось андезито-дацитовым вулканизмом.

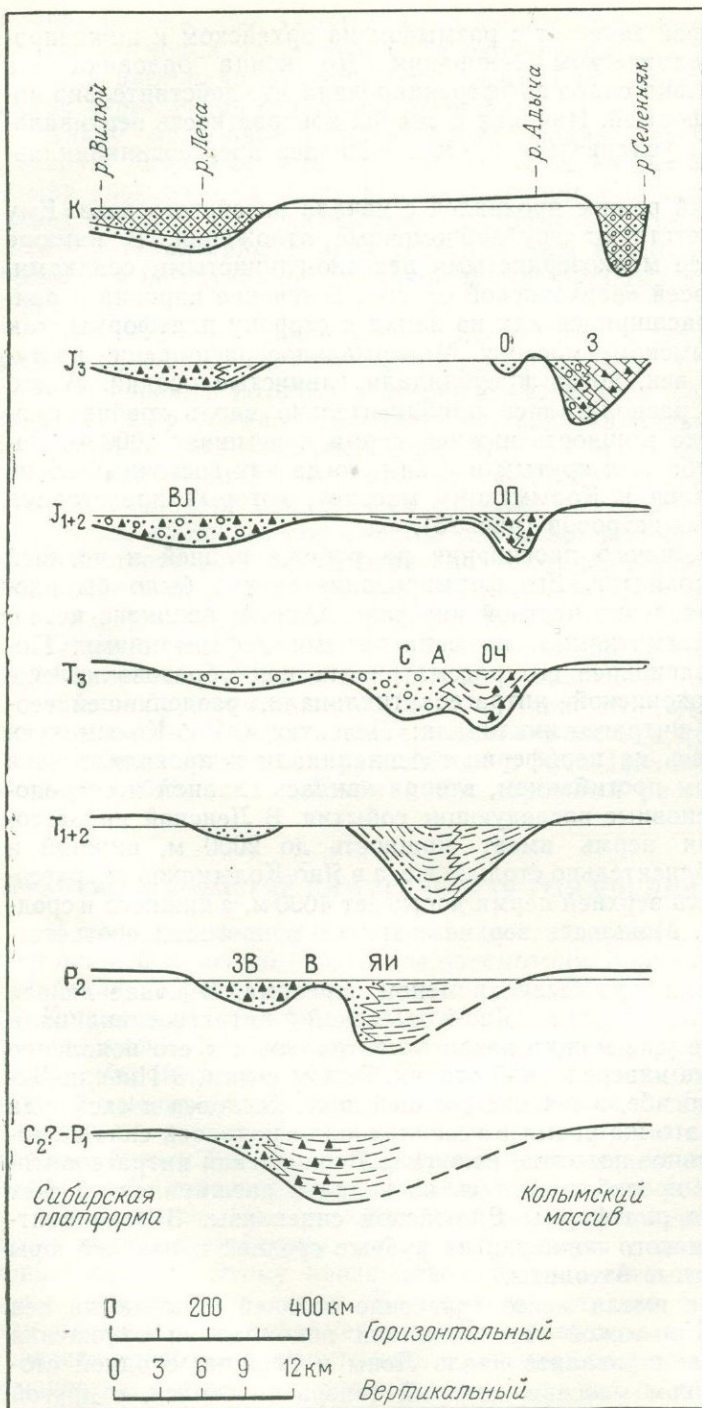
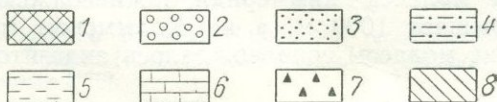


Рис. 23. Палеотектонические профили через Яно-Колымскую геосинклиналь. По И. А. Резанову и Н. И. Зарудному.

Впадины: О — Олонечкая, З — Зырянская, ВЛ — Верхояно-Ленская, ОП — Ольджойско-Полуснянская, С — Сартанская; ОЧ — Ольджойско-Чаркынская, ЗВ — Западно-Верхоянская, ЯИ — Яно-Индигарская. Поднятия: А — Абычанское, В — Верхоянское. 1 — континентальные осадки; 2 — песчаники и конгломераты; 3 — песчаники; 4 — песчаники и глины; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — присутствие в разрезе прибрежно-континентальных осадков; 8 — эффузивы и их туфы



Верхояно-Колымская геосинклиналь представляет собой типичную многогеосинклиналь. Она полностью лишена проявлений начального магматизма. В течение доинверсионного этапа, когда образовывалась «верхоянская свита», которую следует отнести к нижнетерригенной или аспидной формации, в столь ничтожном объеме внедрялись диабазы и изливались основные и средние лавы, что их невозможно считать признаком эвгеосинклинального режима. Но в этой зоне имела место

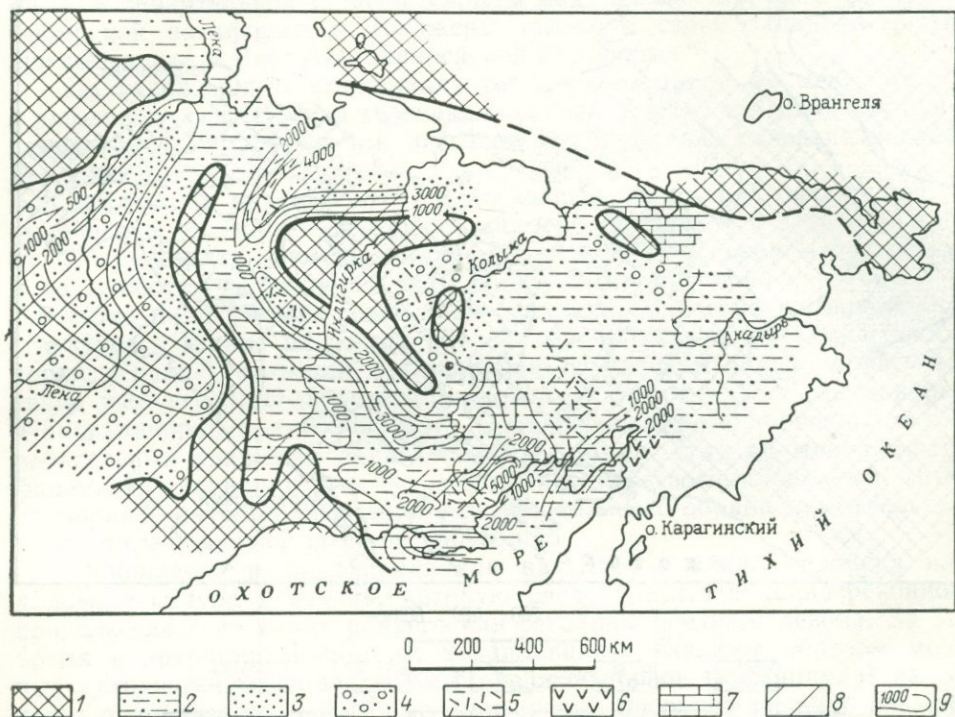


Рис. 24. Схема мощностей и фаций нижней и средней коры в Верхояно-Колымской геосинклинали. По И. А. Резанову и Н. Н. Зарудному.

1 — области размыва; 2 — песчано-глинистые отложения; 3 — песчаные отложения; 4 — песчаники с прослоями конгломератов; 5 — пирокластический материал; 6 — основные и средние эффузивы и их туфы; 7 — известняки; 8 — присутствие в разрезе прибрежно-континентальных и углистых пород; 9 — изопакеты и мощности разрезов

частная инверсия, сопровождавшаяся интрузиями гранитов нормального состава. Произошла и складчатость, но она была слабой, выраженной преимущественно в сундучных поднятиях и флексурах, т. е. глыбового типа.

Следует отметить, что, как и в других геосинклиналиях, наиболее активная зона примыкала к срединному массиву. Здесь сосредоточивались максимальные контрасты вертикальных движений, находилась относительно более активная интрагеосинклиналь с ее частной инверсией, гранитными интрузиями и относительно более сложной складчатостью. Наибольшие контрасты вертикальных движений сохранились и после инверсии: с востока центральное Яно-Колымское поднятие окаймлялось во время накопления морской молассы зоной очень большого прогибания.

Как частность отметим также, что в Верхояно-Колымской миогеосинклинали в отличие от многих других отсутствует известняковая формация, место которой было бы между нижнетерригенной и флишевой формациями. Непрерывный привнос обломочного материала с поднимавшейся обширной Сибирской платформы и с больших срединных массивов явился причиной того, что в стадию максимального прогибания

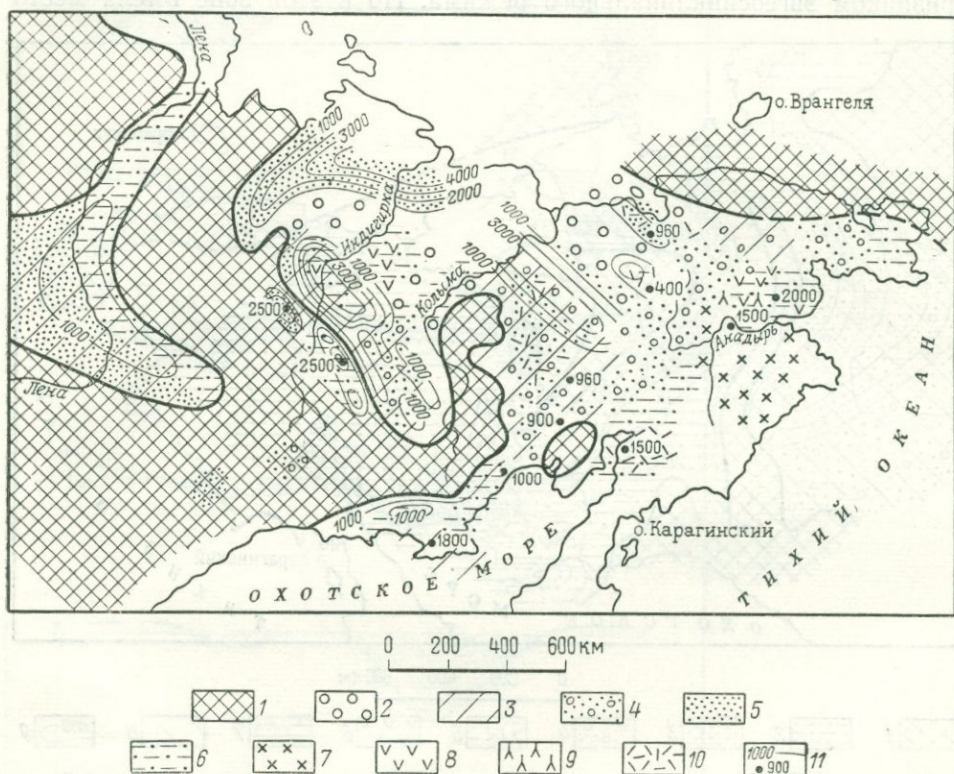


Рис. 25. Схема мощностей и фаций верхней юры (в Верхояно-Колымской геосинклинали). По И. А. Резанову и Н. Н. Зарудному.

1 — области размыва; 2 — области сокращенной седиментации или размыва; 3 — присутствие в разрезах прибрежно-континентальных и углистых пород; 4 — песчано-глинистые осадки с конгломератами; 5 — песчаники; 6 — песчано-алеврито-глинистые отложения; 7 — песчано-глинистые породы с яшмами; 8 — эффузивы основного и среднего состава и их туфы; 9 — эффузивы кислого состава и их туфы; 10 — пирокластический материал; 11 — изопакиты и мощности разрезов

наблюдалось не появление известняков, а лишь понижение песчаности осадков.

Новым в истории этой геосинклинали было усложнение ее строения еще в доинверсионную стадию, выраженное в появлении новой Верхоянской интрагеоантиклинали, разделившей единую интрагеосинклинали на два прогиба, из которых лишь восточный в дальнейшем развивался через частную инверсию.

НЕКОТОРЫЕ НЕ ПОЛНО ОБНАЖЕННЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Ниже мы рассмотрим историю нескольких геосинклиналей, находящихся в пределах неполной досягаемости для изучения в связи с тем, что они частично перекрыты либо морем, либо более поздним платфор-

менным чехлом. Во многих таких случаях обнажена лишь одна ветвь геосинклинали, тогда как другая скрыта. Будут рассмотрены геосинклинали Уральская, Аппалачская и Канадских Кордильер.

Уральская геосинклиналь

Структуры, образовавшиеся в палеозойской Уральской геосинклинали, в значительной степени скрыты под чехлом молодой Западно-Сибирской платформы и обнажены только в своей западной части, примыкающей к Восточно-Европейской платформе*.

До заложения геосинклинали герцинского цикла на месте Урала в рифее уже существовал геосинклинальный режим, признаки которого находятся в структурах так называемых Доуралид. Развитие последних закончилось до ордовика.

В пределах видимой части палеозойской Уральской геосинклинали выделяются две зоны — восточная эвгеосинклинальная и западная миогеосинклинальная. Они протягиваются в меридиональном направлении и разделяются поднятием Урал-Тау. На Южном Урале, к которому и относится наше рассмотрение, эвгеосинклинальная зона в современной структуре с запада на восток разделяется на Магнитогорский синклинорий, Урало-Тобольский антиклинорий и Аятский синклинорий, частично уже перекрытый чехлом молодой платформы. Эти синклинории и антиклинории прямо отражают распределение глыбово-волновых колебательных движений доинверсионной стадии: судя по мощностям и фациям, синклинории в эту стадию были интрагеосинклиналями, антиклинории — интрагеоантиклиналями. Зеркального обращения отдельных прогибов и поднятий здесь не произошло.

Накопление в эвгеосинклинали началось с конца ордовика или в начале силура и стадия, которую следует считать доинверсионной, продолжалась до конца раннего или середины среднего девона. За это время в интрагеосинклиналях накапливались главным образом мощные вулканогенные толщи спилито-кератофировой формации. В их составе преобладали диабазовые порфириды. Вверх по разрезу большее значение приобретают альбитофиры. Вулканогенные породы сопровождаются яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами и известняками. Мощность этих толщ измеряется 5—6 км. Поскольку кремнистые породы, возможно, указывают на значительные глубины бассейна, истинная амплитуда прогибания еще больше. Вдоль разломов, разделявших интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, в течение той же стадии образовались цепочки гипербазитовых и основных интрузий (дунит-гарцбургиты, габбро). На Урало-Тобольской интрагеоантиклинали отлагались преимущественно маломощные известняки.

Антиклинорий Урал-Тау также представлял собой интрагеоантиклиналь, большую часть времени находившуюся выше уровня моря. Она с обеих сторон ограничена глубинными разломами. В лежащей к западу миогеосинклинальной зоне в течение той же стадии в прогибе, существовавшем на месте современного Зилаирского синклинория, отлагались главным образом глинистые сланцы. С запада прогиб был

* Наилучшим кратким изложением тектоники Урала до сих пор остается работа А. С. Перфильева, Н. П. Хераскова [138]. См. также И. С. Вахромеев, В. П. Клемян, Г. С. Сенченко [28], А. А. Пронин [141]. Не потеряли своего значения и некоторые ранние работы, например, А. В. Пейве [136], Н. П. Хераскова [193], Н. А. Штрейса [212].

ограничен краем платформы, строение фундамента которой сейчас можно видеть в Башкирском антиклинории. Последний сложен мощными песчано-глинистыми и карбонатными мелководными толщами рифея и нижнего палеозоя.

Начало инверсионной стадии следует отнести к живетскому веку. Она продолжалась до конца раннего карбона и имела необычное развитие. Ее можно разделить на две половины. С живетского века до раннетурнейского в Магнитогорской интрагеосинклинали накапливались грубые граувакковые осадки флишевого облика. Они происходили явно от внутренних источников размыва и сопровождались олистостромами и глыбовыми известняковыми брекчиями. Аналогичные отложения образовывались и в миогеосинклинальной зоне, причем характер материала указывает на то, что он приносился из эвгеосинклинальной зоны. Следовательно, есть основания считать, что начиная с живетского века в интрагеосинклинали эвгеосинклинальной зоны стали расти внутренние поднятия, т. е. происходила частная инверсия. Однако центральные поднятия были малыми и лишь усложняли строение интрагеосинклиналей, не вызывая их полного обращения: расчленение на крупные прогибы и поднятия оставалось прежним.

С началом инверсионной стадии связаны гранитные интрузии в разных частях эвгеосинклинальной зоны.

Вторая половина инверсионной стадии охватила остальную часть раннего карбона: конец турне, визе и намюр. В конце турне в некоторых районах эвгеосинклинальной зоны образовалась угленосная серия осадков. Особенно широко они распространены на Урало-Тобольской интрагеоантиклинали. Но визе и намюр представлены как на востоке, так и на западе мелководными известняками, что свидетельствует об опускании под уровень моря образовавшихся ранее в эвгеосинклинальной зоне инверсионных поднятий. С таким явлением временного опускания образовавшихся центральных поднятий мы уже сталкивались при рассмотрении истории Большого Кавказа. Но в данном случае это явление сопровождалось усиленной вулканической деятельностью, которая по своему характеру была как бы повторением стадии доинверсионного начального магматизма. Изливались базальты и трахилипариты; к этому же времени приурочен главный этап интрузий габбро (Магнитогорский габбро-гранитный комплекс конца среднего визе), кварцевых диоритов, плагиогранитов и ультрабазитов.

В таком возвращении к начальному магматизму следует видеть признак новой фазы теплового возбуждения мантии, которая усложнила обычный для перехода от доинверсионной к инверсионной стадии прямой ход развития от возбуждения в мантии к возбуждению в коре. С «обратным ходом» мы вправе сопоставить опускание эвгеосинклинальной зоны после инверсии.

Новый и окончательный перелом случился на рубеже раннего и среднего карбона, когда весь Урал (обе его зоны) поднялся, что можно рассматривать как повторную активизацию центральных поднятий эвгеосинклинальной зоны. Поднятия слились в единый массив, а затем общее поднятие распространилось и на миогеосинклиналь. Накопление же осадков сосредоточилось теперь в краевом прогибе на краю Восточно-Европейской платформы. «Накатываясь» на нее, он как бы перешагнул через ее кромку и последняя была втянута в поднятие Урала. Эта ее часть теперь образует Башкирский антиклинорий. Все описанные явления мы можем рассматривать как завершение частной ин-

версии, развитие которой было прервано временным возвращением к условиям доинверсионной стадии.

С моментом завершения частной инверсии совпадает общая инверсия: в краевом прогибе в течение среднего и позднего карбона и артинского века отлагалась типичная морская сероцветная моласса, характерная для послеинверсионной стадии. В кунгуре она сменилась лагунными эвапоритовыми отложениями, которые свидетельствуют о заметном выравнивании рельефа. На этом и закончился собственно геосинклинальный этап развития Урала.

Эпоха общей инверсии была вместе с тем временем охвата всего Урала складчатостью общего смятия. Поднятие по окаймляющим их разломам испытали и антиклинории. В ряде мест разломы выполаживались вверх, и тогда вершины антиклинориев надвигались на соседние синклинории. Общая вергенция складчатости направлена на запад в сторону платформы, но вопрос о том, существуют ли на Урале крупные тектонические перекрытия, остается дискуссионным.

В эпоху общей инверсии в эвгеосинклинальной зоне образовались большие гранитные батолиты. Возраст их от 265 до 340 млн. лет.

Несомненно, что сейчас мы наблюдаем одну ветвь Уральской геосинклинали, тогда как другая скрыта под чехлом Западно-Сибирской молодой платформы. Частная инверсия привела к возникновению крупного поднятия внутри геосинклинали как бы с двух «попыток», которые разделены временным возвращением условий доинверсионной стадии. Развитие видимой ветви с конца инверсионной стадии подчиняется тем закономерностям, которые проявлялись, например, в истории Альп или Динарид, здесь в инверсионную стадию поднятие охватывало геосинклиналь единой волной, начинаясь во внутренней части геосинклинали.

Однако в отличие от Альп, где частная инверсия в Пеннинской зоне привела к полному ее обращению и, по крайней мере, к временному превращению Бриансонской интрагеоантиклинали в прогиб, частная инверсия в Магнитогорской интрагеосинклинали не сопровождалась ни полным превращением последней в поднятие, ни прогибанием соседних интрагеоантиклиналей. По-видимому, в этом случае частная инверсия состояла в появлении внутри Магнитогорской интрагеосинклинали лишь относительно малых отдельных поднятий, а затем в эпоху вторичной активизации частной инверсии эвгеосинклинальная зона была поднята целиком с сохранением ее внутреннего расчленения. Немедленно вслед за этим также без обращения Зилаирского прогиба была поднята миогеосинклинальная зона, и частная инверсия переросла в общую.

Аппалачская палеозойская геосинклиналь

Аппалачская палеозойская геосинклиналь, протянувшаяся вдоль атлантического берега Северной Америки и огибающая с севера Мексиканский залив, подобно Уралу доступна наблюдению только в пределах одной своей ветви, обращенной к Северо-Американской платформе; противоположная ее ветвь срезана краем океана. Аппалачи естественно разделяются на Северные и Южные. Первые протягиваются от о. Ньюфаундленд на севере до Новой Англии включительно на юге, вторые лежат южнее. Северные Аппалачи являются каледонской геосинклиналью, завершившей свое развитие в девоне. Южные

Аппалачи состоят из двух зон — восточной и западной. Восточная зона занимает так называемый Пидмонт — наклоненную к Атлантическому океану равнину, лежащую к востоку от Аппалачского хребта. Здесь палеозойские породы обнажены лишь в отдельных точках, будучи на широких площадях полностью закрыты мезо-кайнозойским осадочным чехлом, подобным чехлу Западно-Сибирской низменности. Однако то, что видно, позволяет считать эту зону непосредственным продолжением Северных Аппалачей. Она подобно последним развивалась в течение каледонского цикла, хотя, как мы увидим ниже, новая активизация произошла в ней и в герцинском цикле. Для каледонского цикла на

всем протяжении эта зона как в Северных Аппалачах, так и в Пидмонте обладала признаками эвгеосинклинального режима.

Западная зона Южных Аппалачей не имеет продолжения в Северных Аппалачах. Она замыкается на широте Нью-Йорка. Развитие зоны происходило в течение всего палеозоя и по возрасту основной складчатости она должна считаться герцинской. По режиму зона является миогеосинклиналью. В свое время различие в развитии между Северными Аппалачами и западной зоной Южных Аппалачей послужило М. Кэю [78] основным примером для выделения эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон.

Учитывая указанные особенности строения Аппалачской геосинклинали, мы сначала излагаем историю развития Северных Аппалачей, а затем западной

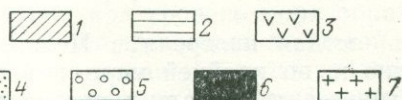
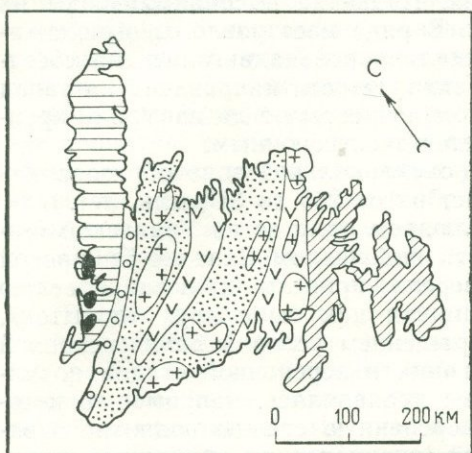


Рис. 26. Схема строения о. Ньюфаундленд (по тектонической карте Канады).

Интрагеоантиклинали: 1 — Авалонская, 2 — Западная; 3 — преимущественно ордовик; 4 — преимущественно силур; 5 — карбон; 6 — останцы покровов; 7 — среднедевонские граниты

зоны Южных Аппалачей. С развитием Северных Аппалачей мы познакомимся по данным строения о. Ньюфаундленд.

Северные Аппалачи (о. Ньюфаундленд)*. Остров Ньюфаундленд занят подвижной зоной со всеми признаками эвгеосинклинали, развивавшейся в каледонском цикле (рис. 26). Ньюфаундлендская каледонская эвгеосинклиналь разделяется на три зоны, простирающиеся с юго-юго-запада на северо-северо-восток. С востока на запад — это зоны Авалонская, Центральная и Западная (или Большого Северного п-ова).

Авалонская зона на поверхности сложена слабо метаморфизованными, но сильно деформированными осадочными и вулканогенными породами рифейского возраста, который по абсолютным определениям датируется цифрами несколько меньше 1000 млн. лет. У западного края зоны породы прорваны гранитными батолитами девонского возраста. В развитии геосинклинали Авалонская зона играла роль интра-

* См. W. H. Poole [280], W. H. Poole, J. Rodgers [281], H. Williams et al. [312].

геоантиклинали и в течение всего каледонского цикла находилась в состоянии медленного поднятия.

Наибольшая эндогенная активность наблюдалась в Центральной зоне, характеризующейся сложным строением, в деталях которого еще много неясного. На поверхности здесь преобладают породы ордовика и нижнего силура. Формационное развитие, отражающее смену основных стадий геосинклинального цикла, идет по схеме: нижнетерригенная формация, содержащая породы офиолитового комплекса, — флиш — нижняя морская моласса. После этого наступил орогенный режим с отложением континентальной красноцветной молассы.

Нижнетерригенную формацию и офиолитовый комплекс следует отнести к нижнему и среднему ордовика. Здесь развиты глинистые сланцы, аргиллиты, граувакки, метавулканические породы, подушечные лавы и основные и ультраосновные интрузии. Этот комплекс пород обнажен вдоль восточного края Центральной зоны, образует антиклинорий в ее осевой части, выходит на ограниченной площади вдоль западного края той же зоны и слагает останцы тектонических покровов, надвинутых на соседнюю западную зону. В останцах покровов вместе с ордовиком известны и породы кембрия, представленные той же офиолитовой формацией. Именно в останцах покровов, перенесенных тектонически из Центральной зоны в Западную (но не в коренных обнажениях в Центральной зоне), можно увидеть полный «набор» пород офиолитовой формации: перидотиты, граувакковый и серпентинитовый меланж, габбро, диабазовую дайковую серию, подушечные лавы, кремнистые сланцы, радиоляриты.

Частная инверсия с образованием центрального поднятия произошла, по-видимому, в конце среднего ордовика. Сейчас это — осевой антиклинорий в Центральной зоне. Одновременно произошла сильная складчатость и образовались шарьяжи, «перетекшие» через край соседней к западу зоны. Это было главным событием инверсионной стадии.

Верхний ордовик представлен флишем и флишоидными пелитовыми толщами. В позднем ордовике произошла складчатость (таконская фаза) и внедрились небольшие массивы гранитов.

На рубеже ордовика и силура имела место общая инверсия, и в течение раннего силура по периферии Центральной зоны в узких краевых прогибах отлагалась нижняя морская моласса. Это — послееинверсионная стадия развития каледонской геосинклинали. Все породы Центральной зоны пронизаны огромными гранитными батолитами, которые относятся уже ко времени орогенного режима и имеют девонский возраст.

Западная зона, как и Авалонская, являлась интрагеоантиклиналью. На значительной площади здесь обнажаются гнейсы и метаморфические сланцы докембрия. На них с несогласием лежит автохтонный кембрий, сложенный в основании обломочными породами, а выше — известняками. Карбонатными породами представлен и автохтонный ордовик. На упомянутых выше тектонических покровах пород Центральной зоны залегают новый автохтон преимущественно из терригенных отложений верхнего ордовика, силура, девона и континентального угленосного карбона. В структурном отношении Западная зона представляет собой пологий вал, осложненный продольными и поперечными вертикальными разрывами.

Южные Аппалачи. В Западной зоне Южных Аппалачей прогибание началось в раннем кембрии [55]. Нижнекембрийские обломочные осадки залегают несогласно на докембрийском фундаменте и знаменуют собой начало трансгрессии моря со стороны геосинклинали на платформу. Средний и верхний кембрий, а также нижний ордовик представлены уже известняками и доломитами мощностью до 2500 м. Трансгрессия в это время распространилась далеко в глубь платформы, на которой образовался периферический прогиб.

Существенный перелом произошел в конце ордовика — начале силура, когда в описываемой зоне появились большие массы песчаников и конгломератов, принесенных с востока. Обломочная толща указывает на поднятие в зоне Пидмонта, которую, как было отмечено, следует считать продолжением на юг Северных Аппалачей. Очевидно, в зоне Пидмонта в это время произошла инверсия и образовавшееся центральное поднятие подверглось размыву, продукты которого накапливались в прогибе Западной миогеосинклиальной зоны.

Поднятие в зоне Пидмонта продолжало существовать вплоть до конца палеозоя. Его признаками являются отложившиеся в Западной зоне, продолжавшей прогибаться, пестрые глины верхнего силура, дельтовые осадки среднего и верхнего девона, песчано-глинистые отложения нижнего карбона. Поднятие было, по-видимому, несколько сглажено в течение раннего карбона, когда наряду с песчано-глинистыми сериями образовывались также и известняки. Но уже в конце раннего карбона значительная внутренняя (восточная) часть миогеосинклиальной зоны была вовлечена в поднятие и здесь возникла первая складчатость. Прогиб мигрировал в сторону платформы и в нем в течение среднего и позднего карбона накапливалась терригенная угленосная формация, которая в перми сменилась молассой.

Особой чертой развития Южных Аппалачей явилось то, что Западная миогеосинклиальная зона начала прогибаться в начале каледонского цикла, а испытала поднятие в конце герцинского, т. е. развитие зоны носило «сквозной» характер и охватывало два эндогенных цикла. При этом в Западной миогеосинклиальной зоне Южных Аппалачей не было собственной частной инверсии; поднятие ее было вызвано волной восходящих движений земной коры, распространившейся с востока из зоны Пидмонта.

Особым обстоятельством является также и то, что эвгеосинклиальная зона Пидмонта развивалась в каледонском цикле и испытала поднятие еще в конце раннего палеозоя, а миогеосинклиаль Западной зоны Южных Аппалачей была вовлечена в поднятие волной, пришедшей с востока, только в конце палеозоя. По-видимому, это является результатом новой активизации старого каледонского поднятия в зоне Пидмонта.

Киммерийская геосинклиналь Канадских Кордильер

Киммерийская геосинклиналь Канадских Кордильер лежит между Северо-Американской платформой на востоке и Тихим океаном на западе. Она срезана краем океана, но неизвестно, какая ее часть скрыта под водой. В своей видимой части она разделяется на две зоны: Колумбийскую на востоке и Тихоокеанскую на западе [243, 311]. Поскольку все основные эндогенные преобразования закончились в ней еще в мезозое, геосинклиналь Канадских Кордильер относится к числу

мезозойских или киммерийских. Однако развиваться она начала, как мы увидим, значительно раньше мезозоя.

Хотя Тихоокеанская зона является эвгеосинклинальной, а Колумбийская — миогеосинклинальной, история второй не была подчинена истории первой: обе зоны развивались самостоятельно и, в частности, в обеих были свои собственные проявления частной инверсии и очаги распространения в инверсионную стадию волн поднятия.

Развитие Колумбийской миогеосинклинальной зоны началось в среднем рифее. Обломочные осадки, возраст которых около 1300 млн. лет, залегают несогласно на кристаллическом фундаменте, метаморфизованном около 1800 млн. лет назад. Это тот же фундамент, который слагает основание древней Северо-Американской платформы. В среднерифейских свитах встречаются силлы основных магматических пород. Со среднего рифея начинается прогибание земной коры, которое с небольшими перерывами, но без каких бы то ни было крупных тектонических и магматических событий продолжалось в течение 1100 млн. лет — до поздней юры. Прогибание происходило в обстановке спокойного наклона фундамента от платформы внутрь геосинклинали. В западной части Колумбийской зоны сейсмические методы нащупывают сейчас кровлю фундамента на глубине 14 км. Среди накопившихся за это время мелководных осадков, мощность которых достигает 14 км, преобладают известняки и глинистые сланцы, но имеются также песчаники и кварциты. Источник их находился на востоке — на платформе.

В конце средней или начале поздней юры на западе Колумбийской зоны, на месте современных Колумбийских гор, где прогибание достигло максимальной амплитуды, произошло внедрение огромного купола, сложенного гранито-гнейсами и сланцами амфиболитовой фации метаморфизма. Возраст события 185—165 млн. лет. Оно сопровождалось сильными деформациями, выраженными в чрезвычайно сложной дисгармоничной складчатости. Подъем купола знаменовал частную инверсию в Колумбийской интрагеосинклинали. В строении ядра купола, вероятно, принимает участие материал кристаллического фундамента, подвергшегося мобилизации.

Над куполом образовалось центральное поднятие, а дальнейшее накопление происходило уже в прогибах, окаймлявших его, и преимущественно в краевом прогибе, образовавшемся между центральным поднятием и платформой. Этот прогиб постепенно мигрировал в сторону платформы по мере того, как поднятие расширялось. По другую сторону поднятия также образовался прогиб. Это был межгорный прогиб, поскольку он лежал между Колумбийским центральным поднятием и тем поднятием, которое одновременно возникло в Тихоокеанской зоне.

В краевом и межгорном прогибах начиная с поздней юры накапливались обломочные отложения, источником которых теперь стало центральное поднятие. Осадки в течение поздней юры и раннего мела имели характер флишевой формации. В позднем мелу, палеоцене и раннем эоцене они приняли облик нижней молассы. Следовательно, если инверсия состоялась в этой зоне на рубеже средней и поздней юры, то общая инверсия произошла между ранним и поздним мелом.

Если инверсионная и послеинверсионная стадии развития интрагеосинклинали устанавливаются вполне определенно, то положение с нижней границей доинверсионной стадии не столь ясное. Спокойное

недифференцированное прогибание, начавшееся в протерозое и продолжавшееся до юры, по своему характеру больше соответствует режиму предгеосинклинальной стадии. Остается неясным, когда эта стадия перешла в доинверсионную стадию геосинклинального развития.

Одновременно с расширением центрального поднятия распространялся и фронт складчатых и надвиговых дислокаций. Волна воздымания и дислокаций двигалась главным образом на восток — к платформе и в очень малой степени в противоположном направлении. Внутренние части зоны, примыкавшие к оси поднятия, были дислоцированы и подняты в позднем мелу, а в предгорьях дислокации происходили между палеоценом и поздним эоценом и имели форму главным образом небольших по амплитуде надвигов. Так как последних чрезвычайно много, то все восточное крыло Колумбийской зоны (Канадские Скалистые горы) превращено в нагромождение чешуй.

Развитие Тихоокеанской зоны значительно сложнее, к тому же изучена она намного хуже Колумбийской.

Кристаллический фундамент в нормальном залегании в Тихоокеанской зоне известен только на о. Сан-Хуан, где на нем несогласно залегают отложения среднего девона. В других местах видимый нормальный разрез начинается с нижнего карбона. В распространении верхнего палеозоя в Тихоокеанской зоне можно выделить три зоны: две краевые — западную и восточную и осевую между ними. Краевые зоны сложены вулканогенными породами смешанного состава: андезитами, базальтами, риолитами и пирокластическими породами. В последних встречаются остатки растений. Имеются и мощные линзы известняков со швагеринами. Осевая зона сложена толеитовыми базальтами, шаровыми лавами, полосчатыми яшмами и радиоляритами. Среди них развиты интрузии габбро и ультрабазитов. Этот комплекс пород указывает на эвгеосинклинальный режим. Обычно предполагается, что здесь в осевой зоне в позднем палеозое существовал глубоководный бассейн, хотя пачки мелководных известняков с фузулинидами как будто противоречат этому предположению.

Нижний триас в Тихоокеанской зоне не был обнаружен, но средний триас имеет тот же состав, что и верхний палеозой. С позднего триаса до поздней юры в Тихоокеанской зоне происходили мощные андезитовые и базальтовые излияния и продолжалось накопление пирокластических и терригенных отложений. В начале позднего триаса Тихоокеанская зона была расчленена на частные поднятия и прогибы (интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали). Разрезы интрагеоантиклиналей характеризовались малыми мощностями, многими перерывами, грубыми кластическими, иногда красноцветными отложениями с растительными остатками, а также вулканогенными брекчиями, тогда как в интрагеосинклиналях накапливались тонкозернистые осадки, бедные фауной, и лавы с афанитовой структурой. Мощность пород в прогибах достигала 6 км. С запада на восток выделяются: Островная интрагеосинклиналь, Береговая интрагеоантиклиналь, интрагеосинклиналь Нецако, интрагеоантиклиналь Пинчи.

На рубеже триаса и юры (200 млн. лет назад) в интрагеоантиклинали внедрились гранитные плутоны. Вслед за этим — в течение ранней и средней юры — происходили поднятие и расширение интрагеоантиклиналей. Вулканизм стал преимущественно андезитовым, но объем его сильно сократился, и значительно большую роль стали играть терригенные обломочные осадки.

Существенно изменились условия в конце средней юры, когда в Островной интрагеосинклинали произошла частная инверсия с образованием центрального поднятия. Последнее сопровождалось внедрением гранитов (их возраст 165 млн. лет) и складкообразованием. Отсюда поднятие стало распространяться и на другие районы Тихоокеанской зоны.

В результате этих событий в геосинклинали Канадских Кордильер одновременно возникли две полосы поднятий — в зонах современных Колумбийских и Каскадных гор (рис. 27). Они были разделены межгорным прогибом и также окаймлены прогибами: Колумбийское поднятие — с востока, Каскадное — с запада. О краевом Колумбийском

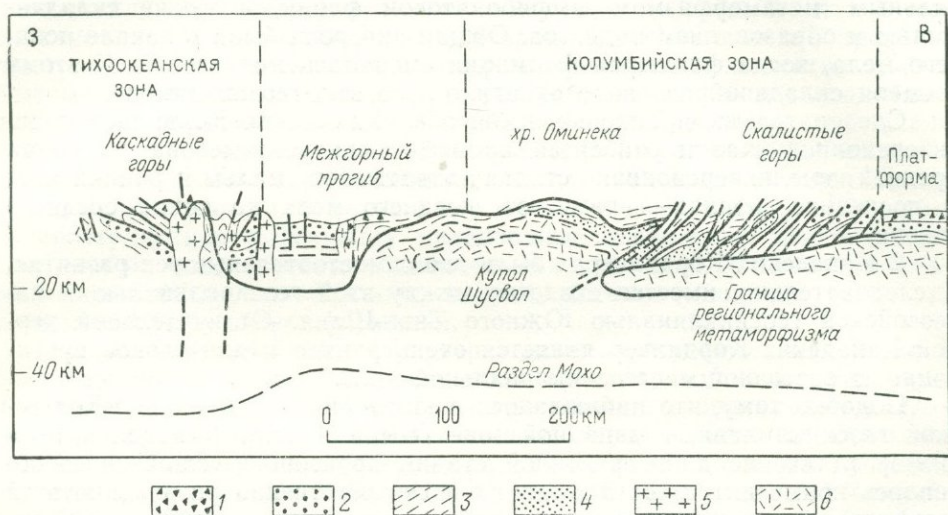


Рис. 27. Схематический профиль через Канадские Кордильеры. По А. Прайсу и Э. В. Монтжой.

Отложения: 1 — третичные, 2 — мезозойские, 3 — палеозойские, 4 — докембрийские; 5 — граниты; 6 — гнейсы

прогибе речь шла выше, а природа западного прогиба — является ли он краевым или межгорным — остается неясной, поскольку дальше к западу лежит океан. В межгорном и западном прогибах в течение поздней юры и раннего мела, как и в Колумбийском краевом прогибе, накапливался флиш, мощность которого превысила 4000 м. Флишевая формация сопровождалась небольшими излияниями андезитов и дацитов. К началу позднего мела площадь сохранявшихся прогибов сильно уменьшилась, флиш сменился молассой и параллельно с распространением поднятия вся Тихоокеанская зона была охвачена складчатостью. Отложения, которые можно отнести к нижней молассе (хотя в межгорном прогибе они имеют почти исключительно континентальное происхождение), продолжали формироваться вплоть до конца среднего эоцена.

Составляя сказанное о зонах Канадских Кордильер, мы заметим, что восточная, Колумбийская, зона начала свое развитие в форме прогибания геосинклинальной амплитуды, хотя и малых контрастов, значительно раньше, чем западная, Тихоокеанская, зона. Если первая прогибалась уже в рифее, во второй нет следов прогибания, более

ранних, чем средний девон. Несмотря на это, западная зона с ее более коротким развитием была эвгеосинклиналью, а восточная — миогеосинклиналью. Эвгеосинклиналь отличалась не только обильными проявлениями доинверсионного мантийного магматизма, но и дробным членением на частные поднятия и прогибы, т. е. высокой контрастностью глыбово-волновых движений. Дальнейшие стадии геосинклинального развития — частная и общая инверсии — проходили в обеих зонах вполне синхронно. Частная инверсия и там и здесь произошла в конце средней юры, когда в Колумбийской и Тихоокеанской зонах образовались центральные поднятия, а между ними и рядом с ними возникли прогибы. Формирование центральных поднятий сопровождалось региональным метаморфизмом амфиболитовой фации, а также складчатостью и образованием надвигов. Общая инверсия была в начале позднего мела, когда флишевая формация сменилась молассовой. К этому времени складкообразование охватило уже всю геосинклиналь.

Следовательно, в Тихоокеанской зоне Канадских Кордильер к доинверсионной стадии относится время от среднего девона до конца средней юры, инверсионная стадия охватывает мalm и ранний мел, а послейинверсионная — время от позднего мела до конца среднего эоцена.

В Канадских Кордильерах были две самостоятельные оси развития, и, следовательно, имеется сходство между этой геосинклиналью и палеозойской геосинклиналью Южного Тянь-Шаня. Отличительной чертой Канадских Кордильер является очень раннее и длительное прогибание их восточной миогеосинклинальной зоны.

Подобно тому, что наблюдалось в киммерийской Верхояно-Колымской геосинклинали, в западной зоне геосинклинали Канадских Кордильер в течение доинверсионной стадии произошло усложнение: появились новые интрагеоантиклинали и соответственно разделение этой зоны еще до частной инверсии стало более дробным.

Существуют еще некоторые особенности развития Тихоокеанской зоны, выделяющие ее из ряда других геосинклиналей. Главная состоит в большом развитии в доинверсионную стадию среднего и кислого вулканизма. Возможно, в этом сказывается положение зоны между материком и Тихим океаном, где в той или иной мере проявляется четвертая тепловая ситуация, т. е. «горячая» верхняя мантия и «горячая» кора. Мы условились не заниматься явлениями, связанными с этой ситуацией, и Тихоокеанская зона Канадских Кордильер была упомянута в нарушение этого условия только в качестве дополнения к рассмотрению истории Колумбийской зоны.

ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ РЕЖИМ

Выделение эндогенных режимов, промежуточных между типичными геосинклинальными и платформенными, неизбежно является задачей в значительной степени условной, поскольку ее решение в каждом случае зависит от того, где будут проведены границы признаков, характеризующих «типичную» геосинклиналь и «типичную» платформу. Поскольку в природе имеется, по-видимому, вся гамма переходов от первой ко второй, такие границы могут оказаться весьма неопределенными как по объективным, так и субъективным причинам. Но несмотря на это, промежуточные режимы все же могут быть выделены, хотя они и оказываются чрезвычайно разнообразными. Последнее обстоятель-

ство затрудняет задачу дать наиболее общую характеристику парагеосинклиналей, которую можно было бы распространить на все отдельные их проявления.

Парагеосинклинали могут состоять из нескольких прогибов и поднятий, но могут быть представлены и одиночными прогибами.

Глыбово-волновые колебательные движения земной коры в парагеосинклиналях происходят в среднем с меньшей контрастностью, чем в миогеосинклиналях и тем более в эвгеосинклиналях, но большей, чем на платформах. Средний градиент вертикальных движений в парагеосинклиналях, вероятно, равен $n \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, где n — обычно от 0,5 до 1.

Отношение между восходящими и нисходящими движениями в парагеосинклиналях меняется подобно тому, как это происходит и в геосинклиналях, и на платформах: в начале эндогенного цикла преобладают опускания, а после общей инверсии усиливаются поднятия. Смена режима вертикальных движений отражается и на составе осадочных формаций, последовательность которых — трансгрессивная в начале цикла и регрессивная позже. Все осадки в парагеосинклиналях являются либо мелководными морскими, либо континентальными (озерными, дельтовыми или отложениями аллювиальных равнин). Широким распространением пользуются мелководные известняки, подчеркивающие слабую контрастность колебательных движений. В некоторых парагеосинклиналях преобладают, однако, песчано-глинистые толщи и, в частности, угленосные формации.

Частная инверсия не характерна для парагеосинклиналей, хотя возникающие в парагеосинклинальных прогибах крупные сундучные или валообразные поднятия, относимые обычно к проявлению складчатости, нередко могут трактоваться как «зародышевые» центральные поднятия. Поэтому общая структура парагеосинклинальных прогибов остается в течение всего цикла синклинойной (необращенный синклинорий), а поднятия сохраняют свое антиклинорное строение (необращенные антиклинории). В конце цикла вся парагеосинклиналь в целом с принадлежащими ей прогибами и поднятиями испытывает поднятие. Если парагеосинклиналь, как это часто бывает, располагается между ортогеосинклиналью и платформой, парагеосинклиналь охватывается волной поднятия, распространяющейся из ортогеосинклинали. В случае изолированного положения парагеосинклинали в окружении платформы поднятие носит местный характер.

Для парагеосинклиналей характерны складчатость глыбовая или нагнетания, а морфологически — идиоморфная и промежуточная (гребневидная и сундучная). Однако узкими полосами в зонах резкого сочленения по разломам прогибов и поднятий может быть развита и голоморфная складчатость.

Региональный метаморфизм, как правило, отсутствует.

Что касается магматических проявлений, то здесь наблюдается довольно большое разнообразие. Для значительной группы парагеосинклиналей, которую можно считать типичной, магматизм вообще не характерен. Но существует другая группа эндогенных зон, по всем другим признакам принадлежащая к разряду парагеосинклиналей, но отличающаяся в то же время весьма обильным эффузивным вулканизмом преимущественно кислого и среднего, но также щелочного и основного состава. И, наконец, еще более оригинальной оказывается группа парагеосинклиналей, в истории которых проявлялся гранитный интрузивный магматизм.

Признаком, объединяющим все это разнообразие проявлений парагеосинклинального режима, является то, что для всех парагеосинклиналей без исключения легко устанавливается ведущая роль глубинных взрывов как в развитии, так и структуре.

Ниже рассматриваются некоторые примеры тектонических зон, которые, по нашему мнению, должны быть отнесены к парагеосинклиналям.

ДОНЕЦКАЯ ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА (ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН)

Палеозойский Донецкий бассейн представляет собой пример весьма активного парагеосинклинального режима.

Донецкий бассейн развивался в основном в течение герцинского эндогенного цикла*.

Наиболее древними отложениями, наблюдаемыми в Донецком бассейне на поверхности, являются среднедевонские, залегающие в бортах прогиба непосредственно на кристаллическом основании [79, 197]. Отсюда распространено мнение, что ранее единый Сарматский кристаллический щит только в среднем девоне был разделен прогибом или грабеном (авлакогеном) на два меньших щита — Воронежский и Украинский. Однако выявленная сейсмическим зондированием огромная мощность осадочных пород, подстилающих видимую часть разреза (свыше 10 км), позволяет предполагать, что полоса опускания в теле Сарматского щита начала развиваться значительно раньше, возможно, еще в рифее. Если это так, то первые стадии развития Донецкого прогиба вполне сходны и синхронны с развитием других авлакогенов, составивших самый ранний этап формирования чехла древней Восточно-Европейской платформы. Но о составе и возрасте этих предполагаемых древних толщ ничего неизвестно. Во время их отложения грабен был узким, его ширина составляла 60—70 км.

Среднедевонские и верхнедевонские отложения представлены континентальными и прибрежно-морскими фациями. В турне и раннем визе в Донбассе отлагались мелководные известняки. Общая мощность девона и нижней части карбона невелика — около 1200 м. Мощность и характер фаций указывают на то, что до раннего визе включительно на территории Донбасса существовал платформенный режим.

С позднего визе и до конца карбона формировалась угленосная толща, общая мощность которой от 8 км на западе увеличивается до 18 км на востоке. Это — время наиболее контрастного проявления вертикальных движений земной коры. Контрастность достигала $1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Однако фаціальное однообразие песчано-глинистой с прослоями известняков угленосной формации на протяжении всего разреза указывает на то, что в течение всего времени ее накопления в среднем выдерживалось равновесие между опусканием прогиба и поднятием окаймляющих его Воронежского и Украинского щитов, которые по мере своего поднятия подвергались размыву. А в конце карбона и в ранней перми поднятия стали превышать опускания: вся внутренняя часть Донецкого

* Литература по Донецкому бассейну огромна, и сведения по геологии Донбасса давно приобрели хрестоматийный характер. Поэтому будут приведены ссылки только на несколько самых последних работ, непосредственно относящихся к затрагиваемым здесь вопросам.

бассейна поднялась, а накопление осадков, имевших облик нижней молассы, происходило по периферии складчатого Донбасса и на его периклинальном погружении.

Таким образом, в истории Донбасса могут быть выделены доинверсионная, инверсионная и послеинверсионная стадии. Но парагеосинклинальный режим установился только с начала инверсионной стадии, т. е. со времени равновесия между опусканием и поднятием. А доинверсионная стадия протекала еще в платформенной обстановке.

Несмотря на заключительное поднятие в конце палеозоя, кровля фундамента Донецкого прогиба сохранила в целом вогнутую форму синклинория. Крылья его нарушены крупными продольными сбросами, амплитуда некоторых из них достигает 5—7 км. Такая особенность строения в совокупности с наблюдаемым все более далеким распространением в сторону прилегающих кристаллических массивов свит по мере того, как они становятся моложе, позволяет представить себе формирование Донецкого прогиба как ступенчатое последовательное вовлечение в опускание все новых полос коры на все более широкой площади. Прогиб поэтому имеет форму сложного грабена. Его ширина достигла 300 км. В нем образовались диагональные и поперечные разломы, которые превратили грабен в сложную мозаику глыб [100].

Сколько-нибудь существенных проявлений магматизма в Донбассе нет. Угли подверглись метаморфизму, но в общей шкале регионального метаморфизма это явление свидетельствует об очень слабом прогревании пород, не выходящем за пределы нормального геотермического градиента.

Складчатость выражена крупными линейными складками с углами падения слоев на крыльях обычно около 30° , но местами доходящими до 60° . В отношениях между антиклиналями и синклиналями наблюдаются признаки гребневидности: синклинали шире и спокойнее антиклиналей. Рассмотрение истории складчатости Донбасса показывает, что складки последнего тесно связаны с разломами и образовались либо в результате «качания» крыльев глубинных разломов, либо как следствие выжимания разрыхленного материала по крупным разломам [173].

Парагеосинклиналь Донецкого бассейна является «шпорой», вдающейся в древнюю Восточно-Европейскую платформу со стороны герцинской геосинклинали в том месте, где она к северу от Каспийского моря образует, насколько можно судить по геофизическим данным, крутое колено, меняя простирание с широтного или западно-северо-западного на меридиональное. Н. С. Шатский [198] считал эти соотношения тектонических зон типичным примером «внутреннего угла» платформы.

ПИРЕНЕЙСКАЯ ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬ АЛЬПИЙСКОГО ЦИКЛА

В результате герцинского геосинклинального развития на месте Пиренеев сформировалась складчатая область, выход на поверхность структур которой мы видим сейчас в осевой зоне, где обнажены метаморфизованные, сильно дислоцированные и прорванные гранитными батолитами палеозойские породы. К завершению герцинского цикла относятся верхневестфальские и стефанские небольшие лимнические угольные бассейны. Пермь представлена красноцветными молассами, отложение которых сопровождалось излияниями дацитов.

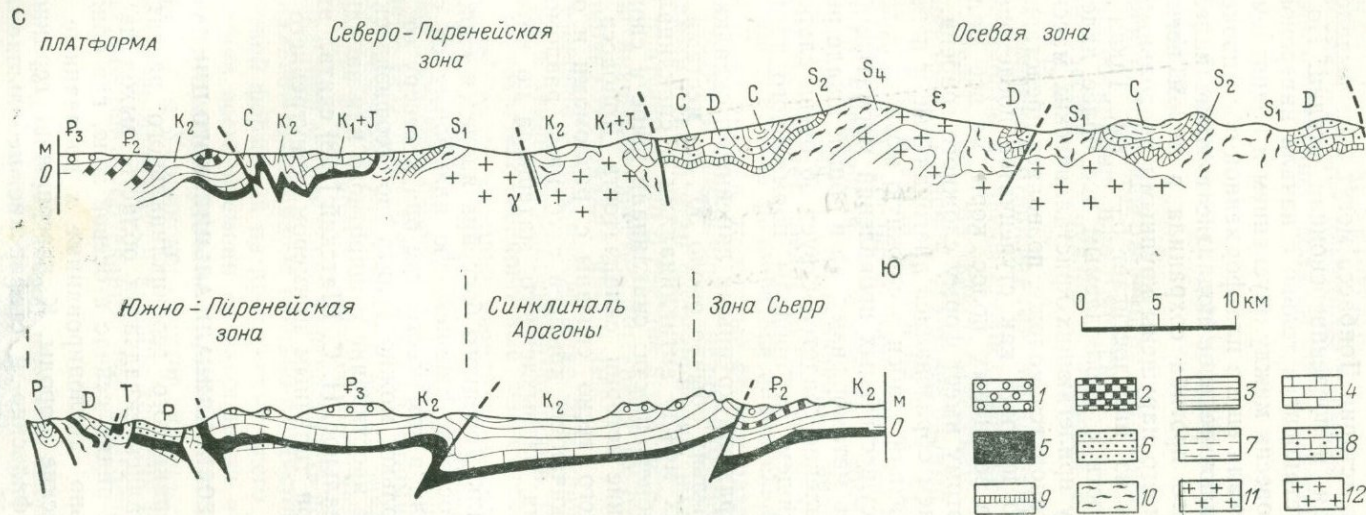


Рис. 28. Разрез через Центральные Пиренеи. По Ж. Дебельмасу.

1 — олигоцен; 2 — эоцен; 3 — верхний мел; 4 — нижний мел и юра; 5 — верхний и средний триас; 6 — нижний триас и пермь; 7 — карбон; 8 — девон; 9 — силур; 10 — кембро-ордовик; 11 — гнейсы, мигматиты; 12 — герцинские граниты

В конце герцинского цикла осевая зона Пиренеев поднялась, а по обе стороны от нее симметрично на севере и юге образовались прогибы. Система поднятия и двух сопровождающих прогибов сохранилась в мезозое, и развитие ее в альпийском цикле носило парагеосинклинальный характер. При этом осевая зона все время поднималась, то очень медленно, то быстрее, а накопление осадков происходило только в Северо-Пиренейском и Южно-Пиренейском прогибах, осадочный разрез которых в основных чертах одинаков [61, 289—291, 287].

Триас представлен «германскими» фациями: нижний триас — континентальный пестрый песчаник, отложение которого сопровождалось излиянием мелафиров, средний триас — мелководные известняки и доломиты, верхний триас — эвапориты. Юра сложена главным образом мелководными известняками и частично доломитами. Известняковая ургонская фация характерна и для неокома, в конце которого произошло поднятие; перерыв отмечен формированием бокситов. Апт и альб представлены мергелями и глинами. Этим закончилась доинверсионная стадия.

В конце раннего мела оба прогиба были охвачены глыбовыми дислокациями. Будучи ограничена с обеих сторон крутыми разрывами, поднялась осевая зона и вблизи разрывов, которые в верхней своей части выполаживались и переходили в надвиги, в «приразломные» складки были смяты породы прогибов. Примыкающие к осевой зоне части последних также были вовлечены в поднятие, образовав тектонические ступени на склонах Пиренеев. Прогибы мигрировали в сторону соседних платформ, и в них в течение позднего мела, палеоцена и эоцена накапливались осадочные серии флишевого характера. В позднем эоцене произошло поднятие внешних частей прогибов, где образовались новые тектонические ступени, ограниченные крутыми разломами. Этим заканчивается парагеосинклинальное развитие: олигоцен и миоцен, представленные озерными верхними пестрыми молассаами, принадлежат уже к орогенному режиму.

В данном примере альпийское парагеосинклинальное развитие явилось как бы ослабленным продолжением герцинского геосинклинального развития. Центральное поднятие, возникшее в конце палеозоя, сохранилось и продолжало расти и расширяться в течение мезокайнозоя, вовлекая все новые полосы окаймляющих краевых прогибов. Деформации слоев были вызваны процессом «телескопического поднятия» осевой зоны Пиренеев (рис. 28).

ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬ ВОКОНТ АЛЬПИЙСКОГО ЦИКЛА

На юго-западе Франции в департаменте Дром в породах мезозоя и палеогена известна система гребневидных складок (узкие антиклинали и широкие плоские синклинали), простирающихся широтно, т. е. в направлении, перпендикулярном к простираанию пород на прилегающем отрезке складчатой зоны Альп. Эта поперечная складчатая система образовалась в широтном прогибе шириной около 60 км, образующем узкий выступ от геосинклинали Западных Альп в сторону эпигерцинской платформы. Выступ имеет длину около 100 км и, постепенно выполаживаясь, в западном направлении незаметно сливается с платформой (рис. 29). Прогиб выполнен триасовыми, юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями.

Триас представлен «германскими» фациями и сложен преимущественно эвапоритами. В юре развиты мергели и известняки. Нижний мел глинистый, верхний — известняковый.

Мощность мезозоя в зоне Воконт достигает 4 и даже 5 км и заметно превышает мощность тех же отложений в платформенных районах к северу, западу и югу от нее. Например, мощность мезозоя в Провансе не более 1,5 км. Парагеосинклиналь Воконт отличается и по фациям некоторых отделов разреза. Например, известняки верхнего мела



Рис. 29. Парагеосинклиналь Воконт в системе альпийских тектонических зон. По Г. Рихтеру.

ZP1 — Центральное Французское плато; Vcl — область Воклюз; NP — Северные Пиренеи; ZP — Центральные Пиренеи; SP — Южные Пиренеи; VK — Воконт; А — полоса автохтонных массивов в Западных Альпах; В — Бриансонская интрагеосинклиналь; I — Субальпийский прогиб; II — Гельветская интрагеосинклиналь; III — Пеннинская интрагеосинклиналь; жирные линии — оси структурных зон; стрелки — направление вергентности складок

к периферии парагеосинклинали (к северу и югу) переходят в прибрежные фации.

Склоны парагеосинклинального прогиба усложнены ступенчатыми вертикальными разрывами, над которыми образовались складки нагнетания. Складчатые деформации произошли частично в турне — коньяке, на что указывает несогласное залегание сенона, а частично в неогене.

Подобно Донецкому бассейну, парагеосинклиналь Воконт вдается в платформу против крутого изгиба соседней геосинклинали, образуя «внутренний угол платформы».

ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬ ПАЛЬМИРИД АЛЬПИЙСКОГО ЦИКЛА

Под этим названием известна полоса глыбовых дислокаций мезокайнозоя на севере Аравийской платформы, протянувшаяся по территории Сирии в северо-восточном направлении от Ливано-Сирийского

разлома (продолжающего к северу рифт Мертвого моря) до Евфрата (рис. 30). В ширину она достигает 100 км, в длину 500 км. Эта область наиболее полно изучена советскими геологами [181, 171, 173].

Самые древние породы (песчаники), вскрытые скважинами, принадлежат, возможно, к девону. Карбон представлен песчаниками и глинами мощностью до 400 м. Далее следуют пермские красноцветные глины (150 м) и известняки триаса. Юрские глины, гипсы и доломиты (1000 м) обнажаются в ядрах поднятий. Сейчас же за накоплением юры произошли сильные глыбовые движения, в результате которых вся зона оказалась разделенной на поднятые и опущенные блоки северо-восточного простираия.

На опущенных блоках накапливались красноцветные отложения нижнего мела (50 м) и доломиты, а также известняки верхнего мела (до 1200 м). На рубеже позднего мела и палеогена произошла следующая фаза глыбовых движений, после чего отлагались мергели и известняки палеоцена и эоцена. Окончательно структура оформилась в олигоцене, когда интенсивно росли поднятия.

Сравнение мощностей мезозоя в зоне Пальмирид с примыкающими с юга и севера участками платформы (антеклизы Рутба на юге и Алепская на севере) показывает, что на месте Пальмирид в триасе и юре находился прогиб, окаймленный разломами. И позже — в течение позднего мела, здесь также накапливались более мощные осадочные серии, чем на обрамляющих антеклизах. В прогибе и образовалась полоса глыбовых складок. Последние имеют преимущественно сундучную и килевую форму. Длина некоторых сундучных складок несколько десятков километров, а ширина — несколько километров. В северо-восточном направлении, где прогиб постепенно выклинивается, складки приобретают характер более пологих брахиантиклиналей, разделенных синклиналями неопределенной формы. Глыбовые складки явно связаны с густой системой продольных и отчасти поперечных разломов.

Зона интенсивных глыбовых дислокаций не прерывается у берега Средиземного моря, а продолжается по его дну и снова выходит на сушу в Северном Египте в зоне так называемого подвижного шельфа [158]. В пределах известного там разреза выделяются нижний кластический комплекс (довержнемеловой), средний карбонатный комплекс (сеноман — кровля эоцена) и верхний кластический комплекс (олигоцен — четвертичные).

Вдоль системы разломов северо-восточного простираия наблюдаются цепочки глыбовых складок, а также диапировых куполов. Длина отдельных глыбовых складок 30—40 км при ширине 10 км или меньше. Главные деформации здесь происходили между поздним мелом и палеогеном.

Проявлений регионального метаморфизма ни в Пальмиридах, ни в Северном Египте нет. Нет и сколько-нибудь заметного интрузивного магматизма. Но местами наблюдаются следы небольших вулканических излияний (базальты в Северном Египте). Сильный трапповый вулканизм в Сирии приурочен к более позднему времени (к неогену и четвертичному периоду) и, будучи связан не с Пальмиридами, а с развитием Аравийско-Африканского рифтового пояса, имеет наложенный по отношению к Пальмиридам характер.

Общее развитие позволяет Пальмириды и «подвижный шельф Египта» считать местом проявления парагеосинклинального режима. Стадийность его очень четкая. Вероятно, доинверсионной стадией

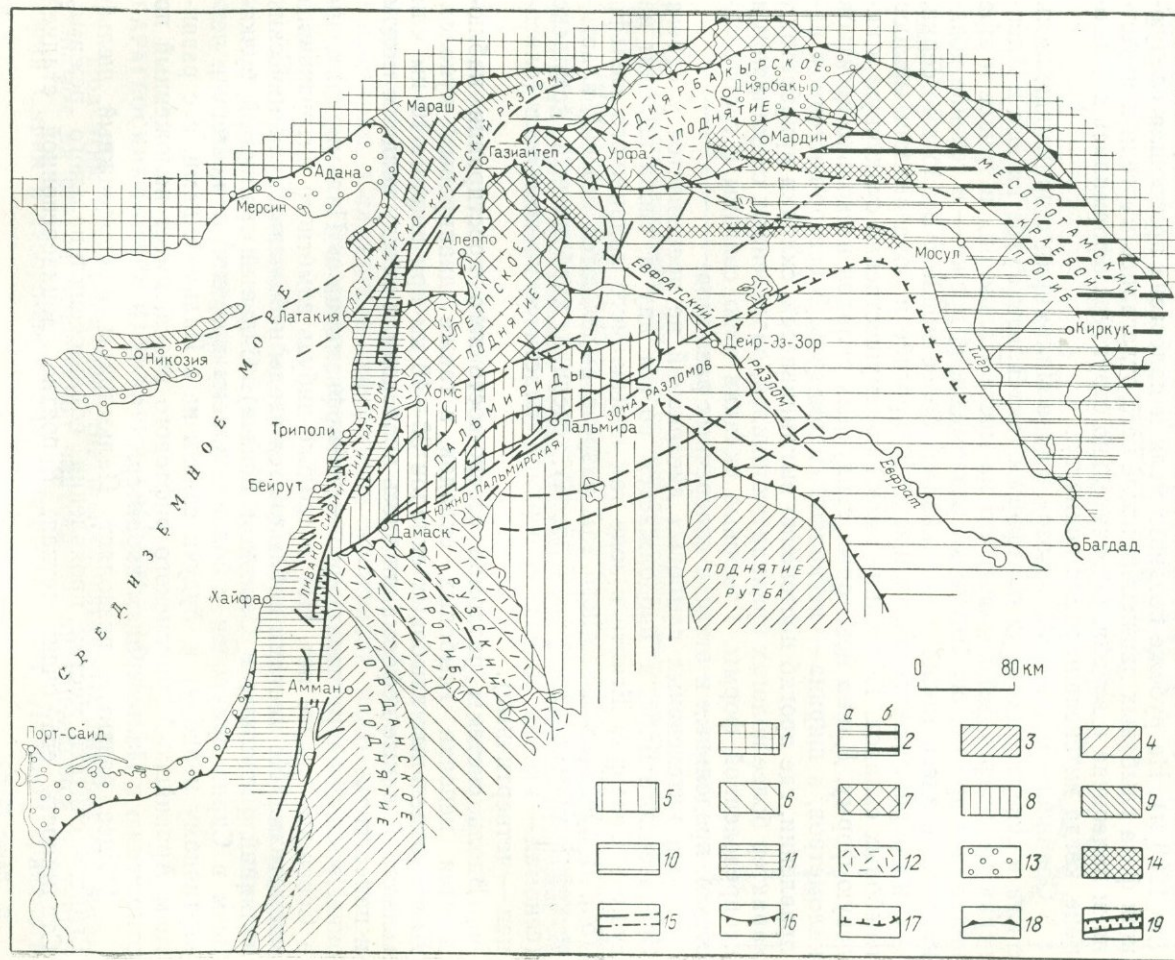


Рис. 30. Структурная схема северной части Аравийской платформы. По В. П. Поникарову и др.

1 — альпийская складчатая область; 2 — Месопотамский краевой прогиб (а — внешняя часть, б — внутренняя часть). Аравийская платформа; 3 — Аравийско-Нубийский щит. Устойчивая часть склона платформы; 4 — сводовые поднятия, 5 — пологие моноклинали, 6 — прогиб с вулканической деятельностью. Подвижная часть склона платформы; 7 — устойчивые поднятия, 8 — область сильных дислокаций мезо-кайнозой; 9 — окраина платформы, переработанная альпийскими движениями с развитием офиолитовой формации; 10 — неоген-четвертичные прогибы; 11 — сводово-глыбовая структура на продолжении Великих Африканских разломов; 12 — базальты; 13 — плейстоцен-четвертичные впадины; 14 — горсты и валы; 15 — разломы (на поверхности и по геофизическим данным); 16 — границы прогибов и впадин; 17 — приподнятый блок (по геофизическим данным); 18 — надыги; 19 — грабены

(рис. 31). Они образовались на месте краевого прогиба герцинской геосинклинали. Общая мощность всех докарбонных отложений в зоне Уачита не превышает 1000 м, тогда как песчано-глинистые флишевого характера средне- и верхнекарбонные отложения имеют мощность до 7 км [55]. Такое соотношение мощностей показывает, что к началу среднего карбона здесь на краю платформы образовался прогиб. Он возник тогда, когда в более глубоких зонах геосинклинали, ныне скрытых под мезо-кайнозойским платформенным чехлом, произошла частная инверсия, и, следовательно, был краевым. Складчатость, сопровождавшаяся надвигами, развилась в прогибе в конце карбона, после чего (в перми) та же зона испытала поднятие.

Область Вичита уже в раннем и среднем палеозое представляла собой прогиб, вдававшийся от края геосинклинали на 500 км в глубь платформы с юго-востока на северо-запад. Однако фации в прогибе были платформенные. С кембрия по девон включительно здесь накопились морские известняки, общая мощность которых около 3000 м. Это даже больше, чем мощность накопленных за то же время на месте будущего краевого прогиба Уачита. Но отложения карбона в области Вичита значительно менее мощны, чем в области Уачита: они лишь немного превышают 1000 м.

В среднем карбоне в прогибе Вичита произошли сильные глыбовые движения, в результате которых появился ряд горстов и грабен. На северной окраине образовался большой прогиб Анадарко, на южной — прогиб Ворики-Мариетта. Крупные сундучные поднятия известны под названиями Лас-Анимас, Амарильо, Вичита, Кринер-Хиллс, Арбокль и Ред-Ривер. Между двумя последними образовался большой прогиб Ардмор.

По характеру развития и структурам парагеосинклиналь Вичита весьма сходна с описанными выше Пальмиридами, но развитие ее, как и Донецкого бассейна, происходило в палеозое — в течение герцинского эндогенного цикла.

ПРИРАЗЛОМНАЯ ВОСТОЧНО-ФЕРГАНСКАЯ ЮРСКАЯ ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬ

К парагеосинклиналям, по нашему мнению, следует отнести Восточно-Ферганский юрский приразломный прогиб, который примыкает к Талассо-Ферганскому разлому с запада и вытянут вдоль него с северо-запада на юго-восток. Он прогибался в течение ранней и средней юры, причем амплитуда прогибания возрастала по направлению к разлому, резко ограничивающему прогиб с востока. Близ прогиба нижне- и среднеюрские континентальные отложения, состоящие из чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами и линзами углей, достигают мощности 4000 м. К западу они постепенно выклиниваются. Эти отложения были деформированы и несогласно перекрыты косослоистыми песчаниками условно верхнеюрского и нижнемелового возраста. Дислокации носят глыбовый характер: это сундучные складки, флексуры и моноклинали, лишь местами около разрывов усложняющиеся узкими полосами более интенсивной голоморфной складчатости. Деформации усилились, сохранив свой характер, в период общего поднятия Ферганского хребта после отложения верхнеюрской — нижнемеловой толщи.

ПРИРАЗЛОМНЫЕ ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛИ БАЙКАЛЬСКОГО ЦИКЛА В СИНЕКЛИЗЕ ТАУДЕНИ (АФРИКА)

Платформенная синеклиза Таудени, расположенная в пределах Сахарской плиты на севере и выполненная рифейскими и палеозойскими отложениями, ограничена, по крайней мере, с трех сторон — с запада, юга и востока — вертикальными разломами. Вдоль разломов в полосах шириной в несколько десятков километров наблюдается значительное увеличение мощности отложений рифея и венда (до 6—10 км). В пределах этих полос отложения смяты в сжатые линейные складки и местами прорваны гранитами. Так, вдоль западного и юго-западного краев синеклизы протягивается дислоцированная зона Танезруфт-Тиметри-Гао длиной до 2000 км и шириной 100 км, а вдоль южного края — зона складок области Гурмы [188].

Дислокации всюду закончились до начала кембрия. Они сопровождались эпизональным метаморфизмом, возраст которого 650—620 млн. лет.

По направлению к центральной части синеклизы дислокации быстро затухают и сменяются горизонтальным залеганием слоев. В этом размещении зон усиленного прогибания и деформаций ясно виден их «приразломный» характер. Каждая окраинная приразломная зона повторяет условия, только что отмеченные для Восточно-Ферганского прогиба.

ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛЬ ИЗВЕСТНЯКОВОГО ДАГЕСТАНА

Парагеосинклиналиальная область Известнякового Дагестана располагается на северном крыле мегантиклинория Большого Кавказа, в его восточной половине. На поверхности она сложена главным образом карбонатными породами верхней юры и мела, хотя в некоторых местах обнажаются и терригенные серии средней юры. Мощность известняков верхней юры и мела не превышает 2000 м. Эти осадки отложились на северной периферии геосинклинали Большого Кавказа.

Одновременно с прогибанием в области Известнякового Дагестана происходила дифференциация на пологие валлообразные поднятия и прогибы. Процесс роста поднятий и прогибов с течением времени усиливался и в позднем мелу сопровождался явлениями подводного оползания. В олигоцене Известняковый Дагестан вместе с северным склоном Большого Кавказа был втянут в общее поднятие. Тогда же окончательно оформились складчатые структуры. Большие складки носят признаки глыбового происхождения: это крупные сундучной формы антиклинали, разделенные плоскими синклиналями. Длина сундучных складок измеряется несколькими десятками километров, ширина до 10—15 км [162].

ПАРАГЕОСИНКЛИНАЛИ С ПРОЯВЛЕНИЕМ ВУЛКАНИЗМА

Как уже указывалось, существует категория эндогенных режимов, которые характеризуются сильным эффузивным вулканизмом, хотя по остальным признакам должны быть отнесены к парагеосинклиналиальным режимам. Обращалось внимание также и на то, что вещественный состав излияний в таких «вулканогенных» парагеосинклиналиалях весьма различен. В качестве примеров парагеосинклиналией, сопровождаемых

вулканизмом, мы укажем Аджаро-Триалетскую, Западное Забайкалье и парагеосинклинали Китая. Возможно, зоны этой категории должны быть выделены в особый вид режимов и поэтому их положение в нашей классификации остается пока условным.

Аджаро-Триалетская парагеосинклиналь. Она усложняет строение Закавказского (Армянского) срединного массива [34, 11] и протягивается в широтном направлении от района Тбилиси до Батуми. Длина ее свыше 250 км, ширина несколько более 100 км. Окружающие парагеосинклинали участки срединного массива характеризуются малыми мощностями мезозойских и нижнепалеогеновых отложений и частыми перерывами в осадконакоплении. Аджаро-Триалетская зона на этом фоне в мезозое, палеоцене и эоцене представляла собой область прогибания, ограниченную и пересеченную разломами.

Разрез начинается породами аптского возраста. По-видимому, именно с этого времени начинается постепенное, в дальнейшем все более усиливающееся обособление парагеосинклинального прогиба. Апт представлен известняками и мергелями. К альбу относится, возможно, нижняя часть залегающей выше вулканогенной толщи, которая вверх захватывает сенонан и нижний турон. Вулканогенные породы этого возраста представлены пирокластическими отложениями порфиритового (андезитового) состава. Мощность толщи достигает 500 м.

Верхнетуронские и сенонские отложения представлены слоистыми мергелями и известняками. Мощность их в осевой зоне достигает 700 м, что указывает на усиление прогибания и большую индивидуализацию парагеосинклинали. Скорость прогибания еще больше усиливается, а вся зона еще больше индивидуализируется в палеоцене и раннем эоцене, когда в прогибе формируется флиш. Максимальные мощности его достигают 1500 м.

Исключительно важную роль в строении здесь играют породы среднего эоцена. Это преимущественно вулканогенные породы — туфы и туфобрекчии андезитов. В осевой части прогиба их мощность, возможно, достигает 3000 м.

Распространение верхнего эоцена значительно меньше, чем палеоцена и среднего эоцена, и к тому же оно имеет иной план: если предыдущие толщи имели максимальные мощности вдоль осевой зоны парагеосинклинали, то породы верхнего эоцена сосредоточены почти исключительно по ее периферии, так как средняя часть зоны к этому времени поднялась. Верхний эоцен представлен главным образом переслаиванием песчаников и глин. Разрез заканчивается гипсоносными глинами и песчаниками олигоцена и нижнего миоцена, имеющими крайне ограниченное распространение.

На рубеже среднего и позднего эоцена сформировалась складчатая структура Аджаро-Триалетской зоны. Она носит ясно выраженный глыбовый характер.

Для залегания пород характерно чередование участков спокойного, почти горизонтального положения слоев и вертикальных флексур. Последние часто усложняются дополнительными ступенями. Складки иных типов — нагнетания и общего смятия — занимают подчиненное положение не только по своему размеру, но и по механизму образования. Они возникают локально в местах наиболее резких перегибов слоев на «ребрах» и крыльях основных сундучных складок.

По глыбовому характеру складчатости, отсутствию регионального метаморфизма и гранитизации Аджаро-Триалетскую зону можно от-

нести к парагеосинклиналям, несмотря на обильные проявления андезитового вулканизма.

Западное Забайкалье. Его мезо-кайнозойская история характеризуется образованием (или активизацией) большего числа глубинных разломов преимущественно северо-восточного простирания и вертикальными дифференциальными движениями, приведшими к разделению всей области на вытянутые с юго-запада на северо-восток грабены и горсты. Этот процесс сопровождался вулканизмом и отложением континентальных осадочных серий [88, 65, 184].

Фундаментом мезо-кайнозойских структур служили породы, испытавшие метаморфизм, складчатость и гранитизацию в западных районах Западного Забайкалья в байкальском эндогенном цикле, а в восточных районах — в герцинском цикле. Между этими двумя зонами нередко выделяют еще зону каледонской складчатости, но природа последней сомнительна; возможно, что обнаруженные в районе Джиды нижнепалеозойские толщи образовались еще в конце байкальского цикла.

Палеозойская история заканчивается излиянием пермских базальтов и андезито-базальтов. В триасе начинается образование приразломных прогибов, в которых накапливаются главным образом вулканогенные породы: сначала кислые, а позже основные. Среди них грубообломочные осадочные отложения занимают подчиненное положение. В ранней и средней юре прогибы продолжают опускаться и увеличиваться по площади. Они заполняются трахиандезитами и трахибазальтами, среди которых встречаются пачки конгломератов.

Основную роль в разрезе прогибов, приобретших к этому времени форму одно- или двусторонних грабенов и современную ширину (в десятки километров), играет угленосная песчано-глинистая континентальная гусиноозерская свита верхней юры и нижнего мела. Мощность ее, соответствующая амплитуде опускания грабенов, достигает 1,5 км. Грабены окаймлены ступенчатыми сбросами с вертикальными смещениями по каждому из них в сотни метров. Разрез заканчивается глыбовыми конгломератами, имеющими позднемеловой или палеоген-неогеновый возраст. Горсты сложены докембрийскими или палеозойскими породами фундамента.

Помимо крупных горстов и грабенов, определяющих основные формы современного рельефа — хребты и долины, — существует множество признаков более частных глыбовых дислокаций, продольных и поперечных. Всю эту область грабенов и горстов Западного Забайкалья мы относим к парагеосинклинали.

Как известно, в геологической литературе существует тенденция рассматривать центрально- и восточноазиатские мезозойские впадины, такие, какие наблюдаются в Западном Забайкалье, как особый тип тектонического развития [114]. Сопоставляя различные проявления «промежуточных» режимов и находя, что основой их всегда являются глыбовые вертикальные движения, лишь усложняющиеся в тех или иных случаях в том или ином размере «приразломными» деформациями осадочной оболочки, мы не увидим причин, которые заставили бы исключить забайкальский вид структурного развития из числа парагеосинклиналей. Если оставить в стороне вулканизм, о месте которого в парагеосинклинальном развитии говорилось выше, Забайкальская зона горстов и грабенов может рассматриваться как крайний случай в ряду парагеосинклиналей. В этом крайнем случае глыбовые движения

предстают перед нами в наиболее прямом и обнаженном своем облике, совершенно не завуалированном иными деформациями.

Парагеосинклинали Китая. Промежуточные режимы, по-видимому, очень широко распространены в Китае. В связи с ограниченностью доступных материалов [124, 65, 8] мы можем об этих проявлениях парагеосинклинального режима (который китайские авторы называли чаще параплатформенным) только упомянуть.

Парагеосинклинальные условия возникли в мезозое на площади ранее устойчивых древних платформ — Северо-Китайской и Южно-Китайской, ставших в мезо-кайнозое весьма подвижными. Здесь с конца триаса или начала юры стали формироваться крупные прогибы и сопровождающие их поднятия. Такая дифференциация была связана с раскалыванием фундамента платформ по сетке разломов северо-восточного и северо-западного простираний. На поднятиях образовывались глыбовые сундучные складки. В прогибах, где накапливались континентальные рэтские, юрские и меловые отложения мощностью до 6 км, сундучные складки сопровождалась промежуточными складками гребневидной формы. Наиболее интенсивные дислокации проявились в так называемое яньшаньское время, т. е. в конце юры. При этом они были наиболее сильными по краям впадин, там, где последние отделены от соседних поднятий разломами. Особенно крупные гребневидные складки формировались в Сычуаньской впадине. Раскалывание земной коры сопровождалось сильным вулканизмом, изливались преимущественно кислые и средние лавы, но иногда они сменялись основными и щелочными магмами. Интерес представляет та особенность, что в Китае все эти события сопровождалась интрузивной деятельностью. В яньшаньское время в различных районах Китая образовывались интрузии гранитов, монцонитов, нефелиновых сиенитов и габбро.

* *

*

Общий вывод, который можно сделать из рассмотрения всех приведенных примеров, будет заключаться, как уже указывалось, в том, что в развитии и строении всех парагеосинклиналей с исключительной ясностью вырисовывается ведущее значение глубинных разломов земной коры и дифференциальных вертикальных глыбовых движений по ним. Вместе с тем следует констатировать большое разнообразие конкретных проявлений эндогенных процессов. Например, хотя в большинстве случаев парагеосинклинали лишены магматизма, существует целая группа «вулканогенных парагеосинклиналей». С различной степенью отчетливости в истории парагеосинклиналей выделяются стадии. Весьма различными по интенсивности оказываются деформации пород, но отсутствие регионального метаморфизма является в достаточной мере общим признаком.

Разнообразие конкретных условий развития парагеосинклинального режима и проистекающая отсюда неустойчивость критериев его распознавания являются, можно думать, следствием промежуточного его положения. Однако при всем том этот промежуточный режим заметно выделяется на фоне типичных геосинклинальных и платформенных режимов и, несомненно, имеет право на самостоятельное существование в классификации эндогенных режимов материков.

РЕЖИМ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Срединные массивы представляют собой как бы маленькие платформы, расположенные внутри геосинклиналей [99, 113, 110, 220]. Их размер обычно измеряется сотнями или в некоторых случаях 1000—2000 км. Подобно платформам, они имеют двухъярусное строение. Состав и структура нижнего яруса связаны с предыдущими тектоническими циклами. Например, в геосинклиналях альпийского цикла нижний ярус срединных массивов может быть сложен породами и структурами, созданными в геосинклинальных условиях в герцинском, каледонском, байкальском или более древних циклах. При этом всегда отмечается срезание древних структур на краю срединного массива «обтекающими» его молодыми геосинклинальными структурами. Это срезание внутренних структур массива позволяет думать, что нижний ярус срединного массива является лишь фрагментом древнего структурного комплекса, который сначала занимал большую площадь, но затем при заложении новой геосинклинали был «взломан» и срезан. Следовательно, срединные массивы имеют разрывные ограничения. Именно возраст соотношения нижнего яруса срединных массивов с окружающей геосинклиналью имеется в виду в том определении срединных массивов, которое им дал А. Л. Яншин [219], указавший, что срединные массивы представляют собой «участки земной коры, являющиеся остатками той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальные прогибы данной складчатой области» (с. 33).

Однако в строении срединного массива участвует и второй ярус, сложенный породами, соответствующими по возрасту тем, которые входят в состав окружающих геосинклинальных прогибов, но они на срединном массиве имеют значительно меньшую мощность, чем в геосинклинальных прогибах; осадки представлены мелководными фациями и разрез характеризуется многочисленными перерывами, т. е. условия осадконакопления на срединных массивах такие же, как на интрагеоантиклиналях. В сущности, срединные массивы представляют собой обширные интрагеоантиклинали. Верхний ярус залегает на нижнем с резким несогласием. Он почти не подвергается региональному метаморфизму. Дислокации в нем выражены главным образом разломами. Глыбовые структуры лишь местами усложняются складками «приразломного» характера. Хотя срединные массивы внутри геосинклинали являются относительно устойчивыми элементами, большое развитие разломов отличает их от типичных платформ и характеризует как области все же большей подвижности по сравнению с последними. Разломы способствуют подъему магмы: магматизм на срединных массивах также интенсивнее, чем на платформах. Наибольшего масштаба он достигает в конце цикла, когда геосинклинальный режим уже сменяется орогенным. Характерными для срединных массивов являются кислые и средние магмы, хотя на заключительных этапах цикла появляются щелочные и основные. Большие срединные массивы (например, Паннонский) построены довольно сложно; внутри них выделяют участки с разной интенсивностью эндогенной активности, хотя она всегда слабее, чем в окружающей геосинклинали.

Отличие срединных массивов от платформ состоит также в том, что, если по направлению к последним геосинклинальный режим становится все менее возбужденным (эвгеосинклиналь переходит в миогеосинклиналь и далее в парагеосинклиналь), то в непосредственной

близости от срединного массива наблюдаются, наоборот, самые активные режимы. Например, в Динаридах, как мы видели, к срединному массиву «прижимается» эвгеосинклиналь.

В архее и раннем протерозое не было таких больших платформ, какие образовались в позднем протерозое. В те ранние стадии развития земной коры существовало множество мелких протоплатформ, рассеянных среди протогеосинклиналей. Значительное число протоплатформ известно, например, в фундаменте Восточно-Европейской платформы, где они образуют узлы в петельчатой обтекающей их структуре раннепротерозойских протогеосинклиналей и занимают до 30% площади древней платформы. Поперечники таких протоплатформ измеряются всего сотнями километров, т. е. по своему размеру они соответствуют тому, что для более поздних стадий именуется срединными массивами [52]. Протоплатформы, подобно срединным массивам, подвергались большему деформациям, чем настоящие платформы, и на них происходили довольно интенсивные магматические процессы. Следовательно, на ранней стадии протоплатформы и срединные массивы сливаются в единую категорию структур. Платформы и срединные массивы все более различаются по мере того, как образуются и разрастаются устойчивые древние, а затем молодые платформы.

В течение эндогенного цикла многие срединные массивы подвергаются значительным преобразованиям. Происходит их частичное разрушение, отторжение от них тех или иных участков, где в дальнейшем развиваются уже другие режимы. Например, после частной инверсии в соседней интрагеосинклинали край срединного массива может быть втянут в опускание с образованием краевого прогиба. В пределах единого срединного массива могут образоваться прогибы, развивающиеся в дальнейшем как парагеосинклинали или мюгеосинклинали, а иногда и эвгеосинклинали. В результате срединный массив дробится, распадается на части и приобретает повышенную проницаемость.

В качестве одного из самых простых примеров срединного массива можно указать массив в герцинской геосинклинали Центрального Казахстана и Западной Сибири, частично перекрытый мезо-кайнозойским чехлом эпигерцинской платформы [54] (рис. 32). Его внутренняя структура образована каледонским диастрофизмом. Нижнепалеозойские породы массива смяты в складки, метаморфизованы и пронизаны гранитными интрузиями. В обнаженной части видно, как внутренняя структура срезается геосинклинальным комплексом. Последний сложен породами среднего и верхнего палеозоя, подвергшимися геосинклинальным дислокациям. Породы того же возраста на срединном массиве образуют второй ярус, подобный платформенному чехлу. Они испытали глыбовые дислокации и их залегание нарушено лишь горстами, грабнями и пологими структурными выпуклостями и впадинами. Геосинклинальный комплекс на значительном протяжении отделен от срединного массива девонским вулканическим поясом, состоящим из излияний дацитов и липаритов, по возрасту соответствующих заложению герцинской геосинклинали. Этот пояс подчеркивает разрывный характер границы срединного массива.

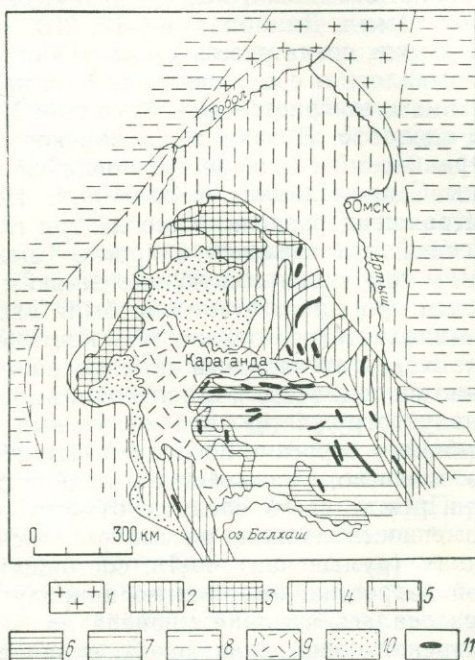
Примером срединного массива, подвергшегося за время своего существования значительному разрушению, может явиться *Закавказский*, или *Армянский, массив* [97], принадлежащий к геосинклинали альпийского возраста. Его фундамент имеет байкальский возраст. В конце байкальского цикла сформировался огромный массив, смятый

в складки, метаморфизованный и гранитизированный, занявший пространство от южного склона современного Главного Кавказского хребта (где продолжал существовать геосинклинальный режим) до Аравийской платформы. Внутреннее строение фундамента массива характеризуется меридиональным простираем структур, резко не соответствующим простираению альпийских структур.

Северная часть массива (к северу от Нахичевани) оставалась в поднятом состоянии вплоть до юры. В более южных районах в среднем и позднем палеозое и раннем мезозое проявилась некоторая подвижность, сопровождавшаяся накоплением осадочных и осадочно-эффузивных толщ. Однако мощности последних невелики и подвижность

Рис. 32. Схема срединного массива герцинской геосинклинали. Центральный Казахстан. По Ю. А. Зайцеву.

1 — область докембрийской складчатости под платформенным чехлом палеозойских и мезокайнозойских отложений. Области каледонской складчатости; 2 — антиклинорий, 3 — выходы докембрийских пород, 4 — синклинорий, 5 — перекрытые платформенным чехлом палеозойских и мезокайнозойских отложений. Области герцинской складчатости: 6 — антиклинорий, 7 — синклинорий, 8 — перекрытые платформенным чехлом мезокайнозойских отложений; 9 — краевой вулканический пояс области герцинской складчатости; 10 — впадины, выполненные верхнепалеозойскими отложениями; 11 — крупные антиклинорий. Срезание каледонской и более древней внутренней структуры срединного массива видно в районе Караганды



этой части массива по своей интенсивности не выходила за пределы платформенной.

В юре площадь срединного массива уменьшилась в результате образования Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали. О том, как развитие последней в течение юры, мела и палеогена вело к раздроблению северной окраины массива, выше уже говорилось.

Новые участки кратковременного прогибания в северной части срединного массива появились в поздней юре, когда известняки в Юго-Восточной Армении распространились далеко к югу от Сомхето-Карабахской интрагеосинклинали. Большие осложнения наступают в конце раннего мела: в апте в пределах массива закладывается и в дальнейшем весьма своеобразно развивается Аджаро-Триалетская парагеосинклиналь. В течение позднего мела (вообще времени максимального развития опусканий в альпийском цикле) весь срединный массив испытал неравномерное опускание и покрывался островным морем. К сенону было приурочено, как мы видели, образование глубинных разломов в разных районах этого срединного массива и связанных с разломами

очень глубоких прогибов. Дальнейшее развитие последних имело характер эвгеосинклинального режима. Появление участков эвгеосинклинального развития является несомненным признаком разрушения срединного массива. Но он все же в целом сохранился и был только усложнен узкими новообразованными зонами активного развития. В позднем мелу и особенно в палеогене и позже опустилась северная окраина срединного массива, где начал формироваться Куринско-Рионский межгорный прогиб. Области прогибания разного масштаба продолжали существовать на Закавказском срединном массиве и в течение палеоцена и эоцена, после чего весь массив стал медленно подниматься.

Очень большим срединным массивом со сложной историей является *Паннонский*, лежащий внутри альпийской геосинклинали между Карпатами и Динаридами [310, 273, 228].

Выше, когда рассматривалась история развития Динарид и Балкан, указывалось о срединном массиве, находящемся между ними и состоящем из трех кристаллических глыб: Пелагонской, Сербско-Македонской и Родопской. В начале альпийского цикла это был единый массив (Фракийский), распространявшийся от зоны Голья в Динаридах до зоны Стара-Планина в Балканах. Позже прогибы Вардарской зоны и Краиштин разделили его на три глыбы и еще позже северный край массива был вовлечен в прогиб Среднегорья. Оставшиеся от массива глыбы сохраняли общую тенденцию к поднятию. Только на неотектоническом орогенном этапе они были расколоты и в них образовались новые впадины, где отложились континентальные неогеновые осадки.

Весь этот сложный по строению массив, состоящий преимущественно из поднятого и обнаженного доальпийского фундамента, к северозападу погружается под осадочный чехол Паннонской низменности. Глубинное строение последней еще не выяснено во всех деталях. Но то, что известно, указывает на крайнюю неоднородность этого строения.

Прежде всего следует отметить, что далеко не вся Паннонская низменность должна рассматриваться как срединный массив. Ее восточная (румынская) часть, состоящая из гор Апусени и Трансильванской депрессии, имеет иную природу [285]. Трансильванская депрессия образовалась в конце миоцена на том месте, где находится наиболее внутренняя зона альпийского складчатого пояса Карпат, так называемая Дакийская зона. Таким образом, эта часть Паннонской низменности представляет собой позднюю впадину, наложенную на альпийскую складчатую структуру.

Срединный массив лежит западнее гор Апусени и Трансильванской впадины. В его фундаменте были обнаружены признаки байкальского диастрофизма, но последний общий диастрофизм был герцинский. Судетская фаза складчатости (между средним и поздним карбоном) была главной и завершающей в истории фундамента. К этому же времени приурочены региональный метаморфизм и внедрение гранитов. Образовавшиеся структуры имели почти повсеместно северо-восточное простирание, которое в некоторых районах сменялось северо-западным. Оба простирания являются резко секущими по отношению к складчатому обрамлению массива. И в дальнейшем в течение мезозоя геологическая зональность на срединном массиве сохраняла те же секущие простирания с сильным преобладанием северо-восточного.

В конце палеозоя Паннонский массив был поднят и подвергся денудации. Исключение составлял узкий грабен северо-восточного простирания («прогиб Игал-Бюкк»), в котором накопление глин и мелко-

водных известняков продолжалось до конца триаса. В триасе, юре и мелу на массиве возникали новые прогибы, мощность накопленных отложений в которых измеряется нередко тысячами метров. Развитие этих прогибов, однако, многократно прерывалось поднятиями. Наиболее устойчивой зоной прогибания был грабен Средне-Венгерских гор, который с кратковременными перерывами опускался с триаса до конца мела и в котором мощность осадков (главным образом известняков) достигла 5000 м. В другом прогибе (Мечек), опускавшемся с триаса до середины мела, накопилось около 2000 м карбонатных и глинистых осадков. Приблизительно столько же или несколько больше образовалось песчано-глинистых верхнемеловых и палеогеновых отложений в прогибе, занявшем в сеноне центральную полосу массива. Были и другие прогибы, начинавшие и закончившие свое развитие между триасом и палеогеном. В некоторых из них накопление осадков сопровождалось излиянием кислых и щелочных лав.

Все прогибы имели северо-восточное простирание. Они размещались параллельными рядами, но более молодые прогибы частично перекрывали более ранние. Прогибы ограничивались разломами и, по существу, их следует считать грабенами. В конце своего развития они подвергались дислокациям глыбового характера. По характеру развития их, вероятно, следует отнести к режиму парагеосинклиналей. Некоторое схематичное представление об их расположении можно получить из рис. 1. К сожалению, нет достаточных данных, чтобы установить, каковы были структурные соотношения между прогибами, усложнившими строение срединного массива, и структурами Карпат и Динарид.

Как уже указывалось, только со среднего миоцена (с тортона) Паннонская низменность приобрела облик единой структуры современных очертаний. Это была структура, испытывавшая в общем опускание. Но и в неогене последнее было крайне неоднородным. Весь массив был разбит на глыбы разломами северо-восточного и северо-западного простираний, и некоторые глыбы в течение плиоцена и плейстоцена погрузились на 4000 м, тогда как амплитуда прогибания других измерялась немногими сотнями метров. Окончательно континентальные условия наступили в Паннонской низменности в начале четвертичного времени.

Несомненно, что Паннонский срединный массив отличался от окружающих эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей Динарид и Карпат меньшей подвижностью. Его мезо-кайнозойские осадки не были подвергнуты региональному метаморфизму. Дислокации носили глыбовый характер. Проявления магматизма были слабые. Но все же история массива оказывается весьма сложной и это связано главным образом с тем, что в его пределах в разных местах и в разное время в течение мезозоя возникал и развивался парагеосинклинальный режим.

Огромные срединные массивы — *Колымский*, *Омолонский* и *Охотский* — известны на Северо-Востоке СССР. Они расположены внутри обширной киммерийской геосинклинали [90]. Омолонский и Охотский массивы имеют архейский фундамент, состав и строение которого не отличаются от Алданского щита. Простирание структур в фундаменте меридиональное, т. е. секущее по отношению к киммерийской геосинклинали. Чехол массивов разделяется на две серии. Нижняя серия — рифейская — состоит из терригенных и карбонатных отложений, подобных тем, которые встречаются на Сибирской платформе. Верхняя серия охватывает разрез от девона до юры. Она состоит также из терригенных и карбонатных пород, но с примесью вулканогенного

материала. Чехол пронизан разломами и залегание его слоев нарушено корбчатými складками, горстами, грабенами и широкими моноклиналями. На окраинах массивов в поздней юре и мелу образовались глубокие прогибы с накоплением в них грубых моласс, отвечающих орогенической стадии.

По поводу природы Колымского массива, который до недавнего времени считался типичным срединным массивом, сейчас возникли разногласия, заставляющие отложить рассмотрение его строения и истории до новых исследований.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ РЕЖИМАХ

При всем разнообразии индивидуальных ортогеосинклинальных (т. е. эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных) режимов в них есть весьма важные общие элементы, которые определяют их отличие от других режимов. Выше на такие общие элементы уже указывалось и сейчас мы только кратко напомним о них, а также выскажем несколько дополнительных замечаний.

Прежде всего общим элементом является большая контрастность вертикальных глыбово-волновых движений земной коры. Следующий элемент — большая роль глубинных взрезов. Эти два элемента тесно связаны между собой.

И контрастность вертикальных движений, и роль глубинных разломов возрастают в течение первой половины цикла развития геосинклинали, что особенно заметно там, где цикл начинается с предгеосинклинальной стадии с ее слабой дифференцированностью вертикальных движений.

Существует сплошной ряд переходов от наиболее активных эвгеосинклиналей к наиболее спокойным миогеосинклиналям. Его можно продлить к парагеосинклинальному режиму. Внутри ряда вместе с уменьшением контрастности вертикальных движений и размаха глубинных взрезов наблюдаются уменьшение объема начального магматизма и изменение его состава. Последнее состоит в том, что из состава продуктов начального магматизма выпадают ультраосновные породы, а с переходом от эвгеосинклинали к миогеосинклинали начальный магматизм почти угасает. Он полностью отсутствует в парагеосинклиналях.

Для того чтобы убедиться в существовании такого ряда, можно сравнить многие из тех примеров, которые были приведены выше. Например, Уральскую эвгеосинклиналь с ее мощным ультраосновным магматизмом можно сравнить с менее активными эвгеосинклиналями Альп, Динарид, Тянь-Шаня и далее с миогеосинклиналями Большого Кавказа, Верхояно-Колымской области, с миогеосинклинальными зонами других геосинклиналей и, наконец, с любыми из упомянутых парагеосинклиналей.

В течение доинверсионной стадии источник эндогенной активности находится в верхней мантии. Земная кора реагирует на эту активность преимущественно вертикальными движениями по разломам. Характер залегания в коре магматических пород мантийного происхождения свидетельствует о наличии в ней большой рассеянной проницаемости. Эта стадия проходит под знаком преобладания опусканий над поднятиями. В некоторых случаях наблюдается процесс усложнения внутрен-

него строения геосинклинали путем возникновения в ней новых интрагеоантиклиналей.

Позже наступает время, когда источники эндогенной активности перемещаются в кору. В ней развиваются региональный метаморфизм, анатектическая гранитизация, складчатость типа общего смятия. Эти процессы происходят в эвгеосинклиналях и миогеосинклиналях и сопровождаются образованием так называемых центральных поднятий, внутри которых и концентрируются. Поднятия постепенно разрастаются и вместе с ними распространяются на площади геосинклинали и указанные процессы. Совокупность последних соответствует инверсионной стадии развития геосинклинали. В эту стадию устанавливается равновесие между опусканиями и поднятиями. Поскольку соотношение между теми и другими зависит от общих колебательных движений и формирование центральных поднятий (частная инверсия) далеко не всегда совпадает во времени с установлением указанного равновесия, есть основания предполагать определенную степень независимости частной инверсии от общих колебаний. В результате перекристаллизации пород резко уменьшается проницаемость коры, в ней образуется кристаллический панцирь.

Центральные поднятия могут образоваться (одновременно или разновременно) в каждой интрагеосинклинали в отдельности, и тогда частная инверсия приводит к полному «зеркальному преобразованию» доинверсионных прогибов и поднятий. Но в геосинклинали может возникнуть всего лишь одно центральное поднятие, приуроченное к наиболее активному эвгеосинклинальному или миогеосинклинальному прогибу, а другие зоны в этом случае будут последовательно захвачены при расширении этого единственного поднятия. Наконец, частная инверсия может выразиться в образовании многих мелких поднятий (типа крупных глыбовых складок) внутри интрагеосинклиналей, после чего в поднятие вовлекается сразу широкая зона на этот раз без полного «зеркального преобразования» доинверсионных поднятий и прогибов. Тогда доинверсионное расчленение геосинклинали без существенных изменений переходит в размещение синклинорий и антиклинорий в конечной структуре геосинклинали. Так произошло, например, в Уральской геосинклинали.

В послеинверсионную стадию в коре прекращаются все процессы, указывающие на ее тепловое возбуждение. Геосинклиналь медленно поднимается, и хотя складчатость и движение тектонических покровов продолжаются, на первое место снова выступают смещения по вертикальным разрывам. Возникают новые условия проницаемости: в результате раскола кристаллического панциря она становится сосредоточенной вдоль глубинных разломов.

В парагеосинклиналях нет ни регионального метаморфизма, ни гранитизации, ни складчатости общего смятия. Но в них происходят движения по разломам и образуются крупные глыбовые складки и горсты. В этом процессе расчленения внутренней структуры парагеосинклинали глыбовыми поднятиями можно видеть по аналогии с тем, что было отмечено для Урала, ослабленную форму частной инверсии: метаморфизм, гранитизация и складчатость общего смятия с переходом от ортогеосинклинального режима к парагеосинклинальному исчезают, тогда как частная инверсия в ее «рассеянной» форме остается. Мы увидим дальше, что она сохраняется во многих случаях и при платформенных режимах.

Особое положение в геосинклиналях занимают срединные массивы. Это — обломки платформ. Тектоносфера под платформами характеризуется той тепловой ситуацией, при которой и мантия, и кора являются «холодными». Действительно, под срединными массивами должны находиться мощные глыбы относительно холодного материала: на это указывают типичные для массивов деформации, носящие в общем платформенный характер. О том же свидетельствует и отсутствие в осадочном чехле срединных массивов регионального метаморфизма. Однако срединные массивы находятся среди «бушующего моря» эндогенных процессов, вызванных в окружающих зонах активных геосинклинальных режимов тепловым возбуждением верхней мантии. Эти процессы наступают на срединные массивы и разрушают их. Мы видели, что края срединного массива могут «обрушиться», и тогда на их месте образуются эвгеосинклинальные или миогеосинклинальные зоны. Такие примеры были указаны из истории Динарид, Балкан и Малого Кавказа. Они объясняют, каким образом внутренняя структура массивов оказалась срезанной окружающими геосинклинальными зонами: очевидно, такое «обрушение» лежит вообще в основе взаимоотношения между активными геосинклинальными режимами и срединными массивами.

Отметим, что зоны наиболее активных эндогенных режимов в геосинклиналях имеют тенденцию развиваться в непосредственной близости от срединных массивов. Примерами являются Динариды, Балканы, Верхояно-Колымская зона. И именно при обрушении края срединного массива или при раскалывании его внутренних областей как-то особенно легко поднимаются к поверхности ультраосновные породы, хотя подготовка этого события чрезвычайно кратковременна и вертикальные движения коры отнюдь не достигают максимума контрастности. Примерами служат многочисленные «офиолитовые линии» Закавказья и Юго-Западной Азии. Если считать, что для подъема ультраосновных пород необходимы особенно глубокие разломы, то, вероятно, состояние вещества под срединными массивами (его хрупкость?) таково, что разломы очень легко проникают на большую глубину.

В других случаях разрушение срединных массивов приводит к образованию внутри них парагеосинклиналей и миогеосинклиналей — такие случаи были отмечены для Закавказья (образование Аджаро-Триалетской парагеосинклинали) и Паннонского массива, а обильные выделения при этом андезитовой магмы, как, например, в Аджаро-Триалетской парагеосинклинали, возможно, свидетельствуют о частичном плавлении тех кусков коры, которые подверглись «обрушению» и в той или иной мере погрузились в горячую верхнюю мантию.

Таким образом, срединные массивы — это обломки платформ, находящиеся в состоянии разрушения, которое в разных случаях зашло по-разному далеко.

ПЛАТФОРМЕННЫЕ РЕЖИМЫ

ВОЗРАСТ ПЛАТФОРМ

Важнейшей чертой строения платформ является их двухъярусность. На сильно деформированном и обычно в той или иной мере метаморфизованном, нередко пронизанном гранитами и другими магматическими породами фундаменте, как правило, с угловым несогласием залегает платформенный чехол. Последний деформирован относительно слабо, метаморфизован в малой степени или совсем не метаморфизован и содержит в своем составе значительно меньше магматических пород. Двухъярусность строения отражает ту общую закономерность в развитии земной коры, согласно которой платформенный режим исторически всегда следует за геосинклинальным. Состав и строение фундамента являются результатом геосинклинального развития, а чехол отражает платформенную стадию. Все особенности платформенного режима устанавливаются путем изучения состава и истории чехла.

Платформы разделяются в зависимости от времени окончания предшествующего геосинклинального режима, т. е. в зависимости от возраста наиболее молодых пород фундамента, на протоплатформы, древние и молодые платформы*.

Границы, разделяющие во времени эти три генерации платформ, проводятся несколько различно для северных (т. е. Северо-Американской, Восточно-Европейской и Сибирской) платформ и для платформ южной группы (Южно-Американской, Африканской, Индийской, Австралийской).

На северных платформах зоны байкальского диастрофизма из состава фундамента древних платформ исключаются и считаются принадлежащими к фундаменту молодых платформ. Таковы, например, байкалиды в фундаменте молодой Западно-Сибирской платформы. На южных платформах зоны байкальского диастрофизма повсеместно включаются в фундамент древних платформ и играют в его структуре важную роль. Например, на Африканской платформе — это складчатая система Катанги, система Мозамбикского пояса и отдельные зоны регионального метаморфизма и складчатости в Западной Африке.

Разное отношение к положению байкальского складчатого комплекса оправдывается следующим обстоятельством. С начала байкальского цикла (т. е. с начала позднего рифея) впервые в земной коре возникает устойчивое разделение земной коры материков на платформы и геосинклинальные пояса [108, 186]. В течение всех последующих эндогенных циклов геосинклинальные режимы развиваются только в пределах последних. Байкальские комплексы северных платформ явно принадлежат к геосинклинальным поясам, продолжающим развиваться

* Разделение платформ на древние и молодые было введено Н. С. Шатским [198]; характеристика протоплатформы впервые дана Е. В. Павловским [131, 132]. Однако с тех пор протоплатформы, хотя и постоянно упоминаются, почему-то не выделяются в самостоятельную генерацию наряду с древними и молодыми.

в фанерозое, а байкальские комплексы южных платформ не входят в состав последних. В тех зонах, где на южных платформах развиты дислоцированные и метаморфизованные комплексы верхнего рифея, байкальский цикл диастрофизма оказывается последним, и в дальнейшем эти зоны полностью присоединяются к окаймляющим их более древним участкам платформы, от них более ничем не отличаюсь. Поэтому такие байкальские геосинклинали часто именуется «внутриконтинентальными», или «внутриплатформенными» («интракратонными») [188].

Соответственно различен и верхний предел возраста протоплатформ. На северных материках — это эpiarхейские платформы, тогда как платформы эписреднепротерозойские (эпикарельские) именуется уже древними. На южных платформах к древним платформам относятся только эпибайкальские, а платформы со среднепротерозойским и даже среднерифейским фундаментом должны быть отнесены к протоплатформам.

Время окончания платформенного режима и смены его иным режимом в классификации платформ обычно не принимается во внимание. Раньше считалось, что платформа, образовавшись, устойчиво сохраняется в течение всего последующего геологического времени. Это действительно так для значительной площади древних и молодых платформ. Но это заведомо не так для многих протоплатформ, которые существовали в ту стадию развития земной коры, которая характеризовалась неустойчивым распределением эндогенных режимов: многие эpiarхейские протоплатформы оказывались местом последующего развития геосинклинальных режимов. Это неверно и для древних и молодых платформ в общем виде, так как развитие таких платформ в разное время сменялось орогенным режимом («тектоническая активизация платформ»), а также и геосинклинальным режимом («регенерация геосинклиналей»). Такие случаи нами будут рассмотрены, когда будут формулироваться общие закономерности смены режимов. Однако следует заметить, что в связи с наложением более интенсивных движений земной коры орогенной или геосинклинальной стадий на платформенные значительно более слабые движения история платформенной стадии в таких случаях расшифровывается с трудом и можно предполагать, что многие примеры «обратной» эволюции остаются незамеченными.

ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫЙ РЕЖИМ

Протоплатформы северных материков представляют собой сравнительно небольшие массивы ранней эpiarхейской консолидации, вкрапленные в фундамент древних платформ, имеющий в целом эписреднепротерозойский (эпикарельский) возраст [132, 133, 188, 190]. Размеры протоплатформенных массивов измеряются сотнями километров в поперечнике. Они имеют либо неправильную, либо грубо овальную и линзовидную форму в плане и «обтекаются» протогоеосинклинальными (протерозойскими) структурами (рис. 33). При этом характерно, что внутренняя структура архейского фундамента протоплатформ несогласна с контурами последних и ими срезается.

В большинстве случаев области эpiarхейской консолидации сейчас лишены протоплатформенного ниже- и среднепротерозойского чехла и покрываются непосредственно чехлом древней платформы, воз-

раст которого моложе среднего протерозоя. Возможно, во многих случаях протоплатформенный чехол в свое время формировался, но в эпоху последующего длительного поднятия участков эпиархейской консолидации был уничтожен. Очевидно, там, где нет протоплатформенного чехла, отсутствуют геологические документы, по которым можно было бы восстановить историю протоплатформенной стадии. Для ознакомления с последней мы должны выбирать участки, где протоплатформен-

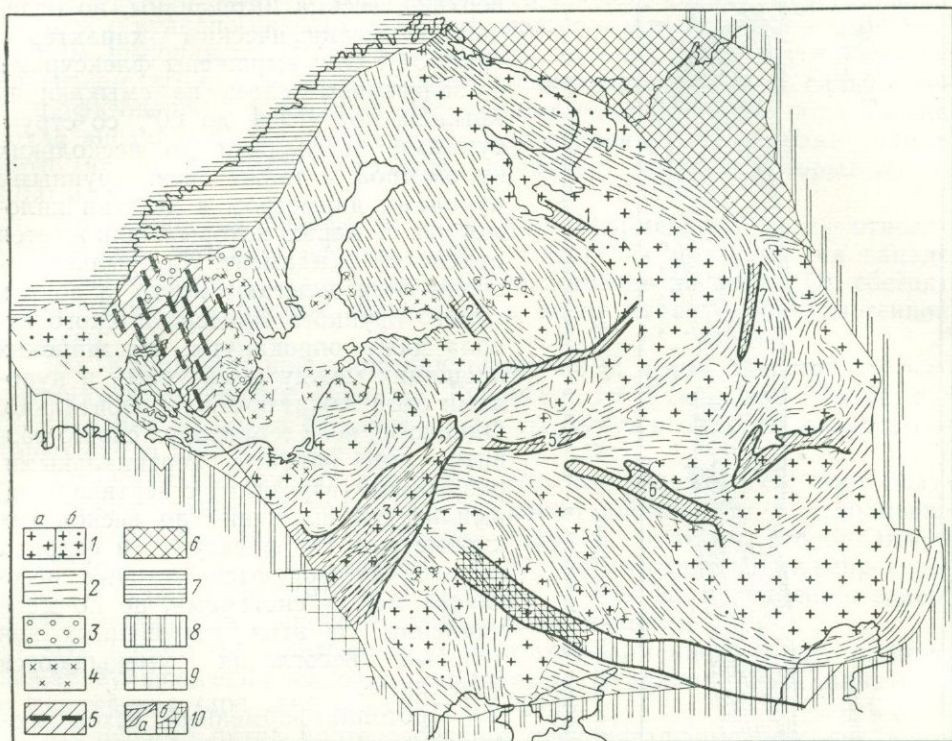


Рис. 33. Схема строения фундамента Восточно-Европейской платформы. По Р. А. Гафарову с упрощениями и дополнениями.

1 — архейские массивы: а — непереработанные, б — переработанные среднепротерозойским диасхизмом; 2 — ранне- и среднепротерозойские складчатые системы; 3 — готский комплекс — эффузивно-осадочные образования; 4 — готские гранитоиды (граниты типа рапакиви); 5 — дальсландский комплекс. Области складчатости: 6 — байкальской, 7 — каледонской, 8 — герцинской, 9 — альпийской; 10 — авлакогены: а — закончившие развитие в рифе, б — с длительной историей развития (1 — Беломорский, 2 — Ладожский, 3 — Оршанский, 4 — Московский, 5 — Средне-Русский, 6 — Пачелмский, 7 — Кажимский)

ный чехол сохранился. Приходится исключать также участки, где протоплатформенная стадия сменилась в дальнейшем геосинклинальным или орогенным режимом.

Интересующий нас чехол хорошо изучен в Южной Африке — в Родезии и на территории ЮАР. Там на архейском гранито-гнейсовом и зеленокаменном, чрезвычайно сложно деформированном фундаменте залегает протоплатформенный чехол, состоящий из осадочных и вулканогенных пород очень большой мощности [51, 195]. Осадочная часть разреза чехла сложена кварцитами, сланцами, конгломератами (знаменитыми своей золотоносностью), кремнистыми породами и в меньшей мере доломитами. В верхней части разреза преобладают красноцветные породы. Вулканогенные компоненты состоят как из кислых, так и из

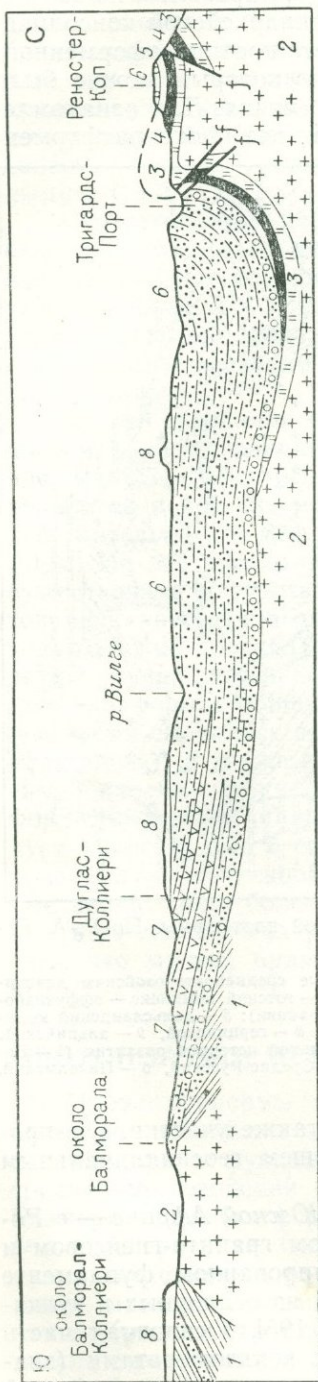


Рис. 34. Разрез через Ватербергскую синклиналь около Балморала. По А. Дю-Тойту.

1 — преторийские слои; 2 — красный гранит; свита Ройберг: 3 — фельзиты, 4 — сланцы, 5 — вулканический агломерат; 6 — ватербергские слои; 7 — диабазы; 8 — слои Карру

основных лав. Породы метаморфизованы вплоть до зеленосланцевой фации.

Суммарная мощность протоплатформенного чехла достигает 18 000 м.

Тектонические деформации в целом во всех системах, кроме самой верхней, весьма интенсивны, но отличаются специфическим характером (рис. 34). Они выражены флексурами с залеганием слоев на смыкающих крыльях под углом до 60° , со структурными перепадами до нескольких километров, а также очень крупными куполами диаметром в десятки километров, в ядрах которых обнажается архейский фундамент. На крыльях куполов слои залегают круто, а вокруг самого крупного Вредерфортского купола даже опрокинуты. На широких площадях между флексурами и куполами слои лежат почти горизонтально. Однако на всей территории своего развития они разбиты вертикальными разрывами (взрезами) с вертикальной амплитудой смещения до нескольких километров. На флексурах и склонах куполов наблюдаются угловые несогласия между системами, но по мере удаления от этих нарушенных зон угловые несогласия уменьшаются и исчезают.

Протоплатформенный чехол прорывается многочисленными интрузиями. Наиболее крупной и характерной является лополитовая интрузия Бушвелд, представляющая собой расслоенный комплекс пород от ультраосновных до гранитов. Лополит вытянут широтно и имеет протяженность 480 км. Мощность его измеряется километрами.

Предполагается, что большие купола, нарушающие залегание чехла, вызваны механическим действием интрузий, подобных Бушвелдской, но оставшихся на глубине.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы [37, 43, 109, 111, 165] существует большое число глыб эпиархейской консолидации, возраст которой около 2,6 млрд. лет (см. рис. 33). Они «впаяны» в зоны

среднепротерозойской консолидации (1,7—1,9 млрд. лет), определившей образование цельного фундамента древней платформы. Но протоплатформенный чехол сохранился только отдельными пятнами на небольших площадях. К нему относятся ятулийский, суйсаарский, вепский и овручский комплексы, сложенные разнообразными метаморфизованными (до зеленосланцевой фации) осадочными породами как мелководно-морского, так и континентального происхождения, переслаивающимися с вулканогенными породами, преимущественно основными. Эти породы выполняют отдельные прогибы, залегая резко несогласно на архейском сложноподформированном, гранитизированном и сильно метаморфизованном основании. На заключительном этапе образования чехла внедрились как основные и ультраосновные, так и гранитоидные интрузии, среди которых граниты рапакиви, возраст которых около 1750 млн. лет.

На Сибирской платформе к протоплатформенному чехлу относят удоканский вулканогенно-осадочный комплекс, развитый на западе Алданского щита и залегающий непосредственно на архее. Он состоит из песчаников и кислых эффузивов и носит характер вулканогенной молассы.

На Канадском щите протоплатформенный чехол представлен осадочно-вулканогенными сериями Гуронской и Кьювинау. После его образования возникли большие лополиты Дулут и Сёдбери, возраст которых около 1100 млн. лет [188].

Относительно южных платформ, где, как указывалось, протоплатформенная стадия продолжалась до конца протерозоя, в дополнение к тому, что упоминалось о Южной Африке, отметим, что в Южной Америке к протоплатформенному чехлу можно отнести нижнепротерозойскую серию Рораима на Гвианском щите. Ее накопление завершилось излиянием и внедрением базальтовой магмы [188].

На Индийской платформе к протоплатформенному чехлу принадлежат вулканогенно-осадочные комплексы Куддапах (1400 млн. лет) и Виндийский (400—550 млн. лет) [69, 276].

Отдельные пятна протерозойского протоплатформенного чехла известны в Австралии.

Таким образом, протоплатформы там, где сохранился их чехол, характеризуются значительными мощностями накопленных в прогибах фундамента мелководно-морских, континентальных и вулканогенных пород, крупными формами глыбовой тектоники (флексурами и вертикальными смещениями по глубинным разломам с амплитудой, измеряемой километрами, а также огромными куполами), большими интрузиями, сложенными породами от ультраосновных до кислых, и многочисленными меньшими интрузиями, состоящими из основных, щелочных и кислых гипабиссальных пород.

Следует также отметить широко распространенное на протоплатформенной стадии явление так называемого диасхизиса [161] — метаморфического «омоложения». В частности, диасхизис широко развит в архейских глыбах Восточно-Европейской платформы. Он выражен в появлении в архейском материале метаморфических минералов среднепротерозойского (карельского) возраста. Особенно сильно диасхизис проявляется на южных платформах, имея возраст до позднего протерозоя включительно. Это явление может вызвать серьезные затруднения в определении абсолютного возраста некоторых массивов. В ряде случаев оно может быть ошибочно принято за проявление полного цикла

геосинклинального развития, тогда как в действительности ограничено рассеянным прогреванием пород и привнесом в них с флюидами некоторых новых элементов.

РЕЖИМ ДРЕВНЕЙ ПЛАТФОРМЫ

ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Выше уже было отмечено различное время окончательного формирования фундамента древних платформ для северных и южных материков.

Сейчас мы лишь несколько уточним возраст фундамента отдельных платформ*.

Фундаменты Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ по своему строению весьма сходны между собой (см. рис. 33; рис. 35). На обеих платформах имеются многочисленные участки эпиархейской консолидации, обтекаемые зонами, испытавшими последний сильный диастрофизм 1,9—1,7 млрд. лет назад. Время этого диастрофизма, называемого у нас карельским, является временем окончательного образования древних платформ, которые, следовательно, в целом оказываются эпикарельскими.

На юго-восточной окраине Канадского щита развит гренвильский метаморфический комплекс, возраст которого около 1 млрд. лет. Однако изотопные определения выделяют в нем минералы архейского и среднепротерозойского (карельского) возраста. Пока еще не вполне ясно, имеем ли мы в этом случае результат полной геосинклинальной переработки

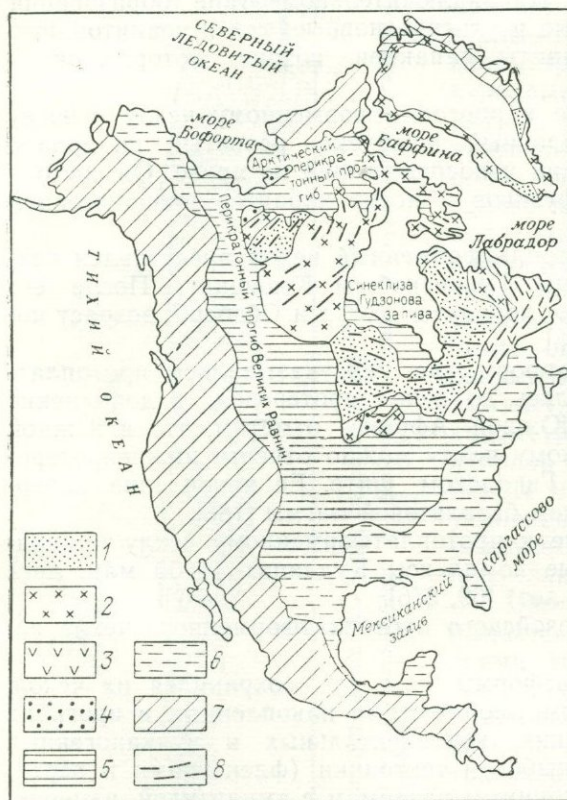


Рис. 35. Тектоническая схема Северной Америки. По В. Е. Ханну с упрощениями.

Зоны диастрофизма: 1 — архейского, 2 — ранне- и среднепротерозойского (карельского), 3 — позднепротерозойского (байкальского), 4 — докембрийского неизвестного возраста; 5 — осадочный чехол древней платформы; 6 — осадочный чехол молодой платформы и орогеническая эпиплатформенная зона; 7 — фанерозойская складчатая зона; 8 — простираение структур

значительно более древних пород или же только частичный диасхизис. Автор считает, что сумма данных скорее указывает на вторую возмож-

* Основная сводная литература о древних платформах следующая: А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич [178], В. Е. Ханн [188], Геохронология СССР [39], П. Н. Кропоткин и др. [43], М. В. Муратов [109], М. С. Кришнан [69], Д. Браун, К. Кемпбелл, К. Крук [25].

ность. Точно так же, по нашему мнению, диасхизис ответствен за выделение на западе Восточно-Европейской платформы готского комплекса, возраст метаморфизма которого около 1400 млн. лет.

Менее ясен вопрос о древней Сибирской платформе. Возможно, она почти на всей своей площади является эпиархейской, и в этом слу-

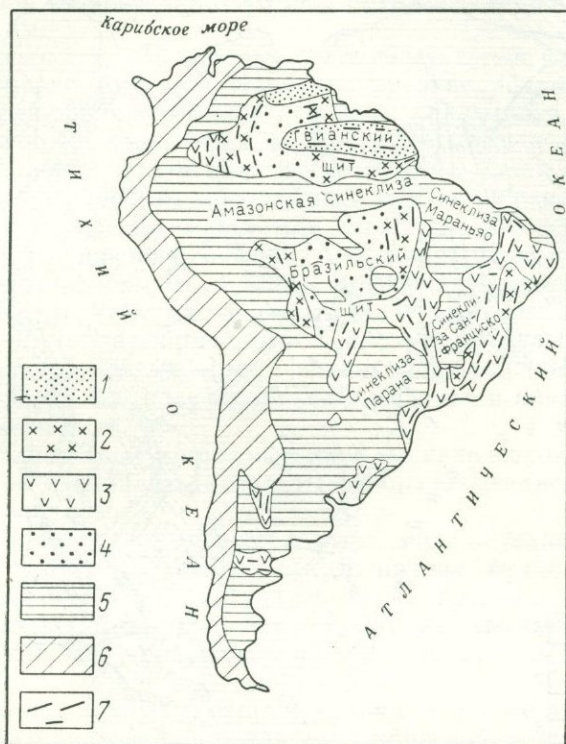


Рис. 36. Тектоническая схема Южной Америки. По В. Е. Хаину с упрощениями.

Зоны диастрофизма: 1 — архейского, 2 — ранне- и среднепротерозойского (карельского), 3 — позднепротерозойского (байкальского), 4 — докембрийского неизвестного возраста; 5 — осадочный чехол древней платформы; 6 — фанерозойская складчатая зона; 7 — простирание структур

чае необходимо выделять и предшествующий древней платформе протоплатформенный этап. Но почти полное отсутствие протоплатформенного чехла лишает возможности что-либо сказать относительно этого этапа. Возможно, в течение раннего и среднего протерозоя Сибирская платформа была почти целиком поднята и размывалась [47].

В фундаменте южных древних платформ наряду с участками эпиархейской и эпикарельской консолидации имеются зоны, где интенсивные процессы диастрофизма завершались в разное время в течение всего позднего протерозоя вплоть до байкальской эпохи диастрофизма.

Например, в Южной Америке в состав Гвианского и Бразильского щитов входят зоны, в которых конечный диастрофизм имел место 1200—1100 млн. лет назад (рис. 36). В Африке [168] в зоне Кибара—Урунди—Карагве—Анколе главный диастрофизм произошел 1300 млн. лет назад, т. е. в конце раннего рифея. Рифейский диастрофизм

известен также в Западной и Северо-Западной Африке (рис. 37). В Индии породы Виндийской системы претерпели диастрофизм 1100—910 млн. лет назад [268]. В Австралии важные события — деформации,

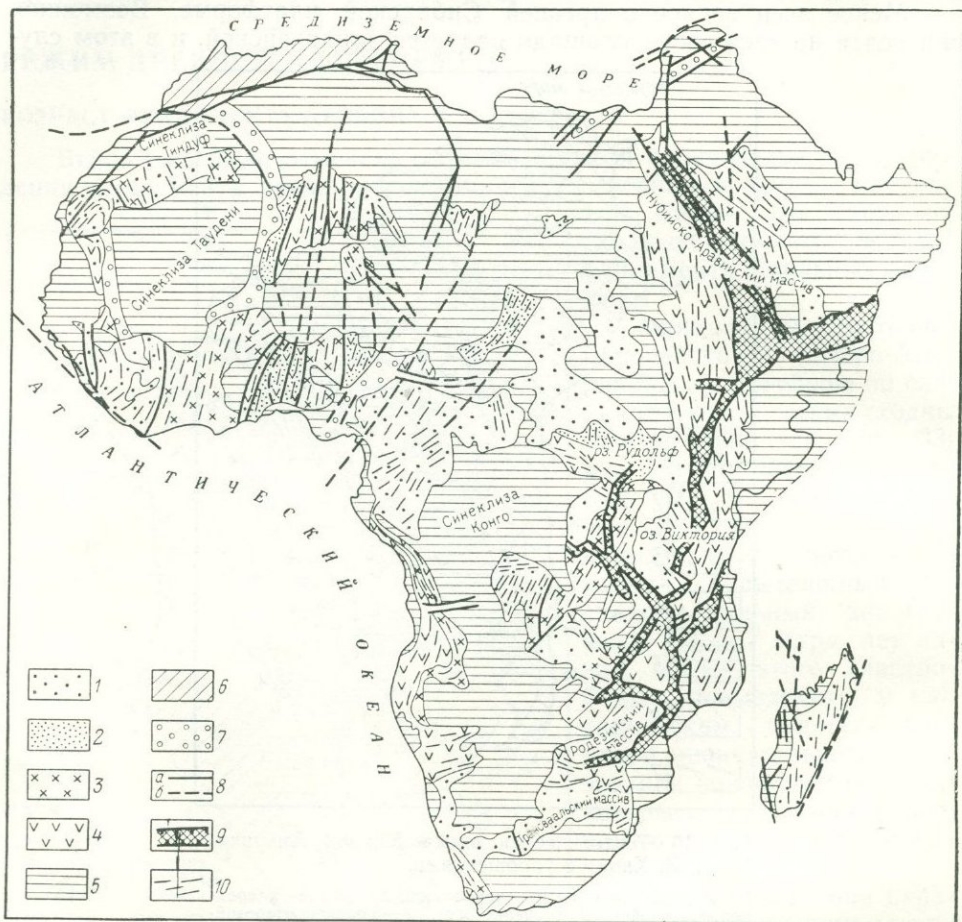


Рис. 37. Тектоническая схема Африки. По В. Е. Хаину с упрощениями и изменениями.

1 — докембрийский фундамент неизвестного возраста; 2 — области архейской консолидации фундамента (3000—2600 млн. лет); 3 — области раннепротерозойской консолидации (2000—1700 млн. лет); 4 — области консолидации конца протерозоя — начала палеозоя (около 800 млн. лет); 5 — осадочный чехол древних платформ, позднепротерозойский и фанерозойский; 6 — фанерозойские складчатые комплексы; 7 — парагеосинклинали; 8 — крупные разрывные нарушения (а — очевидные, б — предполагаемые); 9 — рифты; 10 — простирание структур

метаморфизм, гранитизация — протекали 1400—1300, а также 1100—950 млн. лет назад. В течение всего протерозоя на южных платформах были развиты и явления диасхизиса, которые на северных платформах закончились к началу позднего протерозоя.

НАЧАЛО ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕХЛА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

На Восточно-Европейской древней платформе, изученной намного лучше любой другой платформы, хорошо выделяется начальная стадия образования чехла, которая именуется авлакогенной [203, 112, 81, 125, 27, 161]. В эту стадию накопление чехла на размытой поверхности

фундамента происходило в узких линейных зонах опускания, ограниченных разломами,— авлакогенах. Последние являются длительно развивающимися грабенами, а особый термин для них оправдан их положением в истории платформ. Главными авлакогенами являются Пачелмский, Оршанский, Кажимский, Ладожский, Беломорский, Средне-Русский, Московский (см. рис. 33). Их ширина от 30 до 60 км, длина до 250 км.

В авлакогенах накапливались осадочные серии континентального и лагунного происхождения. Наиболее древние осадки принадлежат, возможно, среднему рифею, но в основном авлакогены Восточно-Европейской платформы выполнены верхнерифейскими и вендскими осадками. В наиболее глубоком авлакогене — Пачелмском,— где мощность осадков достигает 1200 м, абсолютный возраст нижней свиты (каверинской) был определен в 945 млн. лет, что соответствует рубежу между средним и поздним рифеем. Учитывая, что наиболее молодые члены протоплатформенного чехла в Восточной Европе имели возраст не менее 1500 млн. лет, мы должны заключить, что между концом образования протоплатформенного чехла и началом формирования чехла древней платформы был период, продолжавшийся не менее 500 млн. лет, когда вся платформа была поднята и накопления осадков на ней не происходило.

Стадия авлакогенов сопровождалась вулканической деятельностью: вдоль разломов изливались базальты и образовывались пластовые интрузии габбро-диабазов.

Авлакогены как обособленные и узкие зоны опускания земной коры и накопления осадков существовали до начала венда, когда процесс опускания стал постепенно выходить за их пределы, захватывая все более широкие пространства. Так авлакогены сменились обширными пологими прогибами — синеклизами. Этот процесс завершился к началу кембрия.

Определенных данных о существовании таких же авлакогенов в начальные этапы образования чехла на Сибирской и Северо-Американской платформах нет, хотя некоторые предположения о возможном наличии таких структур и делались [145, 48]. На Сибирской платформе первый маломощный покров осадочных пород, несогласно лежащий на фундаменте, образовался в среднем рифее. Потом наступила регрессия, и сплошной чехол древней Сибирской платформы начал формироваться с венда, а на Северо-Американской платформе сплошной осадочный чехол начал покрывать фундамент лишь в кембрии, преимущественно позднем.

О стадии авлакогенов для южных платформ ничего не известно. Возможно, аналогичную Восточно-Европейским авлакогенам историческую роль играют позднепротерозойские «внутриконтинентальные» протогеосинклинали. Отличием этих зон от авлакогенов Восточно-Европейской платформы являются складчатые деформации и метаморфизм выполняющих их пород. В авлакогенах Восточно-Европейской платформы дислокации ограничиваются глыбовыми, а метаморфизм отсутствует.

СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Часть древней платформы, имеющую на себе осадочный чехол, называют плитой. Плиты древних платформ, где фундамент скрыт на глубине, противопоставлены щитам — участкам, где фундамент

обнажен на поверхности. Плиты и щиты являются наиболее крупными структурными формами древних платформ. Типичные щиты являются не просто результатом пологого поднятия кровли фундамента к поверхности: они обычно окаймлены более или менее выраженной флексурой и, таким образом, представляют собой крупные положительные структурные формы с устойчивыми и определенными очертаниями [199]. Структурная определенность щитов отражена и в их исторической устойчивости в качестве областей поднятия и денудации. Примерами являются Канадский, Балтийский, Анабарский, Алданский щиты на северных платформах или Гвианский, Западно- и Восточно-Бразильский, Капско-Аравийский, Индостанский, Западно-Австралийский — на южных.

Плиты и щиты разделяются на положительные и отрицательные структурные формы следующего порядка — антеклизы и синеклизы. Эти структурные формы отражают историю вертикальных (волновых колебательных) движений земной коры, в связи с чем синеклизы характеризуются не только синклинальным залеганием выполняющих их свит осадочных пород, но и увеличением мощности последних по направлению внутрь синеклизы, а также изменением фаций от более прибрежных на краях к более удаленным от берега в центральных частях.

Но наблюдаемые сейчас синеклизы и антеклизы, в равной мере как те, которые обрисовываются подошвой чехла (или, что то же, рельефом кровли фундамента), так и те, которые устанавливаются по любому другому стратиграфическому уровню, представляют собой результат суммирования всех вертикальных движений, происходивших со времени выработки данного стратиграфического уровня. Поскольку размещение поднятий и прогибов коры с течением времени менялось, отдельные наблюдаемые сейчас синеклизы и антеклизы имеют разный возраст. На схеме рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы (рис. 38 см. вкладку в конце книги) почти одинаково вырисовываются Рязанско-Саратовская и Днепровско-Донецкая синеклизы. Но первая образовалась в рифее в форме авлакогена, существовала в качестве зоны прогибания до конца венда, а затем опускания в ней полностью прекратились. Поэтому в залегании всех последующих фанерозойских отложений эта синеклиза никак не отражается. В Днепровско-Донецкой синеклизе основным временем прогибания был на востоке каменноугольный период, а на западе — меловой. Аналогичные случаи разновозрастности синеклиз и антеклиз можно найти на любой платформе.

Границы синеклиз и антеклиз в ряде случаев осложнены разрывами (взрезами) обычно с малой амплитудой вертикальных перемещений.

Следующий порядок структурных форм составляет морфологически весьма разнообразная семья «платформенной складчатости». Здесь наблюдается как глыбовая складчатость, выраженная различными куполами, валами, поднятиями неправильной формы, так и складчатость нагнетания в форме диапировых куполов. Та и другая закономерно сопровождаются разрывными дислокациями, преимущественно в форме взрезом.

Имеется огромная литература, посвященная платформенным валам, куполам и диапирам, что избавляет нас от необходимости приводить здесь их описание [32, 153, 154, 169].

Отметим лишь наиболее важные свойства этих дислокаций.

Складки нагнетания имеют поверхностную природу. Они возникают внутри осадочного чехла, будучи связаны с инверсией плотности пород, возникающей в процессе седиментации. Однако вертикальные разломы в фундаменте платформы там, где они есть, оказывают влияние на размещение этих складок: последние концентрируются обычно над разломными уступами кровли фундамента.

Значительно более прямую роль играют вертикальные разломы (взрезы) в формировании складчатости глыбового типа. В сущности вся такая складчатость порождена разломами. Если в поверхностных осадочных толщах она и выражена сплошь и рядом валами и куполами, образованными пластическими изгибами слоев, то на глубине, в фундаменте, все такие структурные формы заменяются либо двусторонними, либо односторонними горстами. Характерно также, что в большинстве случаев глыбовые складки асимметричны: один их склон, расположенный, вероятно, над разломом, обычно круче другого.

В отличие от складчатости нагнетания глыбовая складчатость представляет собой глубинное явление. Процессы, вызывающие ее, происходят в нижних слоях коры или под корой. Формирование глыбовой складчатости является важным глубинным тектоническим процессом на платформах, и он должен обязательно рассматриваться в ряду других эндогенных процессов.

Особенностью этих дислокаций является то, что они представлены одними положительными структурами — поднятиями разного размера и различной формы, а отрицательные структуры имеют вид остаточных депрессий. Этим дислокациям свойственно большое морфологическое разнообразие, которое, очевидно, зависит от различных размеров и форм смещенных глыб фундамента, а также от амплитуды их подъема. Для всей глыбовой складчатости характерен длительный и постепенный рост, но скорость его с течением времени сильно меняется.

Например, Краснокамский вал на востоке Восточно-Европейской платформы особенно быстро поднимался в конце позднего карбона — начале перми, в конце артинского века — начале кунгурского, в конце раннего и начале среднего кунгура и т. д. Наиболее интенсивное поднятие Жигулевского вала происходило в шигуровско-семилукское время, после чего подъем постепенно замедлился и к концу девона прекратился совсем. Поднятие возобновилось в верейское время, но потом долгое время вал не двигался. Он сильно поднялся и принял современную форму в неогене — антропогене.

Была отмечена синхронность ускорения и замедления роста глыбовых складок, расположенных на широких территориях. Однако начало роста отдельных складок падает на разное время. Например, Туймазинский вал в Башкирии начал подниматься с начала девона, Серафимовско-Балтаевский — в конце живетского века, Сокско-Шешминский и Вятский валы — в начале карбона.

Продолжительность роста отдельных глыбовых складок также различна. Одни из них на востоке нашей платформы поднимались только в девоне, другие — до конца палеозоя, третьи продолжали расти в мезозое и кайнозое.

Хотя вопрос полностью не изучен, по-видимому, общим является ускорение поднятия глыбовых складок в начале и конце эндогенных циклов (например, в начале девона, в позднем палеозое, в неоген-четвертичное время) и замедление их поднятия в середине цикла (в конце девона — карбоне, в мелу и палеогене).

В истории развития многих глыбовых складок отмечается инверсия: такие складки поднялись из существовавших ранее на их месте депрессий [16].

Наконец, важным обстоятельством является то, что местами максимального развития глыбовых складок на платформах являются синеклизы. Обычно рост складок происходит одновременно с прогибанием синеклиз и накоплением осадков. В самой общей форме существует то соотношение, что глыбовая складчатость тем более интенсивна, чем больше прогибание синеклизы. Например, на Восточно-Европейской древней платформе в среднем и позднем палеозое наиболее интенсивно росли глыбовые складки в Волго-Уральской области, где прогибание земной коры в то время было максимальным.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Изучение истории развития древних платформ главным образом путем анализа мощностей, фаций и условий залегания осадочных свит чехла позволяет установить в ней сочетания следующих процессов:

- а) ритмической смены общих поднятий и опусканий (общие колебательные движения);
- б) устойчиво направленного развития так называемых «автономных» поднятий и опусканий (щитов и плит, антеклиз и синеклиз);
- в) развития «наведенных» периферических прогибов (перикратонных опусканий);
- г) развития платформенной складчатости — глыбовой и нагнетания.

Ритмическая смена общих поднятий и опусканий. Она представляет собой одно из выражений цикличности эндогенных процессов. На платформах оно является основным и часто единственным. Конкретно ритмичность общих колебаний проявляется в смене трансгрессий и регрессий, а также в закономерной последовательности осадочных формаций. Известно, что наиболее крупные ритмы имеют продолжительность около 200 млн. лет. Они усложняются ритмами многих более высоких порядков. Есть основания полагать, что чем короче ритм, тем более локальное значение он имеет.

Здесь достаточно будет отметить, что ритмическая смена общих поднятий и опусканий накладывается на процессы, обозначенные выше буквами «б» и «в». В результате последние приобретают во времени «волнообразный» характер с чередованием эпох активизации и успокоения.

Классический пример общих колебаний мы находим в фанерозойской истории Восточно-Европейской платформы. Он неоднократно описывался [155, 156, 157], поэтому мы ограничимся двумя рисунками, обобщающими данные об этих колебаниях; рис. 39 иллюстрирует периодическое изменение площадей осадконакопления в связи с каледонским, герцинским и альпийским циклами, а рис. 40 — периодическое изменение характера преобладающих осадочных формаций.

Ритмичность общих колебаний видна и в истории развития Сибирской платформы. Здесь, как отмечалось, формирование сплошного осадочного чехла началось с венда. Хорошо выделяется каледонский цикл. После широкого развития вендских и кембрийских отложений, представленных в основании терригенными, а выше — преимущественно карбонатными породами, в ордовике область осадконакопления умень-

шилась. Еще больше она сократилась в силуре, когда преобладали красноцветные и галогенные осадки. В конце силура произошло полное поднятие платформы, что и знаменовало окончание каледонского цикла.

Новое прогибание началось в девоне. Это время можно считать началом герцинского цикла. Среди отложений девона преобладают континентальные и лагунные. Уже в начале визейского века началось

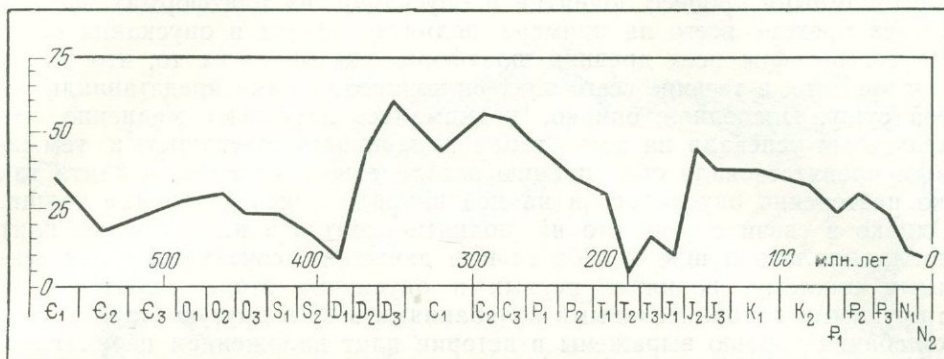


Рис. 39. Изменение площади осадконакопления (в %) к общей площади Восточно-Европейской платформы для фанерозоя. По А. Б. Ронову и др.

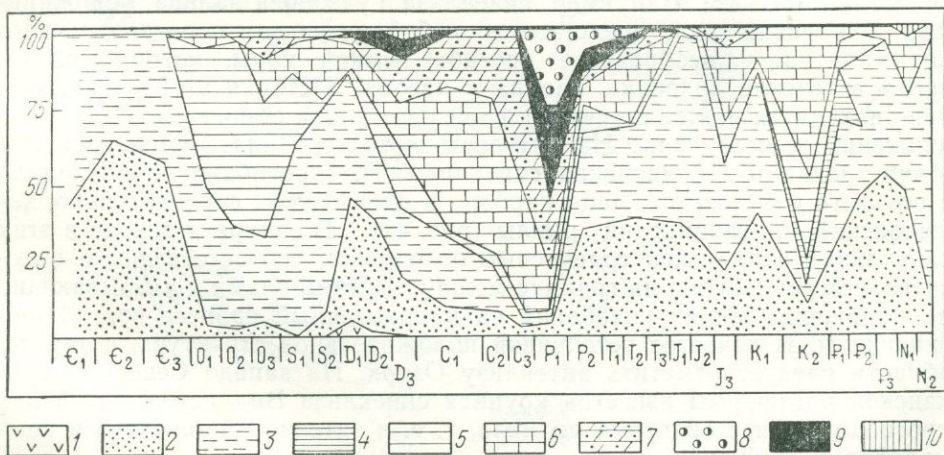


Рис. 40. Периодичность осадочных формаций на Восточно-Европейской платформе. Изменение процентного соотношения объемов осадочных формаций в фанерозое. По А. Б. Ронову и др.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — кремнистые породы; 5 — мергели; 6 — известняки, мел; 7 — доломиты; 8 — гипс; 9 — соль; 10 — эффузивы и туфы

быстрое уменьшение площади осадконакопления, и к среднему карбону морские условия повсеместно сменились континентальными: формировалась угленосная свита. В конце перми последовало новое полное поднятие платформы; так завершился герцинский цикл.

В мезозое на востоке платформы относительно широко развитые морские осадки лейаса сменились в средней юре преимущественно континентальными фациями, а в течение мела осадконакопление практически прекратилось. Следовательно, в отличие от Восточно-Европейской

платформы в мезо-кайнозой ритм общих колебаний на Сибирской платформе подчинялся не альпийскому, а киммерийскому циклу с заключительным поднятием уже в конце мела.

Устойчивые, направленно развивающиеся поднятия и опускания.

Они были названы В. Е. Хаиным [188] «автономными» в отличие от «наведенных» периферических прогибов, о которых речь будет дальше. «Автономный» процесс поднятий и опусканий на платформах наблюдается прежде всего на примере поднятия щитов и опускания плит. Палеогеография всех древних платформ указывает на то, что щиты, как правило, в течение всего платформенного режима представляли собой сушу. Последняя, однако, поднималась настолько медленно, что денудация успевала на всех этапах выравнять поверхность и тем самым препятствовала образованию расчлененного рельефа, а плита так же постепенно опускалась и на ней накапливались осадочные толщи. Однако в связи с тем, что на поднятие щитов и на опускание плит накладывались общие колебательные движения, связанные с эндогенными циклами, поднятие первых и опускание вторых происходили с крупными дополнительными колебаниями в ту и другую сторону. Эти колебания хорошо выражены в истории плит наложением перемежающихся трансгрессий и регрессий на общее их опускание.

Хорошие примеры устойчиво развивающихся платформенных структур следующего порядка мы находим на Северо-Американской платформе [55, 62, 188]. Например, синеклиза Гудзонова залива, усложнившая Канадский щит, представляет собой результат пологого, малого по амплитуде чашеобразного прогиба земной коры, который развивался в течение ордовика, силура и девона. История этой синеклизы явно находится под влиянием каледонского цикла общих колебательных движений земной коры. На юго-востоке той же платформы известны Мичиганская и Иллинойская синеклизы, где прогибание происходило с позднего кембрия до конца карбона и охватывало, следовательно, каледонский и герцинский циклы (рис. 41). В силуре и девоне в этих синеклизах отлагались соленосные отложения, соответствующие относительно поднятию на границе между двумя циклами и указывающие на наложение общих колебаний на направленный процесс прогибания синеклизы. В качестве устойчивой положительной структуры в той же области следует отметить антеклизу Озарк. На западе Северо-Американской платформы известна крупная синеклиза Виллистон, устойчиво прогибавшаяся с ордовика до мела, т. е. в течение герцинского и киммерийского циклов.

Типичной «автономной» синеклизой является синеклиза Конго в Африке. В современных своих границах эта огромная структура развивалась с конца юры. В ее внутренних частях прогибание продолжалось вплоть до новейшего времени, т. е. в течение всего альпийского цикла.

В Южной Америке устойчиво и длительно формировались синеклизы Мараньяо и Парана (обе прогибались с силура до триаса, т. е. в течение герцинского цикла), а также Сан-Франсиску, прогибавшаяся в мезозое.

На Восточно-Европейской платформе крупными «автономными» структурами являются Балтийский щит и Русская плита. Первый в течение всей истории платформы устойчиво поднимался, вторая столь же устойчиво опускалась, а колебания в этих процессах длительно направленных движений были вызваны наложением на них ритмических об-

щих колебательных движений. Накопление осадочного чехла на Русской плите в ходе все большего опускания земной коры изображено в форме диаграммы на рис. 42. Мы видим, что максимальная скорость прогибания была в среднем и позднем палеозое, т. е. в герцинском цикле; она была очень малой в каледонском цикле и умеренной в альпийском. На том же графике видны и колебания скорости опускания

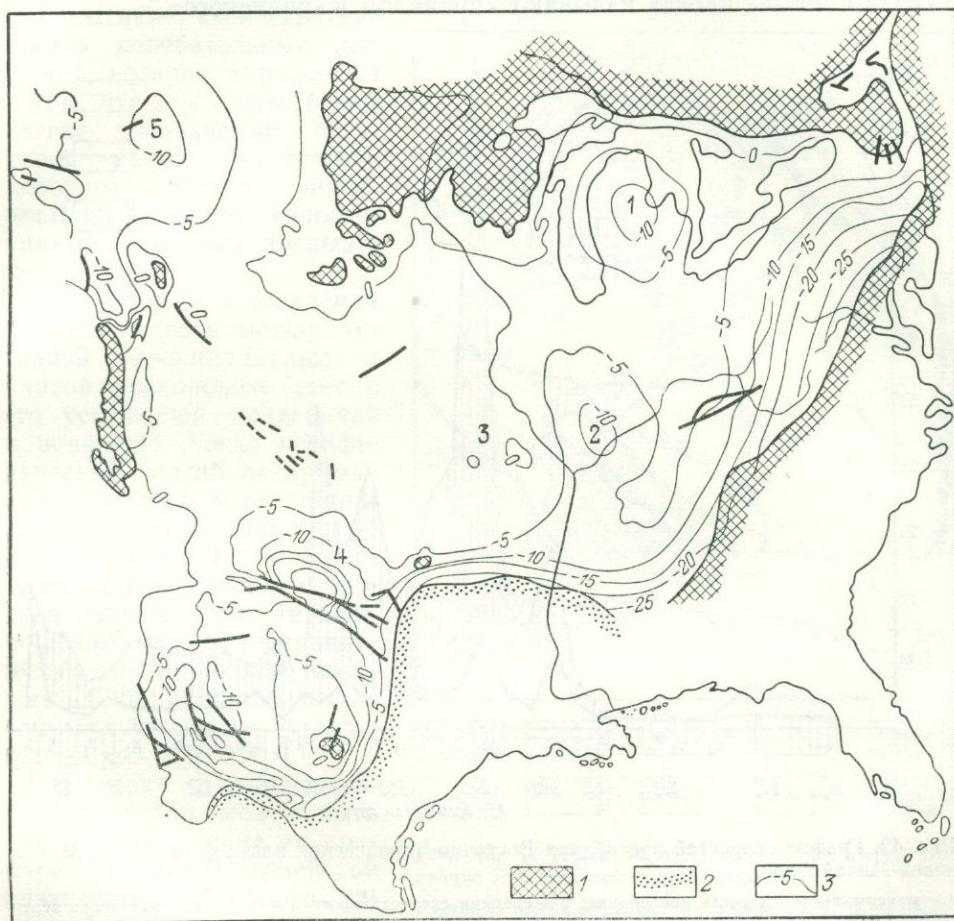


Рис. 41. Схема рельефа докембрийского фундамента Северо-Американской платформы. По А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу.

1 — выходы докембрийского фундамента на поверхность; 2 — геосинклиналь Уачита; 3 — глубина залегания фундамента (в тыс. футов). 1 — Мичиганская синеклиза; 2 — Иллинойская синеклиза; 3 — антеклиза Озарк; 4 — Ардморская синеклиза; 5 — синеклиза Виллстон

земной коры, вызванные наложением общих колебательных движений.

Развитие периферических прогибов, или как их назвал Е. В. Павловский [129], перикратонных прогибов, представляет собой важнейшую сторону истории древних платформ, определяющую основные особенности их строения. В самом общем виде дело сводится к тому, что при формировании осадочного чехла окраины платформ прогибаются в наибольшей степени и оказываются областями преимущественного существования морского режима и наиболее мощного накопления осадков,

тогда как центральные, или осевые, районы платформы проявляют тенденцию к абсолютному или относительному поднятию.

Это общее правило дополняется тем, что периферические прогибы всегда возникают на той окраине платформы, которая граничит с наиболее активно живущей в данном эндогенном цикле геосинклиналью. Последняя закономерность впервые подмечена А. П. Карпинским [58], в связи с чем ее иногда называют «правилом Карпинского».

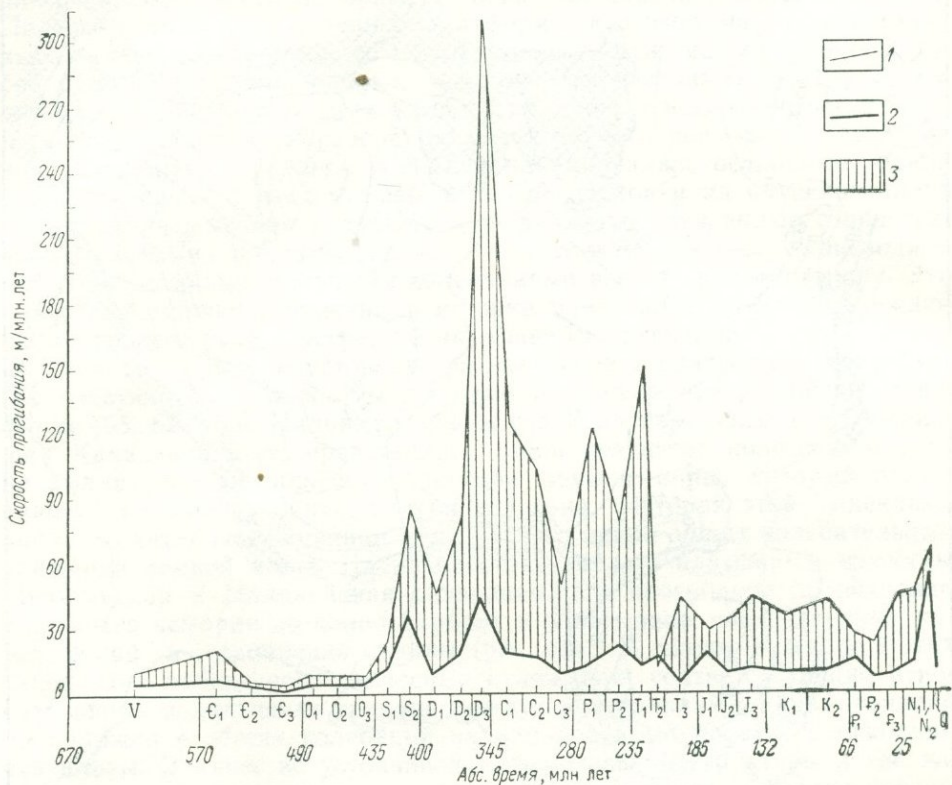


Рис. 42. График скоростей прогибания Восточно-Европейской платформы. По А. М. Сычевой-Михайловой.

1 — максимальная скорость прогибания; 2 — средняя скорость прогибания; 3 — контрастность вертикальных движений

В истории периферических прогибов можно видеть результат распространения на платформу в чрезвычайно ослабленном виде прогибания, которое происходит в соседней геосинклинали. Действительно, с некоторым опозданием по отношению к началу прогибания в геосинклинали периферический прогиб в течение первой половины эндогенного цикла распространяется от геосинклинали все дальше внутрь платформы. Во второй половине цикла, когда в геосинклинали начинают преобладать поднятия, опять же с некоторым опозданием и периферический прогиб сокращается в своей ширине, наиболее устойчиво при этом сохраняясь в областях, примыкающих к геосинклинали. А когда геосинклиальный режим сменяется орогенным, периферический прогиб, еще более сократившись, в конце концов сливается с передовым прогибом. Зависимость периферических прогибов от развития соседних

геосинклиналей и дала повод В. Е. Хаину назвать такие прогибы «наведенными» структурами.

Если с переходом от одного тектонического цикла к следующему расположение активной геосинклинали по отношению к платформе меняется, то соответственно меняется и положение периферического прогиба. Но при такой перестройке плана движений наблюдается крайне любопытная «консервативность» колебательных движений, которая выражается в том, что для перестройки всегда необходимо некоторое время, в течение которого сквозь новый план продолжают «просвечивать» элементы предыдущего плана.

Некоторые осложнения возникают, если между активной геосинклиналью и плитой расположен щит с его устойчивой тенденцией к поднятию. Тогда периферический прогиб не примыкает вплотную к геосинклинали, а возникает по другую сторону щита. На расположение периферического прогиба влияют также те соотношения между геосинклиналью и платформой, которые Н. С. Шатский называл «внутренними углами платформ» [199, 201].

История периферических прогибов может быть хорошо прослежена на примере Восточно-Европейской платформы. Наиболее типичный периферический прогиб существовал на этой платформе в течение герцинского эндогенного цикла (рис. 43). Он располагался на востоке платформы и примыкал к Уральской геосинклинали, которая как раз в этом цикле активно развивалась. Прогибание геосинклинали началось в силуре. В среднем девоне морская трансгрессия из геосинклинали распространилась на запад на платформу, которая в конце каледонского цикла была поднята. Максимальной ширины прогиб достиг в позднем девоне и карбоне. Наибольшие мощности отложений накапливались на востоке платформы — в Волго-Уральской области. Это и был периферический прогиб герцинского цикла.

Общая инверсия в Уральской геосинклинали произошла в конце среднего карбона. С начала пермского периода стала сокращаться

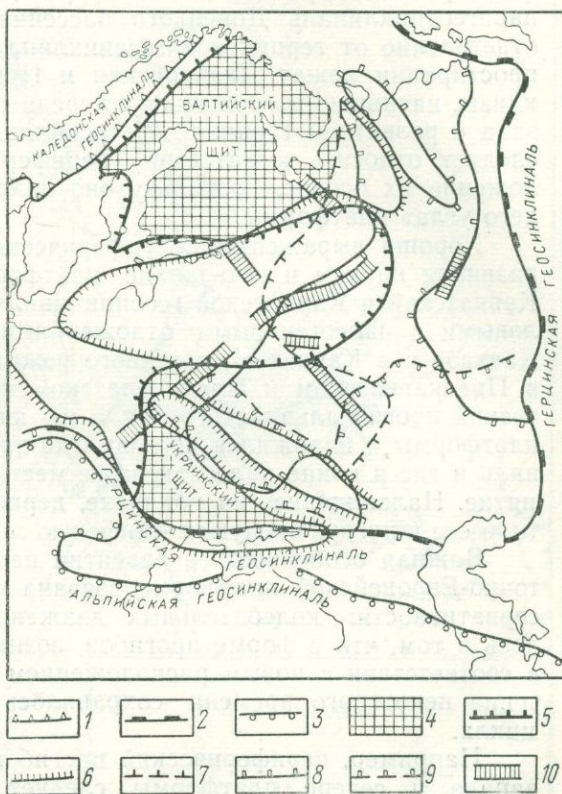


Рис. 43. История периферических прогибов Восточно-Европейской платформы.

Границы геосинклиналей: 1 — каледонской, 2 — герцинской, 3 — альпийской, 4 — щиты. Границы периферических прогибов: 5 — в каледонском цикле (поздний кембрий), 6 — в герцинском цикле (средний — поздний девон и турнейский век), 7 — в конце герцинского цикла (атарский век), 8 — в альпийском цикле (ранний мел), 9 — в альпийском цикле (поздний мел); 10 — авлакогены

ширина периферического прогиба. При этом дольше всего прогиб сохранялся на крайнем востоке платформы, а в поздней перми со сменой геосинклинального режима орогенным периферический прогиб слился с передовым Предуральским прогибом.

Герцинская геосинклиналь примыкала к Восточно-Европейской платформе также и с юга и юго-запада. Там мы наблюдаем случай формирования прогиба на платформе по способу «внутреннего угла»: парагеосинклиналь Донецкого бассейна представляет собой «слепое» ответвление от герцинской геосинклинали внутрь платформы и на его простирании лежат Днепровская и Припятская платформенные синеклизы, начавшие погружаться со среднего девона. Их история явно связана с развитием герцинской геосинклинали, и поэтому эти синеклизы следует относить к категории периферических прогибов, хотя расположение их особое, поскольку оно находится под влиянием «внутреннего угла» платформы.

Хорошо выраженный периферический прогиб в альпийском цикле развился на юге и юго-западе платформы, параллельно альпийским Кавказской и Карпатской геосинклиналям. Он был заполнен верхнемиоценовыми и палеогеновыми отложениями, а позже с наступлением на Кавказе и в Карпатах орогенного режима прогибание сосредоточилось в Предкавказском и Предкарпатском передовых прогибах. Периферический прогиб альпийского цикла на юге вышел за пределы древней платформы и наложился на зону, где проходила герцинская геосинклиналь и где в конце палеозоя на ее месте должно было находиться поднятие. Наложившись на поднятие, периферическое прогибание превратило его в погружающуюся Скифскую молодую плиту.

Важная особенность в развитии периферических прогибов на Восточно-Европейской платформе связана с упомянутым свойством «консервативности» колебательных движений земной коры. Оно проявилось в том, что в форме прогибов, возникавших в том или ином цикле в соответствии с новым расположением активной геосинклинали, в течение некоторого времени сохранялось влияние плана предыдущего цикла.

Например, периферический прогиб каледонского цикла на северо-западе и севере платформы следует расположению и простиранию Средне-Русского рифейского авлакогена.

Кстати, в этом случае проявилось влияние кристаллического щита на положение периферического прогиба: поскольку Балтийский щит, находившийся в состоянии поднятия, непосредственно примыкает к каледонской геосинклинали, периферический прогиб образовался «позади» него. Устойчивость поднятия щита привела к тому, что процесс опускания, распространявшийся из геосинклинали, «перепрыгнул» через щит и проявился по другую его сторону.

Прогиб герцинского цикла на востоке платформы полностью оформился к началу карбона, а до этого на его месте наблюдался довольно сложный рисунок частных поднятий и прогибов, которые, по-видимому, соответствовали стадии постепенной переработки находившегося здесь в предыдущем цикле Волго-Камского поднятия. Вдававшийся к западу от Волго-Уральского прогиба «залив» Московской синеклизы образовался там, где западный борт прогиба частично наложился на бывший периферический прогиб каледонского цикла. На развитие и форму периферического прогиба альпийского цикла на юге и юго-западе платформы оказали влияние Украинский щит, как область устойчивого под-

нения, усложнившая прогиб, и меридиональный Волго-Уральский прогиб предыдущего цикла. «Воспоминания» об этом раннем прогибе сохранились вплоть до начала позднего мела в форме меридиональной полосы опусканий, протянувшейся на востоке платформы от южного

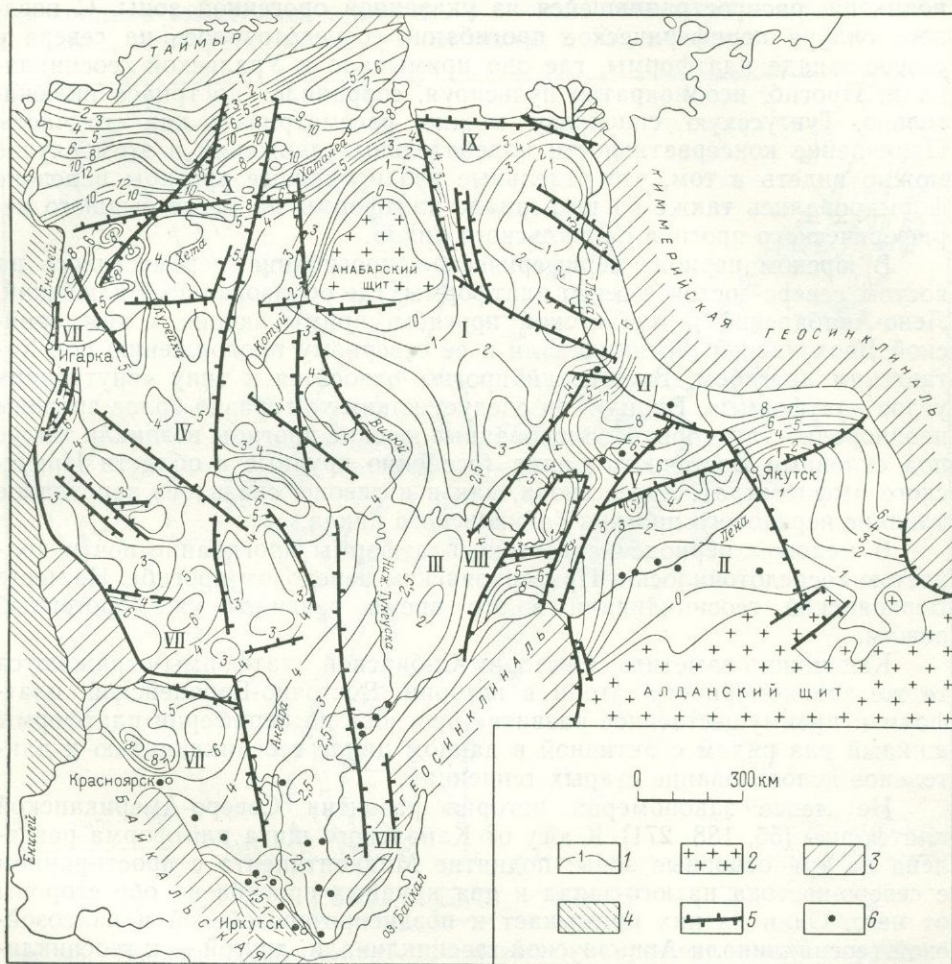


Рис. 44. Схема рельефа фундамента Сибирской платформы. По М. П. Гришину и др. с упрощениями.

1 — изогипсы фундамента (глубина в км); 2 — выходы фундамента на поверхность; 3 — складчатое обрамление платформы; 4 — Западно-Сибирская плита; 5 — разломы со смещением поверхности фундамента; 6 — скважины. I — Анабарская антеклиза; II — Алданская антеклиза; III — Средне-Сибирское поднятие; IV — Тунгусская синеклиза; V — Вилюйская синеклиза; VI — Приверхоанский прогиб; VII — Приенсейско-Саянский прогиб; VIII — Ангаро-Ленский прогиб; IX — Лено-Анабарский прогиб; X — Хатангский прогиб

периферического прогиба до Баренцева моря. В течение позднего мела меридиональный прогиб постепенно отмирал в направлении с севера на юг.

Наложение ритма общих колебаний на развитие периферических прогибов выразилось в том, что последние расширялись в первой половине каждого цикла и сокращались в конце его вплоть до полного исчезновения.

На Сибирской платформе (рис. 44) в течение венда и кембрия периферический прогиб развивался на юго-западе платформы (Ангаро-Ленский прогиб) вблизи только что закончившей свое развитие геосинклинали байкальского цикла. В конце кембрия он был захвачен волной поднятия, распространившейся из указанной орогенной зоны. С позднего силура периферическое прогибание сосредоточилось на севере и северо-западе платформы, где оно примыкало к Уральской геосинклинали. Прогиб, неоднократно пульсируя, сохранился до триаса включительно. Тунгусскую синеклизу можно рассматривать как его часть. Проявление консервативности колебательных движений в этом случае можно видеть в том, что отдельные изолированные прогибы в девоне формировались также на юго-западе платформы на месте бывшего периферического прогиба байкальского цикла.

В юрском периоде периферическое прогибание переместилось на восток, северо-восток и север платформы, где образовались Вилюйский, Лено-Анабарский и Хатангский прогибы, примыкающие к киммерийской Верхоянской геосинклинали и ее северному продолжению под Хатангским прогибом. Вилюйский прогиб относится к типу «внутренних углов платформы». Видимо, он следует каким-то гораздо более древним неоднородностям коры. Изолированные юрские прогибы возникли также под склонами Восточного Саяна (особенно крупные в области Иркутского амфитеатра). Здесь снова, как и в девоне, сказалось запоздалое влияние передового прогиба байкальского цикла.

В меловом периоде на востоке платформы прогибание почти полностью сосредоточилось в Приверхоянском передовом прогибе. На месте Верхоянской геосинклинали в это время развился уже орогенный режим.

Как можно заметить, в истории Сибирской платформы отражаются те же закономерности, что и в истории Восточно-Европейской платформы: преимущественное развитие прогибов по периферии платформы каждый раз рядом с активной в данном цикле геосинклиналью и длительное использование старых тенденций.

Не менее закономерна история развития Северо-Американской платформы [55, 188, 271]. К югу от Канадского щита платформа разделена на три основные зоны: поднятие Мидконтинента с простиранием с северо-востока на юго-запад и два крупных прогиба по обе стороны от него. Один из них примыкает к позднепротерозойской и палеозойской геосинклинали Аппалачской геосинклинали; другой — к геосинклинали Кордильер, развивавшейся как в позднем протерозое и палеозое, так и в мезозое. История этих прогибов показывает, что они были тесно связаны с соседними геосинклиналями и распространялись от края последних в направлении внутренних районов платформы. Морские трансгрессии начались на окраинах платформы в начале кембрия, а внутренних районов платформы они достигли в позднем кембрии или ордовике. Вдоль оси поднятия Мидконтинента суша сохранялась в некоторых районах вплоть до каменноугольного периода (рис. 45).

До конца палеозоя оба периферических прогиба развивались приблизительно одинаково. В конце палеозоя вся платформа испытала поднятие, отвечающее концу герцинского цикла, когда на востоке прогибание сохранялось только в Преаппалачском передовом прогибе, а на западе области осадконакопления сильно сократились. Но с начала мезозоя распределение колебательных движений стало асимметричным: восточный периферический прогиб прекратил свое существование, что

совпало с окончанием развития Аппалачской геосинклинали, а западный прогиб продолжал существовать и в мезозое и в палеогене, располагаясь параллельно продолжавшей развитие Тихоокеанской геосинклинали и возникшей затем на том же месте орогенной зоне. В течение позднего мела и палеогена площадь прогиба сократилась, его восточная граница сместилась к западу, и в конце концов он сосредоточился в полосе, непосредственно примыкавшей к Кордильерам. Окончатель-

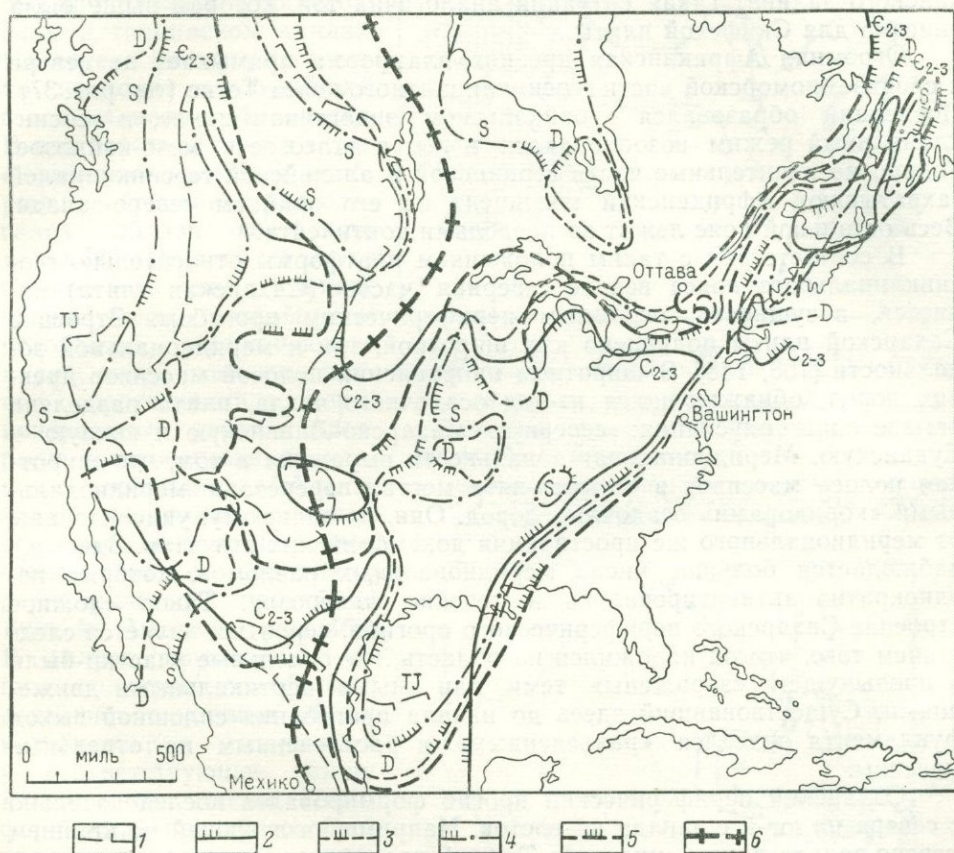


Рис. 45. История периферических прогибов на Северо-Американской платформе. По А. Кйсу.

Границы прогибов: 1 — триасово-юрских, 2 — средне-позднекаменноугольных, 3 — девонских, 4 — силурийских, 5 — средне- и позднекембрийских; 6 — континентальная ось (устойчивое поднятие); штрихи везде — в сторону моря

ная ликвидация прогиба наступила в неогене, когда вместе с ростом горной системы Кордильер в поднятие были вовлечены и предгорные равнины.

Интересную эволюцию претерпела южная окраина платформы. Аппалачская геосинклиналь на юго-востоке США (в штатах Джорджия и Алабама), как известно, поворачивает на запад и дугой, выпуклой на север, окаймляет с севера современный Мексиканский залив. Параллельно этому изгибу поворачивает и периферический палеозойский прогиб. В конце палеозоя геосинклинальный режим на южном отрезке уступил место орогенному. Но самое важное произошло позже.

Начиная с юры южный отрезок только что возникших на месте палеозойской геосинклинали гор почти полностью был вовлечен в опускание: здесь стал формироваться новый периферический прогиб, наложившийся на южный край древней платформы и несогласно на герцинскую орогенную зону. Прогиб был связан с альпийской геосинклиналью, находившейся в области Антильской островной дуги и Карибского моря. Сейчас этот периферический прогиб частично занят впадиной Мексиканского залива. Такая ситуация аналогична той, которая выше была описана для Скифской плиты.

Огромная Африканская древняя платформа примыкает на севере к средиземноморской части геосинклиналичного пояса Тетис (см. рис. 37). Последний образовался в байкальском эндогенном цикле, и геосинклиналичный режим возобновлялся в нем в палеозое и мезо-кайнозое. Только незначительные части герцинской и альпийской геосинклиналей захватывают Африканский континент на его крайнем северо-западе. Весь остальной пояс лежит за пределами континента.

В соответствии с таким положением платформы относительно геосинклиналичного пояса вся ее северная часть (Сахарская плита) является, в сущности, огромным периферическим прогибом. Строение Сахарской плиты подчинено как широтной, так и меридиональной зональности [168, 188]. В широтном направлении полосой массивов древних пород, обнажающихся из-под осадочного чехла, плита разделена на две зоны опускания: северную Сахарско-Ливийскую и южную — Суданскую. Меридиональная зональность выражена в том, что широтная полоса массивов в четырех-пяти местах перерезана меридиональными «коридорами» осадочных пород. Они, по-видимому, унаследованы от меридионального же простирания докембрийских структур. Здесь же наблюдается большое число меридиональных разломов, которые неоднократно активизировались в течение фанерозоя. Такое сложное строение Сахарского периферического прогиба, вероятно, является следствием того, что он наложился на область, где отдельные участки были в предыдущем «заражены» теми или иными вертикальными движениями. Существовавший здесь до начала прогибания сплошной выход фундамента оказался «разъединенным» и расчлененным на отдельные массивы.

Сахарский периферический прогиб формировался последовательно с севера на юг и с запада на восток. Например, в лежащей на крайнем северо-западе плиты синеклизе Тиндуф прогибание началось во всяком случае с кембрия, а может быть, и раньше, и достигло амплитуды свыше 10 км. В синеклизе Таудени, находящейся на западе, опускание началось в конце рифея и в венде. В западных синеклизах основную роль в разрезе чехла играют нижне- и среднепалеозойские отложения. Напротив, на востоке плиты — в Западной пустыне Египта — значительное прогибание происходило с конца юры, а палеозой характеризуется малыми мощностями и преимущественно континентальными фациями. Однако в южном направлении мезо-кайнозойские и эоценовые отложения постепенно переходят в континентальные фации нубийских песчаников и выклиниваются. Эти различия в истории разных районов периферического прогиба Сахарской плиты указывают на то, что западная его часть связана в основном с палеозойскими геосинклиналиями Тетиса, тогда как восточная — с альпийской геосинклиналью: действительно, на западе герцинская геосинклиналиль Тетиса значительно приближена к платформе, а по направлению к востоку она от нее удаляется.

В палеогене и неогене площадь прогибания на севере Африки сокращалась, сосредоточиваясь во все более северных районах.

Австралийская древняя платформа на востоке граничит с геосинклинальным поясом, эндогенная активность в котором в фанерозое проявлялась в каледонском и герцинском циклах. На севере платформа близко подходит к альпийской геосинклинали Индонезии. В соответствии с этим периферический прогиб в кембрии и ордовике располагался вблизи восточного пояса [25]. Но в ту же эпоху сохранялось еще влияние предыдущего, позднепротерозойского, тектонического плана, когда зона прогибания протягивалась через центральные районы Австралии в широтном направлении (геосинклиналь Аделаида). С постумным влиянием этой зоны связано широтное ответвление от восточного периферического прогиба — Бассейн Амадеус (рис. 46). В силуре происходит общее поднятие платформы, связанное с ритмом общих колебательных движений и соответствующее концу каледонского цикла. Периферический прогиб возобновился в начале герцинского цикла — в девоне и существовал в течение карбона и перми, но в значительно уменьшенном по сравнению с каледонским временем виде. В триасе весь материк поднялся, что знаменовало окончание герцинского цикла.

С началом альпийского цикла (ранняя юра) прогибание на востоке платформы возобновилось, хотя соседняя геосинклиналь закончила свое развитие. Образовался Большой Артезианский Бассейн. Вначале он был замкнутым озерным бассейном, но в раннем мелу сюда проникло море, которое пришло с севера — со стороны альпийской геосинклинали Индонезии, а когда в позднем мелу море отступило,

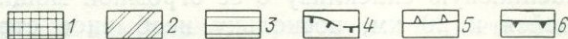
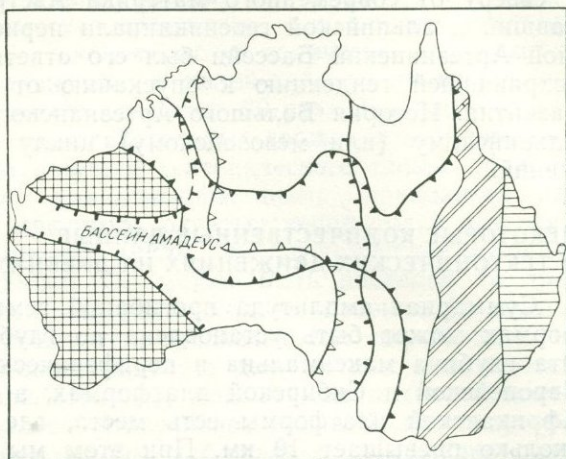


Рис. 46. История позднепротерозойских и раннепалеозойских прогибов на Австралийской платформе. По Д. Брауну и др.

1 — кристаллические щиты; 2 — каледонская геосинклиналь; 3 — герцинская геосинклиналь. Границы прогибов: 4 — позднепротерозойского, 5 — кембрийского, 6 — ордовикского

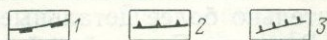
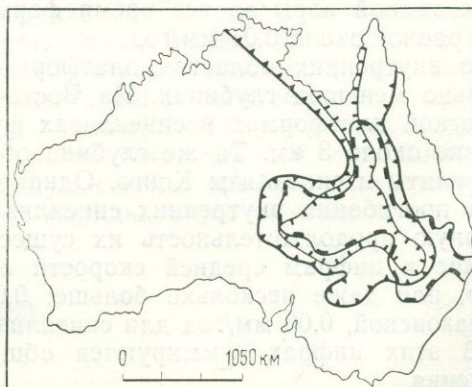


Рис. 47. История мезозойских прогибов на Австралийской платформе. По Д. Брауну и др.

Границы прогибов: 1 — в средней и поздней юре, 2 — в раннем мелу, 3 — в позднем мелу

речной сток оказался направленным к северу — к заливу Карпентария (рис. 47). Эти обстоятельства позволяют предполагать, что в мезозое к северу от современного материка Австралии располагался примыкавший к альпийской геосинклинали периферический прогиб, а Большой Артезианский Бассейн был его ответвлением на юг вдоль зоны, сохранявшей тенденцию к опусканию от предыдущего цикла своего развития. История Большого Артезианского Бассейна явно подчинена альпийскому (или мезозойскому) циклу общих колебательных движений.

НЕКОТОРЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

Суммарная амплитуда прогибаний земной коры на древних платформах может быть установлена по глубине залегания фундамента. Эта глубина максимальна в периферических прогибах. На Восточно-Европейской и Сибирской платформах, а также на Сахарской плите Африканской платформы есть места, где суммарная амплитуда несколько превышает 10 км. При этом мы оставляем в стороне Прикаспийскую синеклизу с ее огромной мощностью осадков, приближающейся к 20 км, поскольку необычное строение земной коры (отсутствие гранито-гнейсового слоя) указывает на особую природу этой структуры.

На Северо-Американской платформе максимальное суммарное прогибание составляет 7—8 км. Учитывая, что на первых двух платформах накопление началось в конце протерозоя, а на последней — в начале фанерозоя, получим в очень грубых цифрах среднюю скорость прогибания земной коры за все время формирования чехла для всех случаев, равное около 0,01 мм/год.

Во внутренних областях платформы фундамент залегает на значительно меньших глубинах. На Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах в синеклизах фундамент находится обычно на глубине около 3 км. Та же глубина обычна для южной части Сахарской плиты и синеклизы Конго. Однако, если подсчитать средние скорости прогибания внутренних синеклиз платформ, то, учитывая ограниченную продолжительность их существования, мы получим цифры, близкие к цифрам средней скорости опускания периферических прогибов, или даже несколько больше: 0,03 мм/год для синеклизы Конго и Амазонской, 0,06 мм/год для синеклизы Карру на юге Африки.

В этих цифрах суммируются общие и волновые колебательные движения.

Значительно более детальные и специальные измерения, выполненные для Восточно-Европейской платформы А. М. Сычевой-Михайловой [167], позволили получить график, изображенный на рис. 42. Из него видно, что скорости колебательных движений во времени распределяются неравномерно. Они значительно выше в течение герцинского цикла (с девона по триас) по сравнению со скоростями в каледонском и альпийском циклах. В герцинском цикле средняя скорость прогибания достигала 0,04 и даже 0,05 мм/год, тогда как в каледонском цикле она была на порядок меньше, а в альпийском обычно не превышала 0,02 мм/год.

Из графика также видно, что средняя скорость колебательных движений зависит от длительности отрезка времени, для которого она рас-

считывается. Если для всего времени накопления осадочного чехла средняя скорость близка к 0,01 мм/год, то для отдельных периодов средние скорости оказываются в два раза выше, а скорости, вычисленные для отдельных веков, могут превышать длительные средние в 5 раз. График показывает, на сколько могут отличаться от средних максимальные скорости, наблюдаемые в какой-либо точке в течение короткого времени. Различие может достигать 30 раз. Наконец, тот же график показывает, что скорости колебательных движений закономерно возрастают в начале и конце каждого тектонического цикла. Максимум, соответствующий началу каледонского цикла, приходится на ранний кембрий. Следующий максимум, охватывающий силур и девон, разделяет каледонский и герцинский циклы, будучи приурочен к концу первого и началу второго циклов. Он может быть разделен на два частных максимума: в позднем силуре и позднем девоне. На пермь и триас и юру приходится максимум, разделяющий герцинский и альпийский циклы. И здесь можно выделить два частных максимума: в поздней перми и ранней юре. Наконец, максимумом отмечено окончание альпийского цикла в неоген-четвертичное время. В промежуточные периоды, т. е. в середине циклов, наблюдается понижение скоростей.

Что касается градиентов между внутриплатформенными поднятиями и прогибами, т. е. градиентов волновых колебательных движений, характеризующих контрастность последних, то они были рассчитаны для Восточно-Европейской платформы для многих зон перехода от антеклиз к синеклизам и для разных отрезков геологического времени. Для типичных случаев были получены величины порядка $n \cdot 10^{-11}$ год⁻¹, где коэффициент n меняется от 1 до 4. Однако для Днепровской синеклизы были получены цифры порядка 10^{-10} год⁻¹, что указывает на особую активность этой структуры. Было также отмечено, что градиент несколько повышается в начале и конце каждого тектонического цикла, что согласуется с указанными выше изменениями скоростей колебательных движений в течение цикла. Немногие цифры, полученные для других платформ, не противоречат данным для Восточно-Европейской платформы: они преимущественно принадлежат к тому же порядку 10^{-11} год⁻¹, т. е. на 2—3 порядка ниже величин, характеризующих геосинклинали.

РЕЖИМ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

ВОЗРАСТ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Молодыми обычно называют платформы, образовавшиеся на каледонском и герцинском складчатом основании [103, 38, 164, 36]. Для северного ряда платформ, как уже указывалось, сюда следует добавить также платформы на байкальском складчатом основании.

Отметим, что Ю. М. Шейнманн [204, 205] не признавал термина «молодые платформы» и называл их «областями завершенной складчатости», подчеркивая тем самым коренное различие между «настоящими» древними платформами и более молодыми, внешне сходными с ними структурными образованиями.

Последующая судьба областей, переживших последний диастрофизм в байкальском (на северных материках), каледонском или герцинском циклах, сложилась двояко. Многие из них в новейшее время, т. е.

в неогене и четвертичном периоде, были охвачены горообразованием. Следовательно, они уже являются не платформами, а местами проявления орогенного режима. Большое число современных горных областей имеют такую эпиплатформенную орогенную природу. Среди них Тянь-Шань, Саяны, Алтай, Байкальский и Забайкальский хребты, Скандинавские горы, Аппалачи, Урал.

Другие области с байкальским, каледонским и герцинским конечным диастрофизмом сразу вслед за ним или несколько позже стали, в общем, областями прогибания и накопления осадков. Последние образовали типичный платформенный чехол. Очевидно, только такие области могут рассматриваться как представители режима молодых платформ. Т. Н. Спижарский [163] называет прогибающиеся молодые платформы «койлогенными» областями*.

Молодых платформ, соответствующих этому определению, на современных материках сравнительно немного. Они сосредоточены главным образом в Евразии. К ним относятся Западно-Сибирская, Туранская, Скифская, Западно-Европейская, Иберийская платформы, если не упоминать о нескольких мелких молодых платформах Восточной Азии. Небольшая эпигерцинская платформа находится на северо-западе Африканского континента к югу от альпийской складчатой зоны Атласа. В Северной Америке молодая платформа охватывает низменность Пидмонт, лежащую между Аппалачами и Атлантическим океаном, а также зону, примыкающую с севера к Мексиканскому заливу. Известна молодая платформа на востоке Австралии между древней платформой и Австралийскими Альпами.

Эпибайкальские молодые платформы на северных материках вкраплены небольшими участками в эпикаледонские и эпигерцинские платформы и отвечают былому положению срединных массивов внутри каледонских и герцинских геосинклиналей. Нет достаточных фактических данных, чтобы рассматривать историю эпибайкальских участков самостоятельно. Речь в дальнейшем поэтому будет идти об эпикаледонских и эпигерцинских платформах и мы лишь будем помнить, что в составе этих платформ кое-где присутствуют участки с более ранней стабилизацией.

Оказывается, однако, что эпикаледонские и эпигерцинские платформы также могут рассматриваться совместно потому, что типичный платформенный чехол на тех и других начинает формироваться в одно и то же время: не раньше поздней перми, а обычно в юре. Эти две возрастные группы платформ отличаются друг от друга не столько характером своего развития на платформенной стадии, сколько длительностью того переходного этапа, который заполняет время между концом собственно геосинклинального развития и началом типичного платформенного режима. В эпикаледонских областях этот этап продолжается с силура до конца палеозоя, а в эпигерцинских зонах приурочен только к позднему палеозою.

Признаки промежуточного этапа хорошо видны на эпикаледонских участках Западно-Сибирской и Туранской платформы в Центральном Казахстане, прилегающих районах Западно-Сибирской низменности и Кызылкумах [77, 70, 166, 73, 56, 76]. Здесь в конце каледонского и начале герцинского циклов — в силуре и раннем девоне — проявлялся

* Слово происходит от древнегреческого «койлас» — долина, углубление, впадина.

орогенный режим с соответствующими контрастными вертикальными движениями и осадочными формациями молассового типа, сопровождаемыми «конечным» кислым и средним вулканизмом. Развитие мелководных известняков в позднем девоне и раннем карбоне свидетельствует о сглаживании контрастов вертикальных движений коры в середине герцинского цикла до платформенного уровня, а в среднем и позднем карбоне и ранней перми, т. е. в конце герцинского цикла, снова наступила стадия орогенного режима с резким рельефом поверхности и грубыми молассовыми отложениями. В этот момент к эпикаледонским областям присоединились эпигерцинские, также вступившие в стадию орогенеза. И только уже позже — в конце перми, триасе и (преимущественно) в юре начался платформенный этап с накоплением типичного осадочного чехла.

Промежуточный этап, очень длительный для эпикаледонских платформ и значительно более короткий для эпигерцинских, составляет предмет терминологических споров. Одни исследователи считают его особой переходной стадией [71, 77, 36], другие стремятся так разделить его на две части, чтобы их можно было причленить к доплатформенной и платформенной стадиям [219]. Были предложены и особые названия для промежуточной стадии: одни называли ее параплатформенной [77], другие — метагеосинклинальной [187, 36].

Едва ли можно согласиться с точкой зрения, отрицающей наличие переходной стадии. Однако нет оснований и создавать для нее новые термины. Характер формаций ясно показывает, что переходная стадия состоит из последовательности режимов: орогенного — платформенного — орогенного. В дальнейшем при рассмотрении особенностей развития орогенного режима мы увидим многочисленные примеры такой перемежаемости во времени орогенного и платформенного режимов; она может быть более длительной и может заканчиваться новейшей — неоген-четвертичной тектонической активизацией.

Примерами структур, созданных в промежуточную стадию, являются Тенизская, Джезказган-Чуйская и Тургайская впадины в Центральной Казахстане, наложенные на каледонский складчатый фундамент. Они прогибались с девона до перми и их разрез состоит из континентально-вулканогенной молассовой серии нижнего — среднего девона и франского яруса, морской терригенно-карбонатной платформенной формации фаменского яруса и нижнего карбона, молассы среднего — верхнего карбона и перми.

В разрезе эпигерцинских участков Туранской плиты сохранились следы орогенного режима конца герцинского цикла в виде молассовых верхнебашкирских и нижнепермских отложений, мощность которых резко меняется от одной зоны к другой.

Выравнивание поверхности после герцинского орогенеза на Туранской, Скифской и Западно-Сибирской платформах происходило, как правило, в поздней перми и раннем триасе, когда на пенепленизированной поверхности в обстановке тектонического покоя на значительных площадях формировалась кора выветривания. Исключение составлял Центральный Мангышлак, где (на месте современного хребта Каратау) в узком приразломном прогибе накапливались мощные (до 6 км) морские песчано-глинистые отложения перми и триаса, которые были смяты в складки в конце триаса. Эти деформации следует отнести еще к концу герцинского цикла. В них можно видеть местное проявление парагеосинклинального режима внутри молодой платформы.

ИСТОРИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Перед тем, как на Западно-Сибирской платформе начал формироваться сплошной осадочный чехол, она пережила стадию грабенов — авлакогенов, вполне аналогичную той, которая в конце протерозоя предшествовала образованию чехла на древней Восточно-Европейской платформе [117, 118, 164, 77]. Эти авлакогены рассеяны по всей Западно-Сибирской платформе. Они вытянуты в меридиональном направлении и имеют ширину от нескольких до 15 км, длину от немногих десятков до 250 км и заполнены континентальными красноцветными, а также угленосными отложениями верхнего триаса и лейаса, мощность которых достигает 3—4 км. Среди осадков встречаются также потоки базальтов и дайки долеритов. Наряду с узкими грабенами в основании чехла известны и более широкие и пологие прогибы того же возраста.

Такие же грабены — авлакогены, выполненные аналогичными осадочными и вулканогенными породами верхнего триаса и лейаса, широко развиты в основании чехла на эпигерцинской платформе провинции Пидмонт на атлантической окраине Северной Америки [55]. Подобных образований на других платформах не установлено, хотя не исключена возможность, что они будут еще там обнаружены.

Развитие осадочного чехла молодой платформы подчиняется, как и всюду, распределению на площади и истории общих и глыбово-волновых колебательных движений коры.

В связи с расчленением молодой платформы на участки большего и меньшего прогибания и поднятия в их чехле образуются антеклизы и синеклизы различного размера, своды и впадины, выступы и прогибы, валы и другие структурные формы [142]. Эти структуры, являющиеся прямым результатом глыбово-волновых колебательных движений коры, сходны с аналогичными формами на древних платформах. Однако имеются и отличия как в преобладающих размерах, так и в форме структур.

На древних платформах самыми крупными структурами являются щиты и плиты. На молодых платформах также есть крупные поднятия, в ядрах которых обнажается складчатый фундамент. По этому признаку они могли бы называться щитами. Примерами могут служить массивы палеозойских и более древних пород, расположенные среди осадочного чехла Западно-Европейской эпигерцинской платформы: Арморианский, Арденнский, Центральное плато Франции, Чешский и др. На большей площади домезозойский складчатый фундамент обнажен на Иберийском полуострове.

Для таких «щитов» молодых платформ был предложен особый термин — «параспис» [130], что означает «маленький щит», тогда как области молодых платформ, покрытые осадочным чехлом, было предложено именовать «параплакосами» [36], т. е. «маленькими равнинами». Эти термины не прижились. Но главное не в терминологии, а в существе. Дело в том, что поднятия на молодых платформах с выходами палеозоя в ядре не образуют, подобно древним щитам, особого порядка структур. И по размеру, и по общему структурному характеру они принадлежат к тому же порядку, что и наиболее крупные поднятия, покрытые осадочным чехлом. В связи с этим есть основания считать, что наиболее крупными структурными формами на молодых платформах являются антеклизы и противопоставляемые им впадины того же размера — синеклизы.

Размер антеклиз и синеклиз на молодых платформах в среднем меньше, чем на древних [164]. Отдельные антеклизы на древних платформах имеют, как правило, площадь свыше 400 тыс. км², а на молодых они обычно меньше 200 тыс. км². На древних платформах более правильная округлая форма обычно свойственна синеклизам, а антеклизы заполняют пространства между ними и своей формой, как бы подчиняются синеклизам. На молодых платформах соотношения обычно обратные: более четкие округлые очертания имеют антеклизы. В связи с меньшим размером последние на молодых платформах иногда не выделяются, и наиболее крупные структуры именуется сводами и впадинами.

На молодых платформах наблюдается гораздо большее, чем на древних, число структур второго и более мелких порядков. В целом в строении молодых платформ мелкие структурные формы играют гораздо большую роль, чем в строении древних платформ. При этом на молодых платформах среди структур второго и более мелких порядков в гораздо большей степени проявляется линейность. Таких линейных структурных комплексов, состоящих из длинных и узких валов и прогибов, какой, например, протягивается вдоль Туранской плиты от Алтая и Кызылкумов через Устюрт и Мангышлак и далее вплоть до Днепровской синеклизы, с общим протяжением 2800 км (Днепровско-Алтайская система; по В. Д. Наливкину [118]), на древних платформах нет (рис. 48 см. вкладку в конце книги).

Линейность структур связана с разломами. Значение последних в строении молодых платформ также больше, чем в строении древних платформ. Упомянутый огромный линейный структурный комплекс Туранской плиты определяется системой протяженных глубинных разломов западно-северо-западного простирания. Поднятия и прогибы на молодых платформах в большей степени разделяются разрывами, чем плавными склонами, характерными для древних платформ. Значительное распространение имеют приразломные прогибы, примерами которых являются Мангышлакский пермско-триасовый прогиб глубиной свыше 8 км, Туаркырский прогиб с мощностью осадков свыше 4 км, среднеюрский прогиб Большого Балхана глубиной свыше 5 км.

Примером молодой платформы, исключительно сильно раздробленной пересекающимися разрывами на угловатые глыбы, является Западно-Европейская эпигерцинская платформа [239, 252]. На ней все крупные антеклизы и синеклизы чрезвычайно контрастно разделены разрывами с большой вертикальной амплитудой. На рис. 49 показана разрывная граница, отделяющая Тюрингское поднятие от Тюрингской депрессии. Вертикальная амплитуда разрыва достигает 2 км. Широкое развитие вертикальных разрывов со значительными вертикальными же смещениями придает строению Западно-Европейской молодой платформы структурное своеобразие, которое еще более усиливается в связи с наличием в основании платформенного чехла эвапоритов перми и триаса, обладающих высокой степенью пластичности. В результате разломная тектоника сопровождается явлениями выжимания и нагнетания пластичных пород, что приводит местами к весьма причудливым структурным формам (рис. 50). Поднятые глыбы, состоящие из древних пород, более тяжелых, чем осадки чехла, в верхней своей части нередко разваливаются в стороны, что приводит к превращению вертикальных на глубине разрывов в наклонные и даже горизонтальные близ поверхности. Это влечет за собой образование на платформе настоящих

шарьяжей с амплитудой горизонтальных перемещений в несколько километров.

В целом имеются вполне достаточные основания утверждать, что фундамент и чехол молодых платформ расчленены более дробно, чем фундамент и чехол древних платформ, что первые разделены в среднем на более мелкие структурные формы и что благодаря большей роли

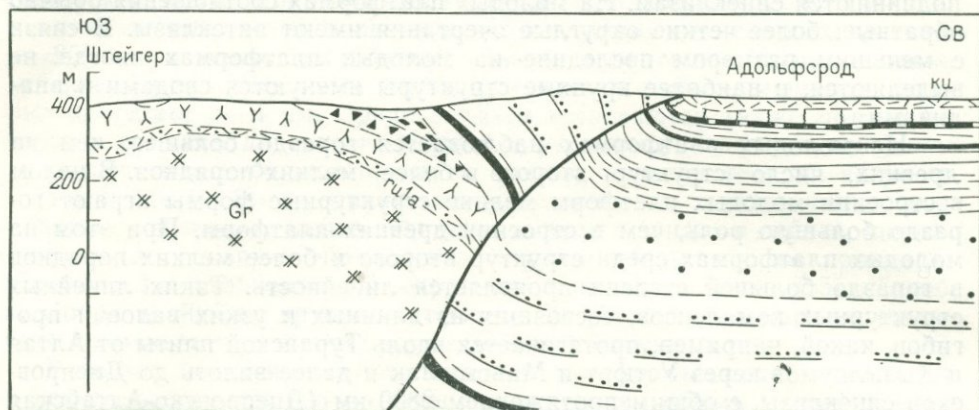


Рис. 49. Разрез через крутой надвиг по границе между Тюрингским поднятием и Тюрингской депрессией. По Э. Грумбту.

Gr — древние граниты; условные знаки — непрерывная серия пород от нижнепермских (ku la) до верхнетриасовых (ku)

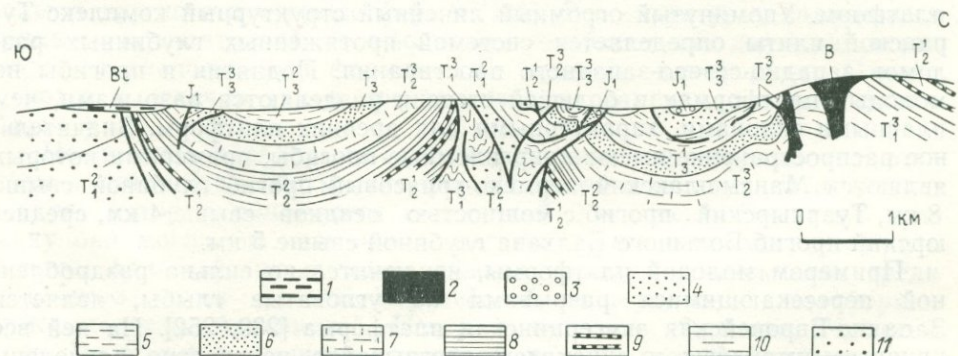


Рис. 50. Разрез через Кассельский грабен. По Лотце.

1 — эффузивный базальт; 2 — интрузивный базальт; 3 — лейас; кейпер: 4 — верхний, 5 — средний, 6 — нижний; раковинный известняк: 7 — верхний, 8 — средний, 9 — нижний; пестрый песчаник: 10 — верхний, 11 — средний

разломов линейные структуры на молодых платформах имеют большее значение, чем на древних.

Эта большая дробность строения сопровождается и большими размахом и их контрастами глыбово-волновых вертикальных движений. Если на древних платформах размах рельефа фундамента, как правило, не превышает 3—4 км, а наклон его измеряется 5—15 км на 1 км, то на молодых платформах амплитуда рельефа фундамента может местами достигать 10—12 км при наклоне 50—200 м на 1 км [36]. Учитывая, что история молодых платформ намного короче истории древних платформ, ясно, что контрастность вертикальных движений, отнесенная ко времени,

на молодых платформах значительно выше, чем на древних. Действительно, расчеты показывают, что градиенты вертикальных движений на молодых платформах достигают $n \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ при коэффициенте n в несколько единиц. Только в наиболее спокойных местах платформ градиенты на один порядок ниже. Напомним, что для древних платформ обычные градиенты составляют $n \cdot 10^{-11}$ год⁻¹.

Изменение мощностей отдельных свит осадочного чехла от прогибов к поднятиям указывает на конседиментационный характер развития структур и позволяет проследить за изменением темпа их роста. Оказывается, скорость роста структур чрезвычайно неравномерна во времени. На Западно-Сибирской и Туранской платформах она максимальна преимущественно в юре и неогене, когда вертикальный размах структур достиг уже не менее 50%, а в некоторых случаях и 80% от современного [71, 117]. Позже темп роста структур обычно замедлялся и в альбе останавливался почти совсем. Он снова возрастал в олигоцене.

Впрочем, отдельные участки платформ обнаруживают различный ритм. В некоторых местах интенсивный рост структур прекращается уже в конце поздней юры, в других — он приурочивается к началу юры и концу раннего мела и т. п. Общим для всех районов является замедление роста в позднем мелу — эоцене, т. е. в середине эндогенного цикла (рис. 51).

Там, где молодые платформы граничат с одновременно развивавшимися геосинклиналями (например, Скифская и Туранская платформы на юге), на них не образуются прогибы, подобные периферическим прогибам древних платформ, но некоторый наклон фундамента в сторону геосинклинали все же наблюдается в узкой зоне. В сильное опускание край молодой платформы втягивается лишь при образовании передового прогиба в неотектоническую орогенную стадию.

Развитие осадочного чехла платформы зависит не только от глыбово-волновых, но и от общих колебательных движений. На наиболее

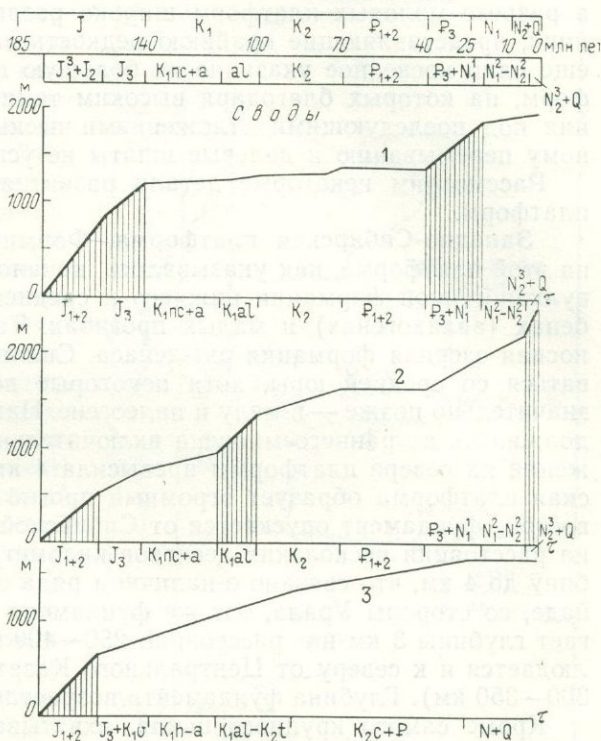


Рис. 51. Графики относительного роста некоторых структурных элементов на молодых платформах. По Н. А. Крылову.

Утолщенные кривые линии — приращения относительных амплитуд; штриховка — этапы ускоренного развития структур. 1 — Центрально-Каракумский свод (относительно Дарьяльско-Дауданского прогиба); 2 — Ставропольский свод (относительно Гуддильского, Черноморского и Беломечетского прогибов); 3 — Нижнеартовский свод (относительно депрессий, сопряженных с ним с востока и запада)

крупную смену характера осадков во времени влияет общее изменение отношения между опусканиями и поднятиями земной коры в течение альпийского цикла. Поэтому в основании чехла господствуют терригенные и эвапоритовые формации, в средней части разреза распространены карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, а вверху снова господствуют терригенные. Интересно отметить, что среди песчаников в разрезе молодых платформ широко развиты полевошпатовые песчаники, представляющие крайнюю редкость на древних платформах. Это еще одно косвенное указание на большую подвижность молодых платформ, на которых благодаря высоким темпам прогибания и захоронения под последующими отложениями пески не подвергались длительному перемыванию и полевые шпаты не успевали разрушиться.

Рассмотрим некоторые детали развития чехла на ряде молодых платформ.

Западно-Сибирская платформа. Формирование осадочного чехла на этой платформе, как указывалось, началось с отложения терригенно-вулканогенной формации нижнего и среднего триаса в отдельных грабенах (авлакогенах) и малых прогибах. Там же накапливалась угленосная озерная формация рэт-лейаса. Сплошной чехол начал формироваться со средней юры, хотя некоторые поднятия были покрыты им значительно позже — в мелу и палеогене. Накопление осадков чехла продолжалось до раннего миоцена включительно, и общая мощность отложений на севере платформы превысила 4 км. В целом Западно-Сибирская платформа образует огромный прогиб асимметричной формы. На востоке фундамент опускается от Сибирской древней платформы круто: на расстоянии нескольких десятков километров он погружается на глубину до 4 км, что связано с наличием ряда ступенчатых сбросов. На западе, со стороны Урала, тот же фундамент опускается полого и достигает глубины 3 км на расстоянии 250—400 км. Пологое опускание наблюдается и к северу от Центрального Казахстана (1 км на расстоянии 300—350 км). Глубина фундамента возрастает с юга на север.

Кроме самого крупного цикла, охватывающего всю историю платформы от триаса до неогена, в характере осадков наблюдаются признаки циклов более мелких порядков [72, 74]. Они определяются чередованием трансгрессивных и регрессивных фаз. Так, например, трансгрессии приходились на позднюю юру, поздний мел и поздний эоцен, а регрессии — на промежуточные эпохи. Правильной периодичности в этом чередовании нет, так как промежутки между первой и второй трансгрессиями около 60 млн. лет, а между второй и третьей — около 35 млн. лет. Выделяется большое число циклов меньшей продолжительности (рис. 52).

Туранская и Скифская платформы. Эти платформы образовались в области, где герцинский диастрофизм был слабым. Есть основания полагать, что в конце герцинского цикла здесь хотя и было поднятие, но не было высоких гор [172, 165]. Переходным комплексом между палеозойским геосинклинальным развитием и мезо-кайнозойским платформенным являются красноцветные отложения верхней перми и триаса. Сплошной чехол начал формироваться со средней юры. Размах рельефа фундамента чрезвычайно велик на юге, где Туранская платформа соприкасается с альпийской складчатой зоной Копетдага; там он достигает 12 км. Как и на Западно-Сибирской платформе, максимальные трансгрессии пришлись на поздние мел и эоцен. В течение своей мезо-кайнозойской истории Скифская платформа пережила ряд

крупных структурных перестроек, что привело к сложным структурным соотношениям между различными горизонтами ее осадочного чехла. О протяженных линейных структурах Туранской платформы упоминалось выше.

Западно-Европейская молодая платформа. Она сформировалась преимущественно на герцинском складчатом основании, хотя в последнее вкраплены глыбы, завершившие свое геосинклинальное развитие в каледонском и байкальском циклах [252, 248]. Герцинский цикл закончился образованием верхнекаменноугольных угленосных и нижнепермских красноцветных и соленосных отложений. Подошвой чехла молодой платформы можно считать верхнепермские эвапориты (цехштейн), имеющие мощность до 1200 м. Выше залегает триас в «германских» фациях, разделяемый, как обычно, на «пестрый песчаник», содержащий кроме терригенных отложений также и эвапориты, раковинный известняк и терригенно-карбонатный «кейпер». Суммарная мощность триаса до 1800 м. Выше следуют песчано-глинистые толщи юры (1500—3000 м). В конце юрского периода наступает регрессия и затем с начала мела — новая трансгрессия, которая достигает максимума в позднем мелу, когда преобладают карбонатные отложения. Меловые отложения имеют мощность от 1300 до 2500 м. Общая регрессия имела место в палеогене, в конце

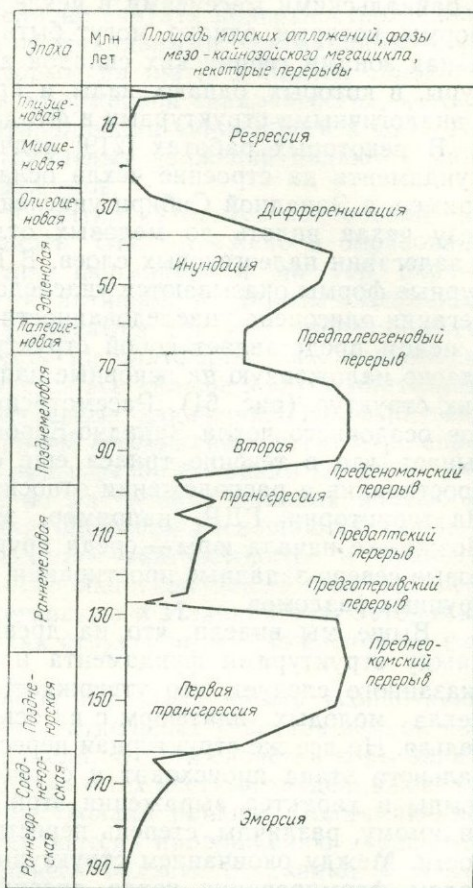


Рис. 52. Мезо-кайнозойский тектоно-седиментационный мегацикл на Западно-Сибирской платформе. По Н. А. Крылову и А. К. Мальцеву

которого произошли пенепленизация и затем большое раскалывание всей платформы. Тогда и были созданы каналы для вулканизма, охватившего платформу в неогене и четвертичном времени.

Выше уже говорилось о своеобразии структурных форм, развившихся на Западно-Европейской платформе в результате совместного влияния разломов и пластичных эвапоритовых серий.

ОБ УНАСЛЕДОВАННОСТИ СТРУКТУР МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ ОТ СТРУКТУР ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Ответ на вопрос, поставленный в заголовке, носит довольно неопределенный характер. В большинстве работ указывается, что в структуре чехла молодых платформ наблюдаются в равной мере как унаследованные формы, так и новообразованные [219, 36, 77, 76]. Указывается также,

что связь между структурами чехла и строением фундамента имеется, но она носит самый общий характер и не является прямой. Например, было отмечено, что над заключенными в фундаменте каледонскими и байкальскими массивами в чехле образуются крупные изометричные формы, которые, однако, могут быть как поднятиями, так и прогибами. А над зонами герцинских складок в чехле возникают линейные структуры, в которых, однако, валы и прогибы не обязательно совпадают с аналогичными структурами в фундаменте.

В некоторых работах [219] подчеркивается, что влияние структур фундамента на строение чехла ослабевает с течением времени, и, например, в Западной Сибири унаследованность проникает вверх по разрезу чехла вплоть до меловых отложений, но уже не наблюдается в залегании палеогеновых слоев. В Парижской синеклизе малые структурные формы оказываются унаследованными вплоть до эоцена, но в залегании олигоцена унаследованности нет. Однако Парижская синеклиза в целом представляет собой структуру первого порядка, резко несогласно наложенную на основные направления герцинских и более древних структур (рис. 61). Рассмотрение схем изопахит нижних горизонтов осадочного чехла Западно-Европейской молодой платформы показывает, что в течение триаса еще отчетливо проявлялись герцинские простирания в расположении относительных поднятий и прогибов [252]. На территории ГДР, например, это северо-восточные простирания. Позже — с начала юры — среди крупных форм полностью возобладали новые северо-западные простирания, которым подчинено и большинство крупных разломов.

Выше мы видели, что на древних платформах унаследованность между структурами фундамента и чехла отсутствует. Из только что сказанного следует, что утверждать то же относительно соотношения чехла молодых платформ с их основанием в категорической форме нельзя. Но все же структурная перестройка после окончания геосинклинального этапа происходит и с течением времени усиливается. Хотя темпы и характер выражения этой перестройки в разных местах, по-видимому, различны, степень перестройки зависит от ее продолжительности. Между окончанием структурного оформления фундамента и началом формирования чехла древних платформ протекло не меньше 500 млн. лет, когда платформа была лишена чехла. Продолжительность промежуточной стадии между геосинклинальной и платформенной в случае молодых платформ намного меньше (в десять раз на эпигерцинских участках). Поэтому и перестройка не является столь полной, и в элементах структуры чехла молодых платформ еще долгое время наряду с новообразованиями сохраняются и унаследованные формы.

Вместе с тем нельзя считать, что эта проблема изучена достаточно полно. Однако возможность на различных примерах проследить процесс структурной перестройки во времени представляет принципиальный интерес, и ею следовало бы воспользоваться, тем более что вопрос о соотношении структур фундамента и чехла для молодых платформ имеет очевидное практическое значение.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ

Для древних платформ характерны малые интенсивность и разнообразие эндогенных процессов. Мы не наблюдаем здесь ни признаков:

теплового возбуждения верхней мантии, ни следов аналогичного возбуждения в коре. На типичных древних платформах отсутствуют магматизм, региональный метаморфизм, гранитизация и складчатость общего смятия. «Холодная» мантия покрывается «холодной» корой. Вся жизнь древней платформы, если не считать поверхностной складчатости нагнетания, определяется вертикальными движениями коры. Они вызывают расчленение платформы на щиты и плиты, синеклизы и антеклизы и лежат в основе «платформенной складчатости», которая целиком связана с глыбовыми вертикальными движениями в коре. При этом амплитуда и градиенты вертикальных движений являются минимальными среди всех эндогенных режимов.

Древние платформы в своем развитии находятся под особой формой влияния соседних геосинклиналей. Оно выражено в образовании периферических прогибов. Последние формируются на той окраине платформы, которая примыкает к активной в данном эндогенном цикле геосинклинали. События развиваются так, что прогибание геосинклинали как бы «выплескивается» на платформу, захватывает сначала ее край, а затем распространяется все дальше в глубь платформы. Это — проявление общих колебательных движений. Периферический прогиб является как бы далеким краем геосинклинали. По мере своего расширения он становится структурой гораздо большего масштаба, чем отдельные ранее существовавшие во внутренних районах платформы «автономные» синеклизы, и последние прогибом поглощаются. Особенно ясно сочетание двух типов процессов — «автономного» и «наведенного» — видно на востоке Северо-Американской платформы, где периферический прогиб перекрыл Мичиганскую и Иллинойскую автономные синеклизы, сохранившиеся позже как структурные усложнения на фоне прогиба.

Форма периферических прогибов отражала также «сопротивляемость» или, наоборот, «податливость» отдельных участков земной коры по отношению к прогибанию. Мы видели, что эти свойства коры зависят от предыдущей ее истории, от «памяти» о тех местных тенденциях ее вертикальных движений, которые существовали раньше. Поднимающиеся участки, например щиты, «сопротивляются» продвижению периферического прогиба, а ранее прогибавшиеся области сохраняют в течение некоторого времени эту свою тенденцию, несмотря на то, что произошла перестройка в расположении прогибов. Иногда старые тенденции сказываются чрезвычайно долго, как это было видно на примере прогибов на Сибирской платформе в предгорьях Восточного Саяна.

Влияние периферических прогибов, их истории на формирование осадочного чехла древних платформ всегда большое, но оно может быть различным в зависимости от размера платформы и дистанции, на которую прогиб распространился внутрь платформы, а также от того, насколько размещение прогибов менялось от цикла к циклу в связи с перераспределением активных геосинклиналей.

Наиболее простая картина наблюдается на севере Африканской платформы. В течение всего фанерозоя геосинклинальный режим существовал к северу от платформы и поэтому периферический прогиб устойчиво находился на севере платформы, пульсируя в той или иной мере в связи с ритмом общих колебаний. Южнее — в центре Африканской платформы — расположена область, куда периферический прогиб не достигал и где существовали только «автономные» структуры, например, такие, как синеклиза Конго. На севере же, в области Сахарской

плиты, «автономные» структуры были поглощены «наведенным» периферическим прогибом.

Несколько более сложным примером является Северо-Американская платформа, где периферические прогибы в палеозое располагались на востоке и на западе, а в мезо-кайнозое — только на западе, поскольку геосинклиналь на востоке уже закончила свое развитие. Между восточным и западным прогибами находилась срединная ось платформы, где прогибание происходило лишь во время наибольших трансгрессий.

Гораздо более сложным примером является Восточно-Европейская платформа. На рис. 43 показаны контуры ее одновременных периферических прогибов.

Неоднократные изменения в расположении геосинклиналей по отношению к платформе, а также большая ширина периферических прогибов в эпохи максимального погружения земной коры при относительно малых размерах всей платформы явились причинами крайней неустойчивости структурного плана платформы, частых перестроек ее синеклиз и антеклиз. В сущности, рельеф фундамента на Восточно-Европейской платформе почти полностью определяется развитием и взаимным наложением «наведенных» периферических прогибов. К «автономным» структурам принадлежат не только щиты, плиты, но также и рифейские авлакогены.

Строение Сибирской платформы также определяется в основном историей периферических прогибов, но большую часть фанерозойского времени (начиная со среднего палеозоя) платформа находилась в состоянии, более приподнятом, чем Восточно-Европейская или Северо-Американская, и периферические прогибы, возникавшие в разное время на разных окраинах платформы, не распространялись далеко в глубь последней и не перекрывали друг друга. Еще более приподнятыми в течение всего фанерозоя были южные платформы: периферическими прогибами на них захватывались только узкие (в сравнении с размером платформ) краевые полосы.

Молодые платформы отличаются от древних значительно большими раздробленностью, размахом вертикальных движений и ролью разломов, которые придают структурам большую линейность. Строение молодых платформ в значительной мере зависит от предыдущей геосинклинальной истории, но меньше связано с геосинклиналями, существовавшими рядом и одновременно. На молодых платформах отсутствует та связь с геосинклиналями, которая на древних платформах осуществляется в форме периферических прогибов.

РЕЖИМЫ ОРОГЕННЫЕ, РИФТОВЫЙ, МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМ

ОРОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Орогенные режимы, подобно геосинклинальным, характеризуются большими амплитудами и контрастностью глыбово-волновых колебательных движений, но с преобладанием поднятий над опусканиями. Амплитуда вертикальных движений в течение орогенной эпохи может достигнуть 12—15 км, а контрастность движений выражается цифрами порядка $n \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ [41]. Эти характеристики близки к геосинклинальным. Преобладание поднятий отражено в общей регрессивной смене фаций осадков с течением времени: осадки становятся более грубыми вверх по разрезу и, если разрез начинается с морских отложений, то выше они обязательно сменяются континентальными. Происходит «перекompенсация» прогибания накоплением, потому что зоны размыва поднимаются и размываются быстрее, чем опускаются зоны прогибания.

Грубость отложений при большой их мощности свидетельствует о сильно расчлененном рельефе. Действительно, орогенный режим, как показывает и его название, является режимом горообразования. Он ведет к образованию горного рельефа, в котором хребты, соответствующие тектоническим поднятиям, чередуются с депрессиями, расположенными на местах опускания коры.

Типичной осадочной формацией орогенных областей является молассовая. Она может сопровождаться породами лагунной (эвапоритовой), а также угленосной формаций.

Горообразование на земном шаре не является постоянным и повсеместным процессом. Оно приурочено к некоторым эпохам геологической истории, приходящимся на конец эндогенного цикла, и каждый раз проявляется только в определенных зонах. Хорошо известны бесспорные признаки орогенеза, выраженные развитием молассовой формации в конце байкальского, каледонского, герцинского и киммерийского циклов, которые соответственно падают на кембрий, поздний силур — девон, поздний карбон — пермь — ранний триас, позднюю юру — ранний мел. Последняя эпоха горообразования — неоген-четвертичная называется также эпохой неотектонической активизации. Именно в эту эпоху был создан современный горный рельеф.

Естественно, что строение молодых, существующих сейчас горных областей нам известно лучше, чем строение уже исчезнувших гор. В связи с этим многие исходные сведения о строении и развитии орогенных зон вообще мы черпаем из наблюдений, проводимых в областях новейшего горообразования.

Впервые области, которые мы называем орогенными, были выделены в качестве особого структурного элемента земной коры Г. Штилле

[295, 209] под наименованием складчато-глыбовых и глыбовых гор. М. М. Тетяев [175] в качестве одной из форм тектогенеза выделил «макроколебания», вполне соответствующие тому, что мы сейчас называем орогенезом. Идея самостоятельности структурной категории «сводово-глыбовых» гор была развита Г. Ф. Мирчинком [98], В. А. Обручевым [122], С. С. Шульцем [213, 214, 215]. Одновременно и позже появилось огромное число работ, рассматривающих строение и историю современных горных областей как в геологическом, так и геоморфологическом аспектах [1, 67, 91, 121, 146, 174, 119, 93, 94].

Опубликовано много работ, специально освещающих особенности развития орогенных режимов и в прошлом [66, 104, 105, 114, 22, 82, 83, 196, 116, 60, 216].

В разных работах при описании того, что мы называем орогенным режимом, вместо термина «орогенез» использовались другие термины: «аркогенез» [128], «дейтороженез» [22], «глыбовый тектогенез» [60], «тектоно-магматическая активизация» [114, 116, 216].

✓ Результаты изучения строения современных горных областей показывают, что орогенные поднятия имеют сводово-глыбовую форму и соответственно аналогичную, но обратную форму имеют орогенные депрессии. Судя по изгибанию опорных поверхностей денудации и террас и их соотношению с разрывами, формирование расчлененного рельефа орогенных областей начинается с волнообразных изгибов земной коры. По мере того, как амплитуда изгибов возрастает и сочленение поднятий и прогибов становится все более контрастным, эти сочленения усложняются вертикальными разломами (взрезами), которые в конце концов полностью определяют структурную дифференциацию орогенной области. Строение последней становится глыбовым. Все это происходит в обстановке преобладания поднятий над опусканиями.

Господство поднятий выражается в постепенном разрастании их за счет прогибов. Поднятия появляются в форме узких и недлинных валов, которые в дальнейшем не только растут в высоту, но и расширяются и удлиняются, захватывая все новые участки окружающих областей опускания и вовлекая их в воздымание. Полосы, выхваченные процессом воздымания со дна соседних прогибов, образуют ступени на склонах и периклиналях поднятий, разделенные взрезами (рис. 53).

✓ Взрезы определяют проницаемость земной коры в орогенных областях. Проницаемость носит резко выраженный сосредоточенный характер. Это составляет еще одно важное отличие орогенных режимов от геосинклинальных, для начальной стадии которых типична большая рассеянная проницаемость. Безразлично, развивается ли орогенез там, где только что существовал геосинклинальный режим (эпигеосинклинальный орогенез), или же там, где уже существовал платформенный режим (эпиплатформенный орогенез), орогенез происходит в коре, которая непосредственно перед этим или намного раньше испытала региональный метаморфизм, в ней образовался «кристаллический панцирь», и каналы, определявшие ее прошлую рассеянную проницаемость, были закрыты. При орогенических движениях такой панцирь взламывается и как результат образуются взрезы, которые и создают сосредоточенную проницаемость. Наряду с крупными основными взрезами образуется большое число более мелких пересекающихся разломов, превращающих кору в мозаику глыб разного размера.

Как показывает история новейшего и предыдущих орогенных режимов, последние сопровождаются как интрузивным, так и эффузив-

ным магматизмом. Это последующий (субсеквентный) и конечный магматизм, по терминологии Г. Штилле [210]. По распространенному типу пород он называется также порфировым [274, 137].

Состав магматических пород чрезвычайно разнообразен. В большей степени орогенный режим отличается от некоторых других режимов не составом пород, а тем, что орогенные интрузии принадлежат исключительно к субвулканическому типу, и тем, что отсутствуют признаки анатексиса в коре [96, 101, 221, 216].

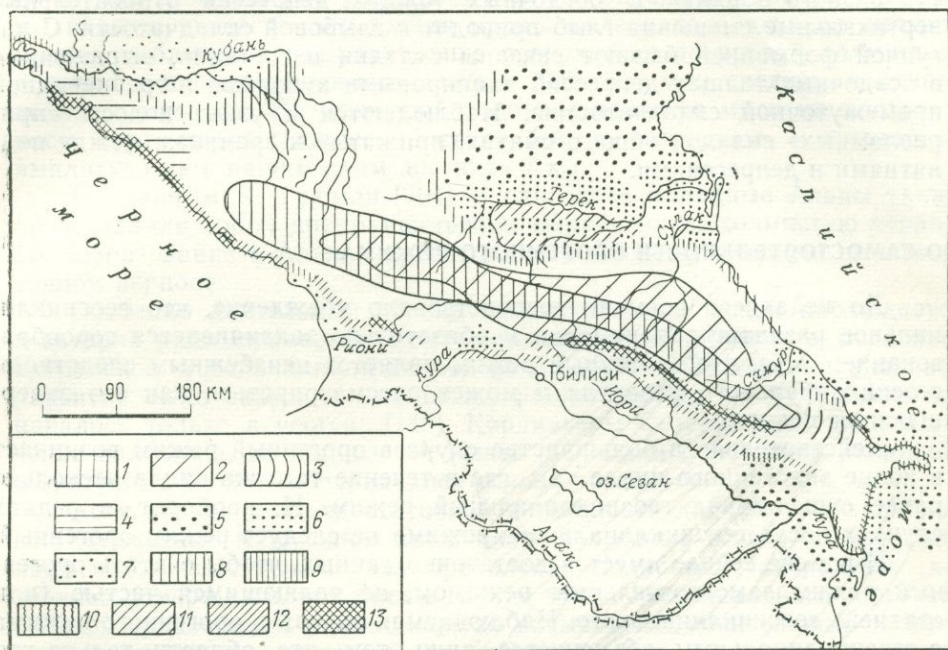


Рис. 53. Схема новейшей тектоники Большого Кавказа. По В. А. Растворовой.

Сводное поднятие Большого Кавказа. Его интенсивно поднимающаяся часть: 1 — в верхнем миоцене — нижнем плиоцене, 2 — в верхнем плиоцене — четвертичном периоде, 3 — со второй половины четвертичного периода (с послегюржянского времени); 4 — область малых поднятий в течение новейшего этапа. Депрессии (указана величина прогибания за четвертичный период): 5 — интенсивно прогибающиеся (до 1000 м), 6 — умеренно прогибающиеся (до 500 м), 7 — мало прогибающиеся (до 200 м). Зоны сочленения сводового поднятия с окружающими депрессиями. Четвертичные депрессии, накладыющиеся на моноклинально залегающие третичные отложения: 8 — с пологими углами падения, 9 — с крутыми углами падения. Четвертичные депрессии, накладыющиеся на периферию сводового поднятия, образованную смятыми в складки отложениями: 10 — четвертичными, 11 — третичными слабо складчатыми, 12 — третичными интенсивно складчатыми; 13 — четвертичные депрессии, накладыющиеся на периферию сводового поднятия Большого Кавказа, образованную дислоцированными доолигоценными отложениями

При орогенном режиме образуются дайковые серии, состоящие из пород от ультракислых до ультраосновных, от аплитов и пегматитов до дунитов и перидотитов. Как и дайки, субвулканические тела приурочены к зонам разломов. Они представлены штоками и лакколитами. Большим распространением пользуются кислые и средние, преимущественно щелочные интрузивные магмы: щелочные (калиевые) гранитоиды, сиениты, фонолиты, монзониты, адамеллиты и др. Широко развиты кварцевые порфиры. Среди эффузивов преобладают липариты, андезиты, трахилипариты, трахиандезиты. На поздних стадиях орогенного режима преобладание обычно переходит к базальтам и трахибазальтам. Отмечалась преимущественная приуроченность кислых магм

к орогенным поднятиям, а основных — к депрессиям. Были попытки найти и другие закономерности магматизма в орогенных областях [104, 105, 57, 216, 116, 64].

В связи с сочетанием изгибов земной коры с ее глыбовыми движениями орогенные поднятия в структурном отношении являются горст-антиклиналями (или горст-антиклинориями), а прогибы — грабен-синклиналями (или грабен-синклинориями). Мелкое раздробление коры второстепенными разломами приводит к формированию глыбовых структур разного порядка. В осадочных толщах депрессий относительные вертикальные смещения глыб приводят к глыбовой складчатости. С лагунной формацией бывают связаны складки нагнетания, выраженные в осадочных толщах депрессий диапировыми куполами и гребневидной промежуточной складчатостью. Наблюдаются и узкие полосы «приразломных» складок общего смятия, прижатые к границам между поднятиями и депрессиями.

О САМОСТОЯТЕЛЬНОСТИ ОРОГЕННОГО РЕЖИМА

До недавнего времени господствовало убеждение, что геосинклинальное развитие закономерно и обязательно заканчивается горообразованием, т. е. что орогенный режим является неизбежным следствием геосинклинального развития и может рассматриваться как его завершающая стадия.

Действительно в большинстве случаев орогенный режим возникает в конце эндогенного цикла там, где в течение того же цикла несколько ранее существовал геосинклинальный режим. И, наоборот, в редких случаях после геосинклинального режима не следует режим орогенный.

И все же сейчас имеется достаточно данных, чтобы считать орогенный режим самостоятельным режимом, не являющимся частью (или стадией) геосинклинального. Наблюдаемая же связь орогенного режима с геосинклинальным объясняется лишь тем, что области, только что прошедшие через геосинклинальную эволюцию, оказываются наиболее благоприятными для возникновения орогенного режима.

Главный аргумент в пользу самостоятельности орогенного режима основан на том, что этот режим возникает не только после геосинклинального, но и после платформенного режима. Наиболее ярким примером эпиплатформенного орогенеза является Тянь-Шань, который как современная горная страна появился в плиоцен-четвертичное время на месте молодой, частично эпигерцинской, а частично эпикаледонской платформы. Но проявление орогенного режима после платформенного, как мы увидим, установлено и для более ранних орогенических эпох. Однако орогенный режим развивается только на молодых платформах — эпибайкальских, эпикаледонских, эпигерцинских. Тектоно-магматическая активизация древних платформ выражается обычно в другой форме: в виде рифтового режима, хотя последний имеет место и на молодых платформах.

Следующим аргументом является то, что не все геосинклинали заканчивают свое развитие горообразованием. Его не было, например, после окончания развития киммерийской миогеосинклинали Восточного Забайкалья. Нет признаков значительного горообразования в конце герцинского цикла в Предкавказье и Закаспии, где в дальнейшем образовались Скифская платформа и западная часть Туранской платформы.

Вместе с тем в восточной части Туранской платформы такие признаки есть.

Чрезвычайно важным аргументом может считаться то обстоятельство, что и в тех случаях, когда орогенный режим как будто следует непосредственно за геосинклинальным (эпигеосинклинальный орогенез), между концом последнего и началом горообразования, отмеченным верхней молассой, наблюдается некоторый период тектонического спокойствия, отражающий перерыв в эндогенной активности. Например, Е. Е. Милановский [93] указывает, что на Большом Кавказе, где, как мы видели, инверсионная стадия продолжалась до олигоцена включительно, наблюдалось выравнивание поверхности до уровня холмистого рельефа с перепадами высот всего в 300—500 м в среднем и начале позднего миоцена. Но во второй половине позднего миоцена контрастность вертикальных движений стала быстро возрастать, и суммарная амплитуда их к нашим дням достигла 7 км.

По данным Р. Трюмпи [304], в олигоцене Западные Альпы также представляли собой преимущественно выровненную холмистую страну. Горообразование в Альпах происходило в миоцене, плиоцене и четвертичном периоде.

Особенно длительный период промежуточного покоя наблюдается в истории ряда киммерийских геосинклиналей. Например, в Верхояно-Колымской геосинклинали на Северо-Востоке СССР геосинклинальное развитие было завершено не позже раннего мела, а горообразование началось только в неогене [148]. Кордильеры Северной Америки в течение палеогена, по данным Ф. Кинга [62], были болотистой равниной, а орогенез в этой области начался только в миоцене.

Хотя по причине недостаточной детальности данных такое временное успокоение эндогенной активности далеко не всегда может быть подмечено, известные случаи проявления подобных «антрактов» позволяют утверждать, что даже в случае эпигеосинклинального орогенеза имеется тенденция к разделению во времени заключительных стадий геосинклинального развития, заканчивающегося в эпоху отложения нижней молассы общей инверсией, и начала орогенеза (эпоха верхней молассы).

Наконец, соотношения между поднятиями и прогибами, образующимися при орогенном режиме, и поднятиями и прогибами, развивавшимися ранее, в условиях предшествовавшего геосинклинального режима являются далеко не простыми и неоднозначными. Наряду с прямой унаследованностью, когда орогенные поднятия совпадают с положением бывших центральных поднятий геосинклинальной стадии и являются, во всяком случае внешне, дальнейшим их развитием, а орогенные межгорные и передовые прогибы также прямо связаны соответственно с межгорными и краевыми прогибами предшествовавшей геосинклинали, широко распространены случаи несогласного наложения орогенных структур на геосинклинальные. Такое несогласие может иметь разные форму и степень. Например, орогенные структуры оказываются более крупными по сравнению с геосинклинальными и одно орогенное поднятие обобщает в себе несколько геосинклинальных поднятий и прогибов. В других случаях несогласие в расположении орогенных и геосинклинальных структур лишь частичное и выражается, например, в том, что во время орогенеза активизируются некоторые участки геосинклинальных структур, тогда как другие, лежащие на простирании первых, не затрагиваются орогенезом. В третьих случаях

несогласие состоит в том, что простирающиеся орогенные структуры не совпадают с простирающимися геосинклинальными структурами и первые пересекают последние под тем или иным углом.

Целый ряд более сложных признаков самостоятельности орогенного режима указал Ю. Г. Леонов [83].

Ниже будут приведены некоторые особенности развития орогенного режима в ряде областей.

ПРОЯВЛЕНИЯ ОРОГЕННОГО РЕЖИМА В НЕКОТОРЫХ ОБЛАСТЯХ ЕВРАЗИИ

Из обзора истории *Западных Альп* было видно, что цикл геосинклинального развития там закончился в олигоцене. Поверхность Альп к концу геосинклинального развития характеризовалась невысоким холмистым рельефом.

Орогенный режим развивался в Западных Альпах в миоцене, плиоцене и четвертичном периоде [304, 305]. В это время массив Альп был разбит многими взрезами на глыбы, испытывавшие вертикальные дифференциальные движения при преобладании поднятия. Образовались гравитационные покровы гельветского типа. В передовых прогибах накапливались верхние грубые континентальные молассы.

В целом орогенная структура Западных Альп представляется в форме довольно простого свода, охватившего всю ширину Альп и обобщившего все частные зоны бывшей геосинклинали.

В сущности, орогенное поднятие наследовало ту форму, которую имело к концу своего развития инверсионное центральное поднятие. Это наиболее простое соотношение между геосинклинальным и орогенным развитием.

Особенностью орогенеза в Альпах является чрезвычайная медленность поднятия горного хребта по сравнению с темпами неотектонического воздымания других хребтов — и эпигеосинклинальных, и эпиплатформенных. Скорость поднятия Альп в течение периода орогенеза не превышала 1 мм/год. Она и сейчас не больше этой величины.

В зоне описанного выше пересечения через *Динариды*, Фракийский срединный массив (расколовшийся на ряд более мелких массивов) и Балканы соотношения между геосинклинальным и орогенным режимами в общем те же, что и в Альпах, т. е. простые, обусловленные прямой унаследованностью, но некоторый новый элемент в них вносится благодаря наличию срединного массива.

В сложной геосинклинали Динарид, как и в Альпах, центральное поднятие зародилось во внутренних зонах и оттуда постепенно распространялось к периферии геосинклинали. Этот процесс охватил время от сенона до конца эоцена, когда формирование флиша закончилось. Массивы, на которые раскололся единый раньше Фракийский срединный массив, — Пелагонский, Сербско-Македонский и Родопский — в течение всей геосинклинальной истории являлись областями поднятия, темп которого, однако, значительно менялся. В эоцене и особенно в олигоцене на срединном массиве и вдоль его границы с соседним и зонами Динарид образовались прогибы, где началось накопление морских моласс, относимых нами к разряду нижних. Эти события завершают геосинклинальное развитие Динарид, которые тогда еще не претерпели значительного подъема, хотя общая инверсия уже произошла.

Подъем начался в миоцене и продолжался в плиоцене и четвертичном периоде. Он охватил как Динариды, так и весь срединный массив, но последний при этом был еще больше раздроблен и между поднимающимися глыбами возникли грабены и замкнутые «овалы оседания», в которых накапливались грубые озерные и речные отложения, принадлежавшие к формации уже верхней молассы: ее состав свидетельствует о значительном преобладании поднятий над опусканиями. Верхняя моласса должна была также накапливаться и в передовом прогибе Динарид, но последний скрыт под водами Адриатического моря.

Такая дифференциация срединного массива с образованием в его пределах на фоне общего поднятия ряда изолированных впадин типична для многих срединных массивов в условиях орогенного режима. В других случаях край срединного массива на значительном протяжении может быть втянут в опускание с образованием на нем краевого прогиба, если рядом на месте более активных зон геосинклинали возникло орогенное поднятие. Или же срединный массив целиком опускается. Примером такого общего опускания является сложный Паннонский срединный массив, который с начала плиоцена полностью погрузился, в то время как окружающие его хребты поднимались особенно энергично.

В этом частичном или общем погружении срединных массивов на стадии орогенеза нельзя не видеть аналогии с тем, что происходит в ту же стадию на краю платформы, окаймляющей орогеническую область. Край платформы погружается с образованием передового прогиба.

Раскалывание Фракийского срединного массива сопровождалось интрузивной и эффузивной деятельностью: в его пределах известны неогеновые кислые и щелочные интрузии и неоген-четвертичные базальтовые излияния.

Благодаря главным образом работам Е. Е. Милановского [93] этап новейшего орогенного режима Кавказа изучен с большой полнотой. Мы уже указывали, что перед наступлением орогенного режима, что случилось в позднем миоцене, рельеф Большого Кавказа подвергся значительному выравниванию. В течение плиоцена и четвертичного периода Главный Кавказский хребет поднимался в виде свода. Последний постепенно расширялся и усложнялся продольными и поперечными флексурами, которые придавали поднятию ступенчатый характер как в поперечном, так и в продольном сечении. Флексуры подчеркивают глыбовую природу поднятия. Поднятию свода Большого Кавказа противостояли прогибания в Предкавказском передовом и Куринско-Рионском межгорном прогибах, а также в Апшеронском и Таманском периклинальных прогибах. Средний подъем Большого Кавказа составляет около 4 км. Количественное сопоставление объема поднятия с объемом опускания в окаймлявших прогибах дало следующее отношение:

$$\frac{\text{объем поднятия}}{\text{объем опускания}} = \frac{1,73}{1,00},$$

а сравнение суммарных средних амплитуд поднятия и опускания выразилось отношением 1,6 : 1,00.

Эти отношения ясно указывают на характерную черту орогенного режима — преобладание поднятий над опусканиями.

Скорость поднятия Большого Кавказа возрастала с приближением к нашему времени. Средняя скорость поднятия за весь неотектонический

этап около 0,5 мм/год, однако средняя скорость за четвертичный период достигла 2—3 мм/год, а за последние 2000 лет она увеличилась до 15 мм/год. Следовательно, за время существования орогенного режима произошло ускорение поднятия в 30 раз. Соответственно возросла и скорость опускания в прилегающих прогибах, что означает возрастание контрастности вертикальных движений. Этой особенностью своего развития Кавказ отличается от Альп, где в течение всей орогенной стадии скорость подъема горной страны не превышала 1 мм/год. И так же,

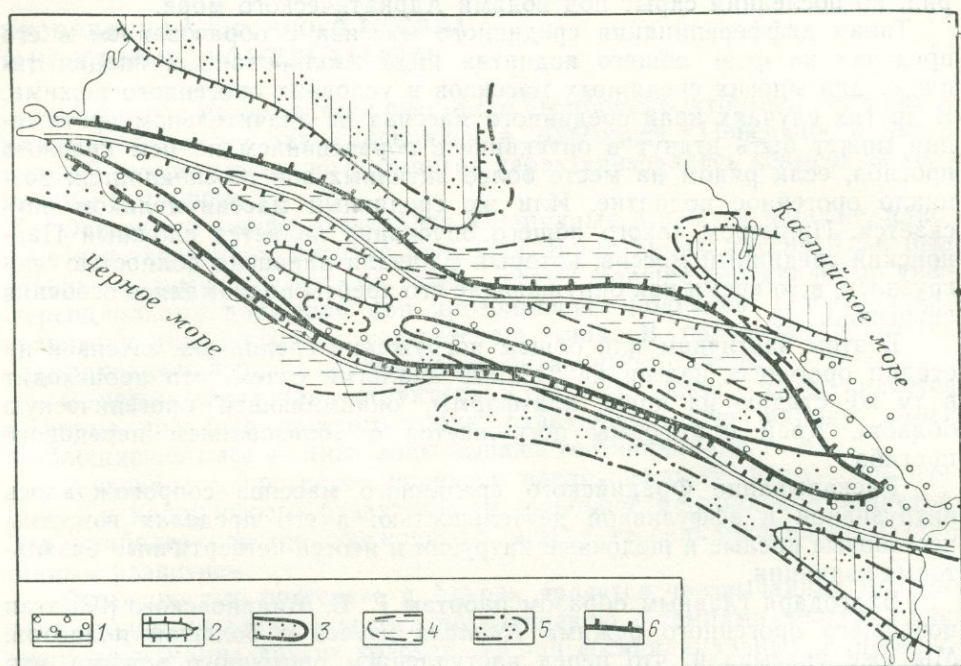


Рис. 54. Соотношение геосинклинального и орогенного развития Большого Кавказа в альпийском цикле. По В. Н. Шолпо.

1 — доинверсионные (допозднеюрские) интрагеосинклинали; 2 — доинверсионные интрагеоантиклинали и поднятия на прилегающей платформе; 3 — краевые прогибы; 4 — парагеосинклинали; 5 — центральные поднятия, образовавшиеся перед поздней юрой; 6 — граница плиоцен-четвертичного орогенного поднятия

как с малой скоростью подъема Альп, можно связать их относительно слабую сейсмичность; на Кавказе большую современную сейсмичность естественно приписать возросшей контрастности вертикальных движений.

На Кавказе наблюдаются несколько более сложные взаимоотношения между строением орогенной области и строением предшествовавшей орогенному режиму геосинклинали. Они представлены на рис. 54. Ось орогенного поднятия в восточной половине Большого Кавказа в общем совпадает с осью центрального поднятия, впервые возникшего здесь еще в конце средней юры. Куринская часть Куринско-Рионского межгорного прогиба также может считаться унаследованной от геосинклинального режима: эта часть межгорного прогиба образовалась на краю Закавказского срединного массива в результате миграции к югу позднеюрского и мелового флишевого краевого прогиба южного склона

Большого Кавказа. Однако северный склон орогенного поднятия в конце концов в процессе своего расширения к северу «втянул» в воздымание часть парагеосинклинали Северного Дагестана, т. е. орогенное поднятие оказалось шире отдельных частных зон предыдущей геосинклинали.

Сложнее взаимоотношения оказались в западной половине Большого Кавказа. Здесь ось орогенного поднятия отклонилась от оси бывшего геосинклинали центрального поднятия: ось последнего оказалась на южном склоне современного хребта, где ей соответствует Сванетский антиклинорий, а ось орогенного поднятия совпала с доинверсионной интрагеоантиклиналью. Рионская часть Куринско-Рионского межгорного прогиба была наложена не только на край Закавказского срединного массива, но и на Абхазскую парагеосинклинали, а северный склон орогенного поднятия в его западной части распространился на десятки километров внутрь платформы: моноклинали северного склона Западного Кавказа представляет собой поднятый край Скифской платформы. Следовательно, на Кавказе мы видим примеры некоторых заметных отклонений от прямой унаследованности орогенных структур от геосинклинали, хотя орогенез в этом случае является эпигеосинклиналиным.

Исключительный интерес для выяснения условий развития орогенного режима и его взаимоотношений с другими режимами представляют области Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Южной Сибири и Центральной Азии. Здесь можно наблюдать орогенные режимы и эпигеосинклинали, и эпиплатформенные. В некоторых районах они повторяются, будучи приурочены к заключительным стадиям следующих друг за другом эндогенных циклов, причем можно проследить последовательность от эпигеосинклинали орогенеза через платформенный режим к эпиплатформенному орогенезу, после чего могут снова возникнуть и платформенный режим и еще раз орогенный режим. Наблюдаются и различные взаимоотношения между орогенными и более ранними геосинклиналиными структурами.

А. А. Моссаковский [104] описал проявления орогенного режима в Западном Саяне и в области Минусинских впадин. Последние расположены в зоне так называемых салаирид, т. е. там, где геосинклинали развитие закончилось в середине кембрия. Обычно салаириды считаются «ранними каледонидами», но нам кажется логичнее отнести их к байкалидам, конец геосинклинали развития которых повсеместно захватывает часть кембрийского периода. В течение позднего кембрия, ордовика и силура область Минусинских впадин являлась областью поднятия и служила платформой, обрамляющей с севера развивавшуюся в это время каледонскую геосинклинали Западного Саяна (рис. 55). В последней частная инверсия произошла в ордовике, после чего к югу от поднятия образовался краевой прогиб, в котором накапливались флишеидные толщи ордовика и нижнего силура. Ось прогиба в это время смещалась к юго-востоку, постепенно приближаясь к оси современной Тувинской впадины. В позднем силуре флиш сменился нижней молассой, что означает общую инверсию. В течение раннего девона происходили наземные излияния вначале основных, а позже кислых лав, и в среднем и позднем девоне формировалась континентальная красноцветная верхняя моласса. Это и было временем проявления орогенного режима каледонского цикла, причем основные структурные формы орогенной стадии оказались вполне унаследованными от геосинклинали. В последующее время наблюдалось посте-

пенное ослабление интенсивности тектонических движений, что к концу карбона и началу перми привело к превращению всей области в болотистую равнину (карбоновые и пермские угли). Таким образом, в течение герцинского цикла орогенный режим сменился платформенным.

По другую сторону геосинклинали Западных Саян — в области Минусинской эпибайкальской платформы — в начале девона, когда Западно-Саянское центральное поднятие превратилось в орогенное, начали прогибаться Минусинские впадины, где после периода вулканических излияний накапливалась красцветная континентальная

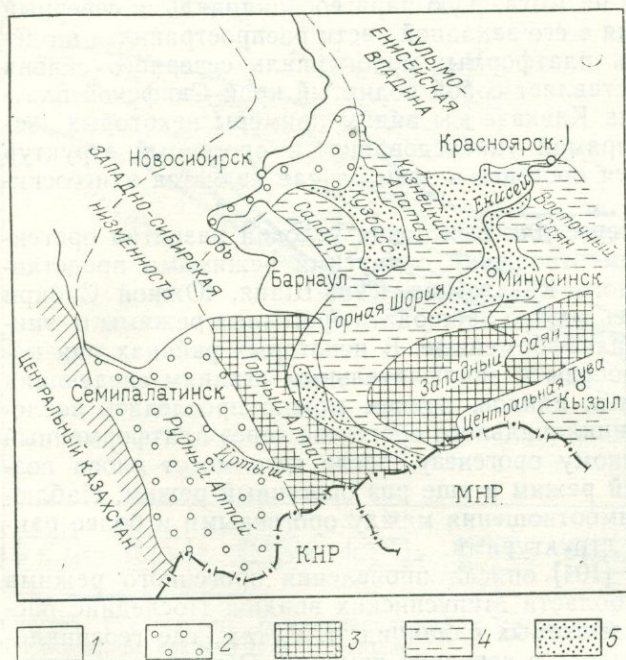


Рис. 55. Тектоническая схема Алтае-Саянской области. По В. А. Кузнецову в интерпретации В. В. Белоусова.

1 — Западно-Сибирская молодая плита; 2 — герцинская интрагеосинклиналь Рудного Алтая; 3 — каледонские интрагеосинклинали, превратившиеся в поднятия после инверсии в ордовике; 4 — каледонские интрагеоантиклинали, образовавшиеся на месте байкальского геосинклинального и орогенного развития, сохранившие состояние устойчивого поднятия; 5 — участки каледонских интрагеоантиклиналей, испытавшие опускание в конце каледонского цикла во время орогенного режима

моlasses, аналогичная молассе Тувинского прогиба. Но в отличие от Тувинского молассового прогиба, явившегося результатом развития структур предыдущего геосинклинального режима, Минусинские впадины резко несогласно наложены на структуры эпибайкальского фундамента. В последнем структуры простираются на север или северо-запад, а простираение наиболее протяженных флексур, ограничивающих девонские впадины, северо-восточное. Впадины имеют угловатые очертания и окружены крутыми флексурами, что подчеркивает их глубокую природу.

Можно провести аналогию между формированием этих наложенных впадин и тех впадин, которые сопровождали орогенный режим альпийского цикла на Фракийском срединном массиве. И там и здесь образовались изолированные впадины глыбового происхождения, несогласно наложенные на подстилающие структуры, совпавшие во времени с горообразованием на месте соседних геосинклинальных зон.

Как и в Туве, в области Минусинских впадин после завершения цикла орогенного развития наступил платформенный режим.

А. А. Моссаковский отмечает, что и в Тувинском прогибе, и в Минусинских впадинах дислокации второго порядка имеют ясно выраженный глыбовый характер. Он же указывает, что вещественный состав магматических пород различен в Тувинском прогибе и в Минусинских впадинах: в первом случае преобладает кислая магма, во втором — основная и щелочная.

В Центральном Казахстане и Северном Тянь-Шане в зонах, где последний геосинклинальный режим развивался в течение каледонского эндогенного цикла, он закончился эпигеосинклинальным орогенезом [18, 26 и др.]. Ему соответствует накопление девонских пестроцветных континентальных моласс. Их формирование закончилось в начале позднего девона, а в течение фаменского века и раннего карбона наступило время отложения маломощных однообразных мелководных известняков. Образование последних свидетельствует о малых дифференцированности и амплитуде вертикальных движений земной коры, т. е. о платформенном режиме. Со среднего карбона появляются признаки активизации вертикальных движений земной коры в виде терригенных отложений, состав которых вверх по разрезу становится все более грубым и в конце позднего карбона и в перми приобретает облик пестроцветной молассы. Мощность ее измеряется тысячами метров. Очевидно, после платформенной стадии в эти области вернулся орогенный режим, который мы должны считать уже эпиплатформенным.

В то же время в зоне герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня и Центральной Азии развивается эпигеосинклинальный орогенез. В мезозое на всей огромной площади Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Южной Сибири и Центральной Азии в зонах бывших каледонских и герцинских геосинклиналей наблюдается переход к режиму молодой платформы [68, 127, 115]. Снижение тектонической активности, выраженное в форме ослабления контрастов вертикальных движений, происходит при этом постепенно. После общего поднятия в триасе, которое относится к орогенному режиму, завершающему герцинский цикл, возникло расчленение территории на впадины и поднятия. В течение юры и большей части раннего мела расчленение было довольно контрастным, что позволило выше область Западного и Центрального Забайкалья, где наблюдаются именно эти условия, отнести к разряду парагеосинклиналей. Возможно, что и ряд других районов, где образуются мезозойские впадины и поднятия, также должны считаться парагеосинклиналями. Юрские и раннемеловые впадины и прогибы наложены несогласно на каледонские складчатые структуры, тогда как по отношению к герцинским структурам они частично являются унаследованными. Во впадинах отлагались почти исключительно континентальные обломочные толщи, в том числе угленосные. Мощность отложений в некоторых местах достигает 4—5 км. Она особенно велика близ глубинных разломов, где земная кора вытягивалась в значительное прогибание. Формирование впадин и поднятий сопровождалось излиянием андезитов и кислыми интрузиями.

В конце раннего мела происходит значительное снижение контрастов вертикальных движений, и вся эта огромная область становится уже настоящей платформой. В течение позднего мела и палеогена на ней формируется типичный платформенный чехол, сложенный в Южном Тянь-Шане морскими, лагунными и континентальными отложениями, а в других местах — только континентальными осадками. На том же стратиграфическом уровне образуются и коры выветривания.

Новый (и последний) орогенный режим наступил почти на всей рассматриваемой территории в неогене. Он развивался в четвертичном периоде и продолжается до сих пор. Неотектоническая активизация началась в миоцене с небольшого увеличения контрастов между поднятиями и опусканиями, но позже контрасты быстро возрастали, и проявилось сильное преобладание поднятий над опусканиями. Особенно

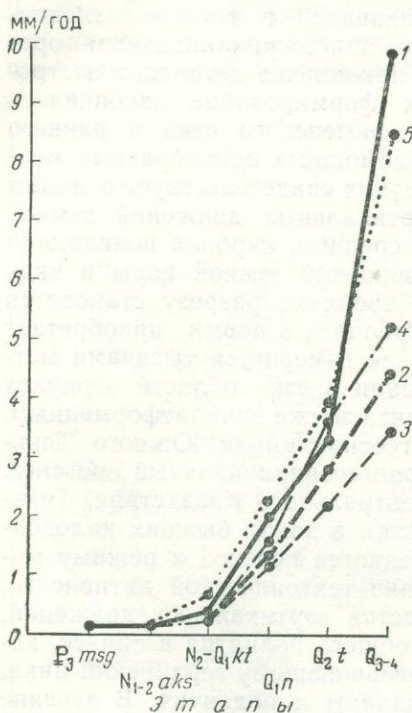


Рис. 56. Изменение средней суммарной поэтапной скорости вертикальных новейших движений. По С. А. Несмеянову.

1 — Кураминский хребет; 2 — Ферганская депрессия; 3 — Северная зона депрессии; 4 — Южная зона депрессии; 5 — Туркестанский хребет. Этапы: *msg* — массагетский; *aks* — аксарайский; *kt* — коктюрлюкский; *n* — нанайский; *t* — ташкентский

ярко процесс ускорения вертикальных движений и усиления их контрастов наблюдается в Тянь-Шане, где амплитуда движений достигла 12—15 км. Если в начале плиоцена скорость поднятий в Тянь-Шане измерялась 0,5 мм/год, то в позднечетвертичное время она достигла 9—10 мм/год (рис. 56). Такой же процесс ускорения, как мы знаем, наблюдается и на Большом Кавказе. В других областях Южной Сибири и Центральной Азии активность новейшего орогенеза слабее, а Центральный Казахстан не был им захвачен совсем, хотя до палеогена включительно его история мало чем отличалась от истории тех областей, которые были вовлечены в неотектоническую активизацию.

Точно так же обнаруживается значительная разница в поведении в неотектоническую эпоху таких эпигерцинских платформ со сходной предшествующей историей, как Западно-Сибирская, Туранская и Скифская, с одной стороны, и Западно-Европейская, с другой. На первых трех неотектоническая активизация сказалась очень слабо. Только на окраинах Западно-Сибирской платформы, там, где осадочный чехол либо отсутствует, либо распространен локально (на Урале, в Енисейском кряже, Восточном Саяне и вдоль южного ограничения платформы), новейший орогенез в некото-

приурочивались к структурным поднятиям; последние в орогенную стадию подвергались сильному растрескиванию.

РИФТОВЫЙ РЕЖИМ

Появление в самое последнее время насыщенной фактическим материалом и интересными идеями сводной работы Е. Е. Милановского [95] позволяет нам ограничиться самым кратким обзором особенностей и условий возникновения рифтового режима материков. Работа Е. Е. Милановского содержит и исчерпывающий список литературы о проявлениях этого режима.

Рифтовый режим имеет сходство с орогенным и иногда понимается как разновидность последнего. Однако ряд специфических черт заставляет выделить его в самостоятельную категорию.

Те примеры рифтового режима, которые в настоящее время хорошо известны, по времени своего проявления относятся исключительно к кайнозою, причем наиболее важные события в развитии этого режима происходили в неогене и четвертичном периоде, т. е. в эпоху неотектонической активизации. Делались попытки установить признаки того же режима в более древние геологические эпохи. Однако эти попытки не вышли из стадии предположений. Например, иногда полагают, что авлакогены аналогичны рифтам. Но далеко не все элементы, составляющие рифтовый режим, обнаружены в древних авлакогенах. Так что мы пока точно не знаем, проявлялся ли рифтовый режим в прошлые циклы и как он был выражен.

За последнее время рифты привлекли к себе очень большое внимание в связи с открытием на дне океанов огромного по протяженности рифтового пояса. Здесь речь будет идти только о материковых рифтах.

Прежде всего о терминологии. Рифт — английское слово, означающее раскол с растяжением. При буквальном понимании каждый нормальный сброс или раздвиг является рифтом. Но как геологический термин «рифт» обозначает совокупность структур растяжения. Элементарными структурами растяжения являются грабены. Следовательно, рифт — это совокупность грабенов, принадлежащих к одной области растяжения земной коры. Говорят также о рифтовых поясах и рифтовых системах, имея в виду совокупности грабенов разных порядков.

На материках рифты известны в разных местах. Наиболее типичными являются Аравийско-Африканский рифтовый пояс, Байкальский и Рейнский рифты, а также рифт Провинции Хребтов и Долин на срединном массиве Северо-Американских Кордильер.

Все эти рифты образовались приблизительно в одно и то же время (преимущественно в неогене и четвертичном периоде), но на различном фундаменте. Аравийско-Африканский пояс и Байкальский рифт заложены на древней платформе, Рейнский — на эпигерцинской молодой платформе, а рифт Провинции Хребтов и Долин — на срединном массиве внутри мезозойской геосинклинали. Важно подчеркнуть, что во всех случаях материковых рифтов фундамент сохраняется в дне рифтов. Он только опущен в грабенах, но не раздвинут в стороны от них, как это предполагается для океанических рифтов.

Подготовительной стадией развития рифтового режима во всех случаях было образование обширных выпуклых структур типа антеклиз, но больших размеров и амплитуды, чем обычные антеклизы. Такие структуры мы назовем сводами. Они имеют неправильно овальную форму,

поперечник во много сот и даже в несколько тысяч километров и амплитуду поднятия в несколько километров.

В дальнейшем на сводах образуются расколы растяжения, вдоль которых и формируются сложные грабены, разделенные на грабены и горсты второго и более высоких порядков. Расположение расколов на сводах контролируется двумя факторами: распределением растягивающих напряжений, возникающих при выгибании свода под действием сил, направленных снизу вверх, и неоднородностями строения земной коры.

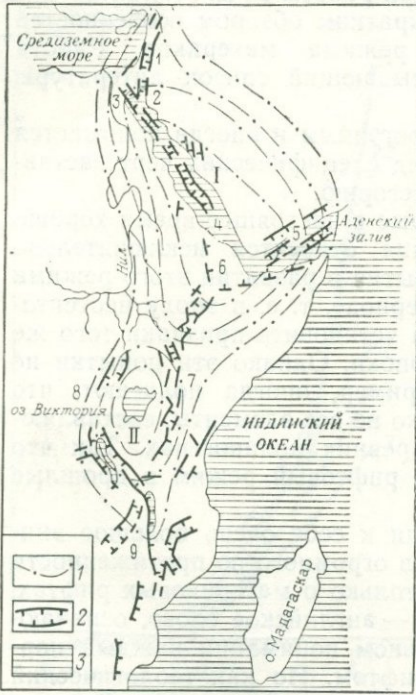


Рис. 57. Аравийско-Африканский рифтовый пояс.

1 — условные изогипсы сводов: I — Нубийско-Аравийского, или Эритрейского, II — Восточно-Африканского; 2 — сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла); 3 — моря и озера. Грабены: 1 — Мертвого моря, 2 — Акаба, 3 — Суэцкий, 4 — Красного моря, 5 — Аденский, 6 — Эфиопский, 7 — восточная ветвь Восточно-Африканского рифта (рифт Грегори), 8 — западная ветвь Восточно-Африканского рифта, 9 — Ньяса

при выгибании свода под действием сил, направленных снизу вверх, и неоднородностями строения земной коры. Ширина грабенов 30—60 км, а амплитуда сбросов несколько километров (максимальная 5—6 км). Грабены погружаются постепенно в течение длительного геологического времени. Сбросам обычно предшествует формирование флексур.

Как предваряющее поднятие сводов, так и дальнейшее развитие грабенов сопровождаются вулканической деятельностью, объем которой, однако, в разных случаях и разных местах очень различен. Среди лав резко преобладают щелочные породы — фолиты, трахиты и др., родоначальником которых является щелочной базальт. Своды в современном рельефе выражены пологими поднятиями, а грабены — понижениями в форме долин. Часто к ним приурочены озера и речные долины. Грабены частично заполнены вулканическими породами, а также озерными и речными отложениями. Все рифтовые области характеризуются сильной сейсмичностью.

Познакомимся вкратце с историей и строением перечисленных главных рифтов.

Аравийско-Африканский рифтовый пояс.

Этот пояс является наиболее крупной на материках структурой такого типа. Он протянулся в меридиональном направлении на 6500 км от Ближнего Востока в Восточную Африку до устья р. Замбези. Пояс распадается на две рифтовые системы — Эритрейскую и Восточно-Африканскую, лежащие на протяжении одна другой, но связанные каждая со своим собственным сводовым поднятием: соответственно Нубийско-Аравийским и Восточно-Африканским. Первый имеет поперечник 2000 км и вертикальную амплитуду 5 км, размер второго 1200×2000 км и амплитуда 3 км (рис. 57).

В Эритрейской системе основным является грабен Красного моря, протягивающийся полосой вдоль оси моря, его ширина около 60 км. Этот грабен вместе с тем лежит вдоль длинной оси всего Ну-

бийско-Аравийского свода. На северной и южной периклиналях свода грабен Красного моря веерообразно расщепляется на более мелкие грабены: Суэцкий и Акаба на севере и Аденский и Эфиопский на юге. На продолжении к северу грабена Акаба выделяют еще грабены Мертвого моря, Ливанский и Сирийский. Такое расположение грабенов на Нубийско-Аравийском своде полностью согласуется с полем растягивающих напряжений на участке коры, испытывавшем выгибание под действием вертикальных сил.

Нубийско-Аравийский свод образовался в мезозое. Отдельные грабены системы развивались в разное время, начиная с олигоцена. Так, Суэцкий и Эфиопский грабены образовались в олигоцене. В позднем олигоцене стал оседать северный конец грабена Красного моря, и отсюда оседание постепенно распространялось к югу, достигнув Баб-эль-Мандебского пролива в плиоцене, когда установилось сообщение с Индийским океаном. Грабен Мертвого моря стал опускаться с миоцена. Формирование этой рифтовой системы сопровождалось вулканической деятельностью, особенно сильной на юге, в Эфиопии.

Мы видим, что Эритрейская система только частично находится на суше. Некоторые ее грабены залиты морем. Через Аденский грабен она соединяется с рифтом Срединно-Индийского хребта, т. е. с океаническим рифтовым поясом.

Восточно-Африканская рифтовая система имеет более сложное строение. Единый на севере грабен оз. Рудольфа южнее разделяется на две ветви, охватывающие центральную часть Восточно-Африканского свода дугами с востока и запада. Восточная дуга — это так называемый «рифт Грегори». Он протягивается через Кению в Северную Танзанию, где веерообразно расщепляется на несколько малых грабенов и вскоре заканчивается.

На всем протяжении он связан с так называемым Кенийским сводом, который представляет собой поднятие второго порядка на крыле Восточно-Африканского свода. Амплитуда Кенийского свода до 750 м.

Западная ветвь от оз. Рудольфа протягивается вдоль полосы больших озер: Альберта, Эдуарда, Киву, Танганьики, Ньяса. Дно некоторых озер опущено ниже уровня моря. Например, дно оз. Танганьика опущено на 540 м ниже уровня моря, хотя поверхность воды в том же озере находится на высоте 770 м над уровнем моря.

Эта ветвь не предварялась особым поднятием второго порядка, как это было для рифта Грегори. Краевые поднятия, сопровождающие грабены Западной ветви, образовались позже, одновременно с опусканием грабенов.

Максимальная амплитуда опускания грабенов во всей этой системе достигает 3 км.

Восточно-Африканский свод поднялся в конце мезозоя и палеогене. Рифт Грегори начал образовываться в позднем миоцене, а главные движения в нем происходили в плиоцене и плейстоцене. Западная ветвь начала формироваться в раннем миоцене, но максимальная тектоническая активность и здесь была приурочена к плейстоцену. Особой структурой в западной ветви является выросший внутри грабена в плейстоцене и голоцене горст Рувензори, представляющий собой сводово-глыбовую структуру, поднятую на 4 км при ширине ее всего 25 км.

Вулканическая деятельность большой силы сопровождала развитие рифта Грегори на всех его стадиях. Первые излияния (фонолитов)

произошли в миоцене на поверхности Восточно-Африканского свода еще до образования грабенов. В дальнейшем площадь проявления вулканизма сужалась и в конце концов сосредоточилась внутри самого грабена. При этом трещинные излияния в голоцене сменились извержениями отдельных центральных вулканов.

Западная ветвь отличается значительно меньшим объемом вулканической деятельности.

Расположение грабенов на Восточно-Африканском своде определяется неоднородностями строения земной коры, наличием в ней прочных древних массивов и значительно менее прочных зон бывших протерозойских геосинклиналей.

Байкальский рифт. Этот рифт обнимает не только котловину оз. Байкал, но и большое число примыкающих к ней депрессий. Он протягивается от впадины оз. Косогол на юго-западе через Тункинскую, Южно-Байкальскую, Северо-Байкальскую, Баргузинскую и Верхне-Ангарскую впадины к Муйской, Баунтовской, Чарской, Токкинской и другим более мелким впадинам на северо-востоке. Общая длина рифта 2500 км (рис. 58).

Рифт образовался преимущественно на сводовом поднятии поверхности докембрийского фундамента. Еще в мезозое здесь были отдельные частные впадины и поднятия, но их расположение отличалось от расположения более поздних рифтовых структур. В палеоцене и эоцене местность была выровнена и на поверхности образовалась кора выветривания. В олигоцене и миоцене в плоских прогибах отлагались тонкие осадки и формировались угли.

Развитие грабенов в их новейшем виде происходило в позднем плиоцене, плейстоцене и голоцене. Вся зона оказалась разрезанной сложной сеткой продольных и поперечных сбросов. Амплитуда вертикальных смещений различна в разных местах и максимальная достигает 5 км. Наибольшая глубина оз. Байкал 1600 м; дно его опущено значительно ниже уровня моря.

Одновременно с опусканием коры в грабенах края рифта испытали поднятие и в это же время образовались хребты (Хамар-Дабан, Приморский, Баргузинский и др.), окаймляющие Байкал и другие депрессии. Вулканизм не отличался большой интенсивностью. Известны лишь малые по объему излияния базальтов из отдельных небольших вулканических аппаратов.

Байкальский рифт не соединяется с океаническим рифтовым поясом.

Рейнский рифт. Этот рифт разделяется на несколько грабенов (рис. 59). На юге это Верхне-Рейнский грабен, отделяющий холмистые массивы Вогез на западе от горного массива Шварцвальд на востоке. Южный конец его у г. Базеля раздвоен и заканчивается у фронта складчатой зоны Альп. Севернее Франкфурта-на-Майне грабен разделяется на две ветви. Одна из них продолжается к северу (Гиссенский грабен) и затухает в районе Гёттингена, другая направляется на северо-запад и заканчивается на территории Голландии. Этот последний грабен называется Нижне-Рейнским. Длина Рейнского рифта около 600 км. В рельефе почти на всем своем протяжении он выражен долиной шириной около 40 км.

Рейнский рифт наложен на складчатый палеозойский фундамент и мезо-кайнозойский осадочный чехол эпигерцинской Западно-Европейской платформы. Его простираение сечет палеозойские складчатые

структуры, имеющие преимущественно широтные простирания. Во время платформенной стадии — в мезозое и палеогене — образовался Рейнский свод, в состав которого входили Шварцвальд, Вогезы, Рейнские горы и Арденны. Размеры свода 250×350 км, амплитуда поднятия около 1 км. Верхне-Рейнский грабен совпадает с осью свода, а его разветвленные окончания — с периклиналями. Следовательно, как и на

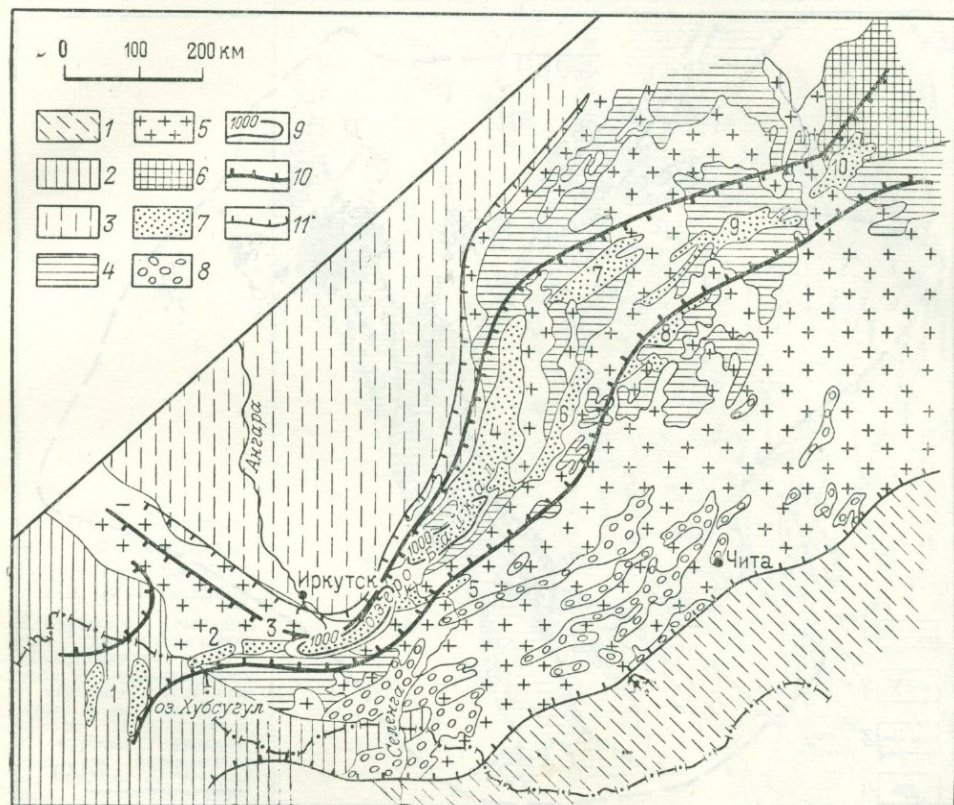


Рис. 58. Схема строения Байкальского рифта и зоны эпимезозойской орогенной активизации в Западной Забайкалье. По Н. А. Логачеву.

Зоны складчатости: 1 — герцинской, 2 — каледонской, 3 — нижнепалеозойские отложения Ангаро-Ленского передового прогиба байкальской орогенной зоны; 4 — протерозойские осадочные и метаморфические породы; 5 — протерозойские гранитоиды; 6 — зона архейской складчатости; 7 — неотектонические грабены Байкальского рифта; 8 — грабены в зоне эпимезозойской орогенной активизации; 9 — изолинии глубины 1000 м в оз. Байкал; границы зоны неотектонического поднятия (м): 10 — до 3000, 11 — до 2000. Грабены Байкальского рифта: 1 — Косогольские, 2 — Терский, 3 — Тункинский, 4 — Байкальские, 5 — Нижне-Селенгинский, 6 — Баргузинский, 7 — Верхне-Ангарский, 8 — Баунтовский, 9 — Муйский, 10 — Чарский

Нубийско-Аравийском своде, расположение разрывов здесь определяется полем растягивающих напряжений, связанных с выгибом земной коры под действием вертикальных сил.

Рейнский рифт начал образовываться в южной своей части в позднем эоцене, и постепенно в течение олигоцена, неогена и четвертичного времени оседание распространялось к северу. На разных стадиях формирования рифта сопровождалось излиянием щелочных лав. Максимальная амплитуда опускания грабенов достигла 2,5 км. Происходящие

до сих пор землетрясения показывают, что опускание грабенов продолжается. Геодезические измерения отметили в разных частях рифта скорость опускания от 0,5 до 0,7 мм/год. Рейнский рифт, подобно Байкальскому, не имеет связи с океаническим рифтовым поясом.

Рифт Провинции Хребтов и Долин (называемый также Большим Бассейном). Он находится в США в центре Кордильер в штатах Калифорния, Невада, Юта и Аризона. Ширина рифта 600 км (рис. 60).

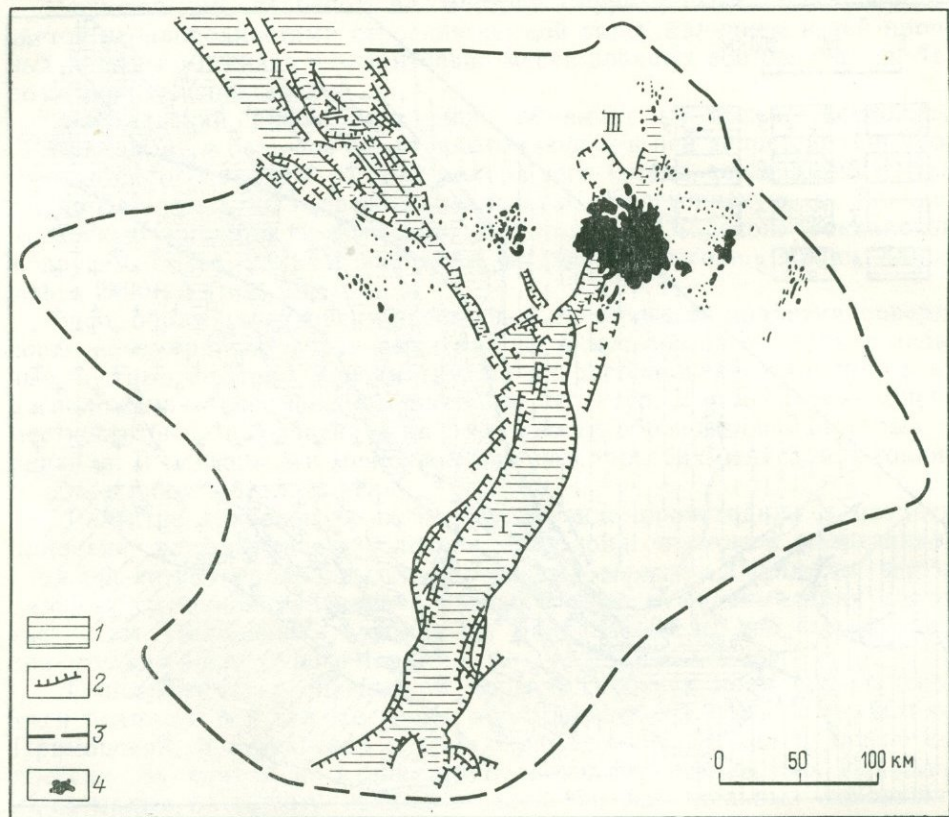


Рис. 59. Схема Рейнского рифта. По Г. Клоосу.

1 — грабены: I — Верхне-Рейнский, II — Нижне-Рейнский, III — Гиссенский; 2 — сбросы; 3 — контур Рейнского свода; 4 — области неогенового и четвертичного вулканизма

Морфологически это высокое плато, разделенное на продольные (меридиональные) хребты и долины между ними; геологически это срединный массив в мезозойской геосинклинали Кордильер. Массив сложен дислоцированными палеозойскими отложениями, несогласно перекрытыми отдельными пятнами маломощных, главным образом континентальных мезозойских отложений. В миоцене началось растяжение, которое привело к образованию большого числа нормальных сбросов и к разделению всей зоны на грабены и горсты. Растяжение было наибольшим в начале плиоцена. К этому же времени приурочен сильный вулканизм.

Предполагается, что через Калифорнийский залив рифт Большого Бассейна соединяется с рифтом Восточно-Тихоокеанского подводного хребта, т. е. с океаническим рифтовым поясом.

Первоначально предполагалось, что образование систем грабенов можно объяснить растяжением земной коры при формировании предваряющих сводов и опусканием клиньев коры в образующиеся зазоры по принципу «арки». Однако в дальнейшем подсчеты показали, что такого механизма недостаточно для объяснения наблюдаемой амплитуды грабенов.

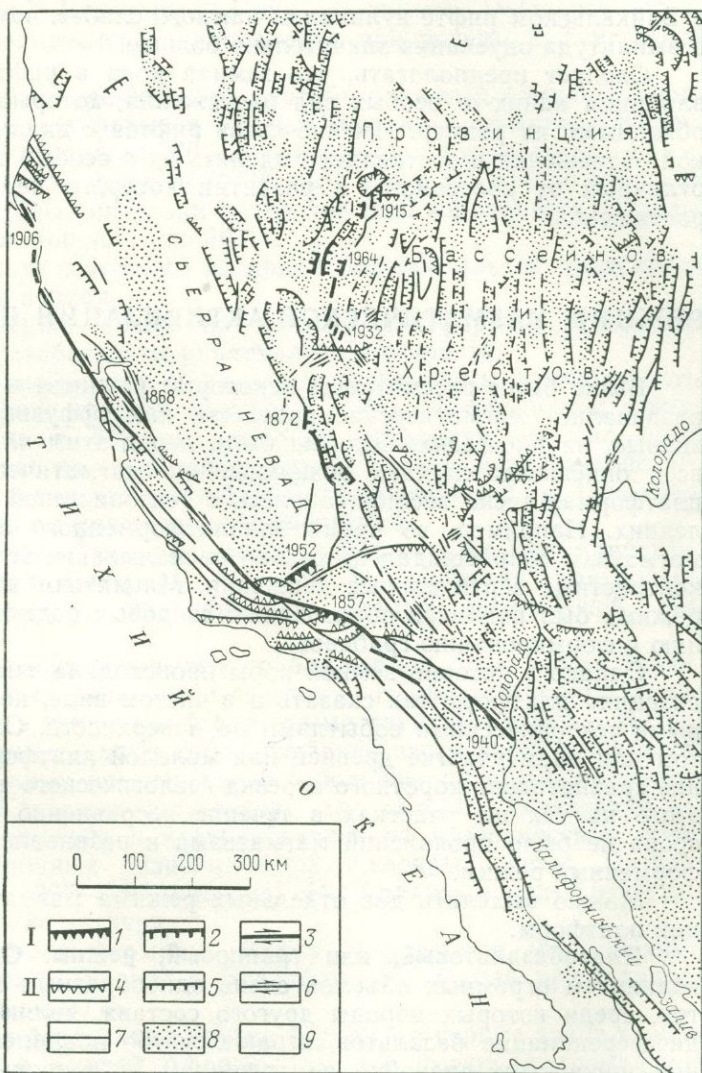


Рис. 60. Карта разломов на юго-западе Северной Америки. По А. В. Лукьянову.

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

Например, раздвиг, который образовался бы на Восточно-Африканском своде благодаря растяжению коры в результате одного ее выгибания, не превысил бы нескольких сот метров. В то же время, исходя из среднего наклона сбросов ($60-70^\circ$) и их вертикальной амплитуды (до 3 км), нетрудно установить, что требуемое для образования этого рифта растяжение достигает нескольких километров. Подсчеты для Рейнского рифта дали размер растяжения 4,8 км. Для Про-

винции Хребтов и Долин суммарное растяжение достигло 70 км. Такое растяжение, конечно, никак не может быть покрыто за счет одного изгиба. Во всех случаях размер растяжения соответствует приблизительно 10% ширины зоны растяжения. Нельзя объяснить опускание грабенов и выбросом наружу глубинного материала в процессе вулканической деятельности, так как не наблюдается связи между размером погружения грабенов и объемом вулканических продуктов. Например, в Байкальском рифте вулканизм намного слабее, чем в рифте Грегори, а амплитуда опускания значительно больше.

Следует предполагать, что земная кора в рифтах находится под влиянием каких-то особых сил растяжения, которые обеспечивают необходимый их размер. Именно связь рифтов с динамической обстановкой растяжения и заставляет выделять их в особый эндогенный режим, отличный от орогенного, в развитии которого нет явных признаков растяжения.

РЕЖИМЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМ

Выше были рассмотрены некоторые режимы, в связи с которыми развивались магматические процессы, как эффузивные, так и интрузивные, на площадях, которые были перед этим платформами. Но во всех описанных случаях возникновение магматических процессов на платформах тесно ассоциировалось с тектонической активизацией последних. Например, во время эпиплатформенного орогенного режима магматизм сопровождал не только раскалывание земной коры, но и ее контрастные вертикальные движения. Магматизм во время рифтового режима был подчинен образованию сводовых поднятий, их раскалыванию и формированию грабенов.

Однако в истории земной коры происходила «магматическая активизация» платформ так сказать и в чистом виде, не связанная с крупными тектоническими событиями на поверхности. Она происходила на том или ином участке древней или молодой платформы всегда в течение сравнительно короткого отрезка геологического времени. До и после этого на тех же участках в течение несравненно более длительного срока не было проявлений магматизма и развивался спокойный платформенный режим.

Можно выделить два отдельных режима магматической активизации платформ.

Платобазальтовый, или трапповый, режим. Он характеризуется излиянием огромных объемов очень однообразных толеитовых базальтов, среди которых породы другого состава, являющиеся продуктами дифференциации базальтов, играют сугубо подчиненную роль. Излияния происходят спокойно по трещинам, и покровы базальтов растекаются на больших площадях. Суммарная мощность базальтов может измеряться километрами. Параллельно с излияниями образуются пластовые интрузии того же основного состава — габбрового и диабазового. В области излияния платобазальтов земная кора обычно несколько прогибается, и излившиеся толщи поэтому залегают в пологой синеклизе. В этом состоит существенное отличие данного режима от рифтового, в условиях которого, как мы видели, раскалывание коры и излияния предваряются образованием сводовых ее выгибов.

Платобазальты на древних платформах известны начиная с протерозоя. Но первое действительно массовое проявление платобазальтового режима приходится на конец палеозоя и начало мезозоя.

На Сибирской древней платформе платобазальты и связанные с ними пластовые основные интрузии образовывались в конце перми — начале триаса. Базальты покрывают площадь в 1,5 млн. км² и имеют мощность до 2 км. Пластовые интрузии габбро и диабазов также имеют большую мощность. Некоторые из них достигают мощности 100 м. В основном эти магматические проявления приурочены к Тунгусской синеклизе.

В позднем триасе — ранней юре платобазальтовый комплекс образовался на древней платформе в Южной Африке в синеклизе Карру. Лавы там покрывают площадь 26 000 км² и имеют мощность до 1400 м. Значительно большая площадь (570 000 км²) в том же районе охвачена образованием пластовых интрузий долеритов того же возраста. Отдельные интрузии имеют мощность до 300 м.

Следующая эпоха массовых излияний платобазальтов приходится на мел и третичный период.

В Южной Америке также на древней платформе в синеклизе Парана развиты платобазальты раннемелового возраста.

В течение позднего мела и палеогена изливались платобазальты Декана на Индийской древней платформе. Эти платобазальты сейчас покрывают площадь в 500 тыс. км², но первоначально она была больше: значительная их часть сейчас погружена под воды Бомбейского залива. Мощность деканских платобазальтов достигает 2 км. Под ними земная кора прогнута в форме пологой синеклизы.

Наконец, миоценовый возраст имеют платобазальты Колумбийского плато в Кордильерах Северной Америки. Эти излияния приурочены к срединному массиву, находящемуся внутри мезозойской геосинклинали.

Режим центральных интрузий и трубок взрыва. Этот режим характеризуется интрузиями различного состава — от ультраосновных и щелочных до кислых, а также кимберлитовыми трубками взрыва. Интрузии такого типа представляют собой глубокие части корней вулканов.

К данному режиму следует отнести большие интрузии нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове, для которых характерно воронкообразное на глубине и кольцообразное на поверхностном срезе расположение различных разновидностей щелочных пород. Возраст интрузий пермский (290—260 млн. лет). На Алданском щите известны щелочные мезозойские интрузии.

В Южной Африке формация Карру прорывается мезозойскими гранитными плутонами Эронго и Брандберг. Последний представляет собой шток диаметром 20 км.

Что касается кимберлитовых трубок взрыва, то первые такие трубки были обнаружены в Южной Африке. Там они имеют позднемеловой возраст. Позже аналогичные трубки были найдены в Центральной и Восточной Африке, Бразилии и на востоке Сибирской платформы.

Все эти проявления интрузивной деятельности приурочены к древним платформам и знаменуют их кратковременную магматическую активизацию после очень длительного, измеряемого сотнями миллионов и даже миллиардом лет, амагматического развития.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

КРУПНЕЙШИЕ СТАДИИ В РАЗВИТИИ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Как указывалось во введении, в истории эндогенных режимов материков наблюдаются явления различных масштабов. Наиболее крупное из них — разделение геологической истории на основные стадии, отражающие общее изменение относительной распространенности тех или иных режимов на площади материков.

В эндогенном развитии земной коры могут быть выделены три крупнейшие стадии: пермобильная, неустойчивая протогеосинклинальная и устойчивая геосинклинально-платформенная [16]. Первая стадия охватывала древнейшую эру геологической истории — архейскую. Она закончилась 2,8—3,0 млрд. лет назад. Породы этого возраста повсеместно регионально метаморфизованы, часто до гранулитовой фации и, во всяком случае, не ниже амфиболитовой, гранитизированы и сильно деформированы. Широко распространены зеленокаменные толщи, являющиеся метаморфизованными продуктами начального геосинклинального (эвгеосинклинального) типа. Хотя архейские породы доступны наблюдениям на относительно ограниченных площадях, повсеместная однотипность их метаморфизма и деформаций убеждает в том, что они сохраняют такой же облик и там, где скрыты под более молодыми породами. Во многих местах архейские породы переработаны позднейшими метаморфизмом и деформациями, но и в этих случаях минеральные реликты древнейшего метаморфизма указывают на тот же первичный характер архейских толщ.

Структура архейских комплексов определяется диапироподобными куполами и валами, сложенными гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами. В размещении этих структур и их форме нет тех признаков линейности, которые характерны для более поздних структурных комплексов. Наблюдается только некоторое полосчатое чередование в размещении преимущественно зеленокаменных пород, гранитов и гранито-гнейсов. Метаморфические сланцы гранулитовой и особенно амфиболитовой фаций метаморфизма, окаймляющие ядра куполов и валов, смяты очень сложно с повсеместным проявлением дисгармонии и взаимного наложения складок различной ориентировки и разных порядков величины. Это — складчатость глубинного типа, морфологически сходная со складчатостью, наблюдаемой в ядрах поверхностных соляных диапиров.

После эпохи 3,0—2,8 млрд. лет назад возникает пространственная дифференцированность в развитии регионального метаморфизма, гранитизации и деформаций. В одних зонах эти явления выражены сильнее, в других слабее. Появляется разделение земной коры материков

на протогеосинклинали и протоплатформы. Первые по своим свойствам продолжают пермобильные условия предыдущей стадии. Новую обстановку вносят протоплатформы. Однако они сильно отличаются от более поздних «настоящих» платформ. Их характеристика дана выше. Напомним, что они были маленькими и скорее похожи на срединные массивы, чем на настоящие платформы. Их осадочный чехол претерпевал метаморфизм обычно зеленосланцевой фации и гранитизацию. В чехле наблюдаются крупные внедрения магматических пород. От протогеосинклинальных комплексов чехол отличается лишь интенсивностью процессов. Протогеосинклинальные структуры петельчато облекают протоплатформы, но в целом в их простирании заметна гораздо более определенная линейность, чем в архейских породах. Существенным признаком протогеосинклинальной стадии являлось то, что размещение протогеосинклиналей и протоплатформ не было устойчивым. Их простирание и положение в течение стадии менялись, так что зоны разных режимов и времени образования пересекали друг друга. При этом на месте протоплатформ могла возникнуть протогеосинклираль и наоборот.

Эта неустойчивая протогеосинклиральная стадия имела разную продолжительность на северных и южных материках. В Европе, Азии, Северной Америке она продолжалась в течение раннего и среднего протерозоя и закончилась 1,8—1,6 млрд. лет назад, т. е. в конце карельского эндогенного цикла. Но на южных материках — в Южной Америке, Африке, Индии, Австралии — эта стадия растянулась на миллиард лет дольше и закончилась только на рубеже протерозоя и фанерозоя, около 600 млн. лет назад. Выше мы уже говорили об особом положении позднепротерозойских (включая байкальский) эндогенных циклов в истории южных материков.

Переход от неустойчивой протогеосинклинальной стадии к устойчивой геосинклиально-платформенной знаменовался разделением земной коры материков на так называемые «древние» платформы и геосинклиальные пояса. Первые представляли собой области спокойного режима, устойчивость которого если и нарушалась в дальнейшем, то ограниченно и под влиянием только некоторых специфических процессов. Так, на Африкано-Аравийской и Сибирской древних платформах в новейшее время возник рифтовый режим. Краины Восточно-Европейской и Северо-Американской древних платформ оказались в палеозое под воздействием процесса образования «внутренних углов», в результате чего на небольшой площади эти платформы превратились в парагеосинклинали (Донецкий бассейн на Восточно-Европейской платформе и область Вичита на Северо-Американской). Локально и кратковременно на некоторых древних платформах проявилась магматическая активизация в той или иной форме. В очень малой степени древние платформы были захвачены эпиплатформенным орогенезом. Последний в основном сосредоточился на молодых платформах. Некоторые участки древних платформ во время неотектонической активизации были вовлечены в платообразные поднятия без значительной вертикальной расчлененности (Алданский щит, Индийская платформа, Западно-Австралийский щит и др.).

Ортогеосинклиральные режимы в дальнейшем уже не затрагивали древние платформы. Они, начиная с позднего протерозоя на северных материках и с раннего палеозоя на южных, проявлялись только в пределах геосинклинальных поясов.

Явления следующих масштабов в истории эндогенных режимов представлены, во-первых, изменением относительного распространения тех или иных режимов как от одной крупной стадии к другой, так и в пределах одной стадии, во-вторых, разделением истории режимов на циклы, каждый из которых включает некоторую правильную последовательность, в известной мере (с закономерными отклонениями) повторяющуюся из одного цикла в другой. Эти явления — изменение площади, занимаемой разными режимами, и ритмичность в их развитии — будут рассмотрены для последней — геосинклинально-платформенной стадии, поскольку только для нее имеются достаточные фактические данные. Для той же стадии будет рассмотрен и ряд других пространственных и временных соотношений между режимами.

ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ В УСТОЙЧИВУЮ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ПЛАТФОРМЕННУЮ СТАДИЮ

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЗБУЖДЕННЫХ И СПОКОЙНЫХ РЕЖИМОВ

Первый вопрос, который мы должны рассмотреть в разделе о последней стадии развития земной коры, касается изменения в течение этой стадии распространенности возбужденных и спокойных режимов.

Устойчивая геосинклинально-платформенная стадия характеризуется общей направленностью развития земной коры в сторону увеличения площади платформенных режимов за счет площади ортогеосинклинальных режимов. Этот процесс происходил на фоне и в зависимости от эндогенной цикличности: изменение соотношения между площадями платформенных и ортогеосинклинальных режимов случалось в основном на рубеже между следующими друг за другом эндогенными циклами. Поэтому каледонские геосинклинали занимают меньшую площадь, чем байкальские, герцинские — меньшую, чем каледонские, альпийские — меньшую, чем герцинские.

Однако процесс разрастания платформ за счет геосинклиналей был довольно сложным. При описании ортогеосинклинальных режимов указывались признаки того, что эти режимы (как миогеосинклинальный, так и эвгеосинклинальный) устанавливались сплошь и рядом не с начала эндогенного цикла, а постепенно, с некоторым опозданием, тогда как начало цикла (предгеосинклинальная стадия) по своему режиму являлось, в частности, по всем основным признакам платформенным. Отсюда можно сделать вывод, что геосинклиналь с ее контрастными вертикальными движениями, глубинными разломами и (в случае эвгеосинклинали) начальным мантийным магматизмом образуется, по крайней мере частично, путем разрушения платформы, путем ее «взламывания». История Альп, Динарид, Кавказа и многих других геосинклиналей свидетельствует о том, что платформенная обстановка, предшествующая развитию геосинклинального режима, возникла либо непосредственно сразу после окончания геосинклинального развития предыдущего цикла, либо следуя за эпигеосинклинальным орогенным режимом. В том и другом случаях геосинклинальное и орогенное развитие к началу следующего цикла сменялось платформен-

ным режимом на гораздо большей площади, чем та, на которой этот режим в дальнейшем сохранялся. Часть его площади в течение последующего цикла оказывалась отвоеванной обратно геосинклинальным режимом. Например, в конце герцинского и начале альпийского циклов платформенный режим установился почти по всей Западной Европе, а также в Малой Азии и на Кавказе. Но устойчиво он сохранился в течение мезо-кайнозоя не всюду, а только за пределами Средиземноморской зоны и Кавказа. В последних областях платформенный режим подвергся полной переработке и на его месте возобновился геосинклинальный режим. При этом внутренняя структура эпигерцинской Западно-Европейской молодой платформы срезана альпийской геосинклиналью (рис. 61).

Случается, что разрушение платформ и ее частичное превращение в геосинклиналь происходят не вскоре после возникновения платформенного режима, а спустя целую геологическую эру. Мы видели, что в Юго-Западной Азии геосинклинальное развитие закончилось в конце байкальского цикла, т. е. на рубеже протерозоя и фанерозоя, и установившиеся тогда платформенные условия сохранялись в течение всего палеозоя и раннего мезозоя. Только в юре в этих районах возобновились контрастные вертикальные движения коры, и только в позднем мелу вдоль некоторых линий появились признаки эвгеосинклинального режима.

Наложенный характер геосинклинальных режимов подчеркивается и тем, что внутренняя структура не только молодых, но и древних платформ на их краях срезана геосинклиналями. Так, структура фундамента Восточно-Европейской платформы срезана и каледонской геосинклиналью Скандинавии на северо-западе, и герцинской геосинклиналью Урала на востоке, и альпийской геосинклиналью Карпат на го-западе (см. рис. 33).

Следовательно, процесс разрастания платформ за счет геосинклиналей в течение устойчивой геосинклинально-платформенной стадии носил как бы зигзагообразный характер: после завершения геосинклинального

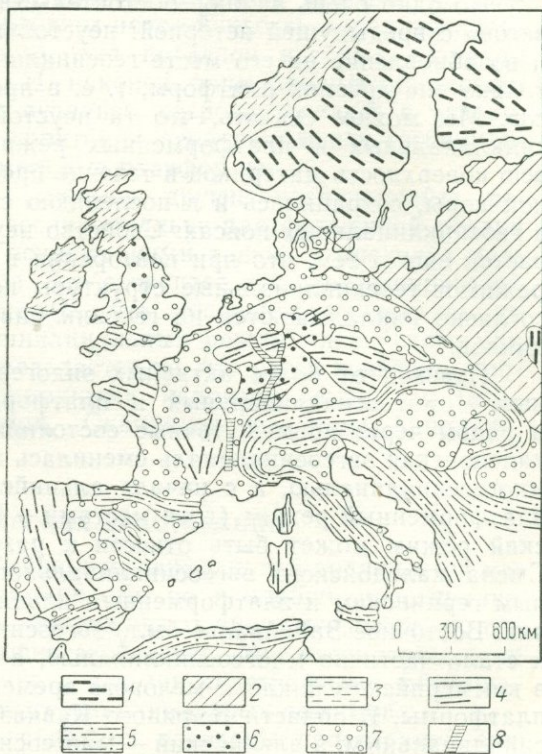


Рис. 61. Тектоническая схема Западной Европы.

1 — докембрий. Балтийский щит; 2 — плита древней Восточно-Европейской платформы. Геосинклинали и складчатые зоны: 3 — каледонские, 4 — герцинские, 5 — альпийские; 6 — отложения триаса; 7 — мезо-кайнозойский осадочный чехол на эпигерцинской платформе, Паннонском срединном массиве и в передовых альпийских пробах; 8 — молодые грабены

Направление штрихов соответствует простиранию структур

развития на широкой площади возникал платформенный режим, который, однако, на части этой площади оказывался неустойчивым и спустя то или иное время снова уступал место геосинклинальным условиям. Контуры геосинклинали оказывались несогласно наложенными на внутреннюю структуру платформы.

Но одно очень важное обстоятельство определяло связь этих «зигзагов» с предыдущей историей: неустойчивость платформенного режима и возобновление на его месте геосинклинальных режимов проявлялись только вне древних платформ, т. е. в пределах геосинклинальных поясов. Мы можем сказать, что та неустойчивость в расположении геосинклинальных и платформенных режимов, которая характеризовала всю поверхность материков в течение предыдущей стадии развития земной коры, сохранилась и в последнюю стадию, но была локализована в геосинклинальных поясах. Свойство неустойчивости поясов подчеркивается еще и тем, что при повторении в этих зонах геосинклинальных режимов геосинклинальные структуры последующих циклов иногда не согласно накладываются на геосинклинальные структуры предыдущих циклов.

Переход от более активных эндогенных режимов к менее активным — от геосинклинальных к платформенным — происходил сплошь и рядом через промежуточные состояния. В Центральном Казахстане каледонская эвгеосинклиналь сменилась в Балхашской зоне герцинской миогеосинклиналью, а с начала альпийского цикла здесь установился платформенный режим (хотя местами в Восточном Казахстане альпийский режим может быть отнесен к разряду парагеосинклинального). Смена каледонского эвгеосинклинального режима миогеосинклинальным герцинским и платформенным альпийским наблюдается в Аппалачах. Восточное Забайкалье было эвгеосинклиналью в герцинском цикле и стало частично миогеосинклиналью, а частично парагеосинклиналью в киммерийском цикле; с мелового времени здесь установились условия платформы. В области Большого Кавказа герцинский цикл был эвгеосинклинальным, а альпийский — миогеосинклинальным.

Как бы то ни было после ряда и «зигзагов», и промежуточных режимов к началу последних эндогенных циклов — альпийского и тихоокеанского — зоны, проявлявшие признаки подвижности и неустойчивости, значительно сократились и заняли лишь небольшую часть первоначальных геосинклинальных поясов. К последним в свое время принадлежали, например, Уральская меридиональная и Атлантическая северо-восточного простирания ветви, проявлявшие подвижность в течение палеозоя, но затем утратившие ее. В альпийском и тихоокеанском циклах геосинклинальные режимы сохранились лишь в пределах Тихоокеанской и Средиземноморско-Азиатской ветвей геосинклинальных поясов и при этом в гораздо более узких полосах, чем первоначальная ширина ветвей.

Если бы процесс «отмирания» эндогенной активности, выраженной в возобновлении геосинклинальных режимов, был случайным, то естественно было бы ожидать, что наиболее молодые геосинклинали сохранились бы в виде пятен, беспорядочно разбросанных внутри геосинклинальных поясов. На самом же деле наиболее молодые геосинклинали образуют две связанные протяженные полосы: Средиземноморскую — в общем широтную и Тихоокеанскую, окаймляющую впадину Тихого океана. Такое положение зон, в которых наиболее длительно сохранялись проявления большой эндогенной активности, несомненно, указывает

на наличие некоей важной закономерности, определяющей эволюцию пространственного размещения геосинклинальных и платформенных режимов. История их начинается с пермобильного состояния, которое иначе может называться пангеосинклинальным, когда геосинклинальные режимы были распространены на материках повсеместно. Затем появляются более спокойные (протоплатформенные) режимы, но размещение их неустойчиво. В дальнейшем неустойчивость локализовалась в определенных широких полосах, вне пределов которых возникли устойчивые древние платформы. И, наконец, зоны проявления геосинклинальных режимов еще более сузились, сосредоточиваясь в указанных двух ветвях, а остальная территория первоначальных геосинклинальных поясов превратилась в молодые платформы.

Помимо геосинклинальных режимов другие возбужденные режимы — орогенные — в течение геосинклинально-платформенной стадии также проявлялись за редкими исключениями только в пределах подвижных геосинклинальных поясов. Это относится и к неотектонической активизации. Но интересно отметить, что последняя проявилась на большей площади, чем ортогеосинклинальный режим альпийского или тихоокеанского циклов. Этим определяется то, что часть новейших орогенных зон являются эпиплатформенными, например такие, как Тянь-Шань, поднятия Южной Сибири, Скандинавские горы, Аппалачи, Урал и др.

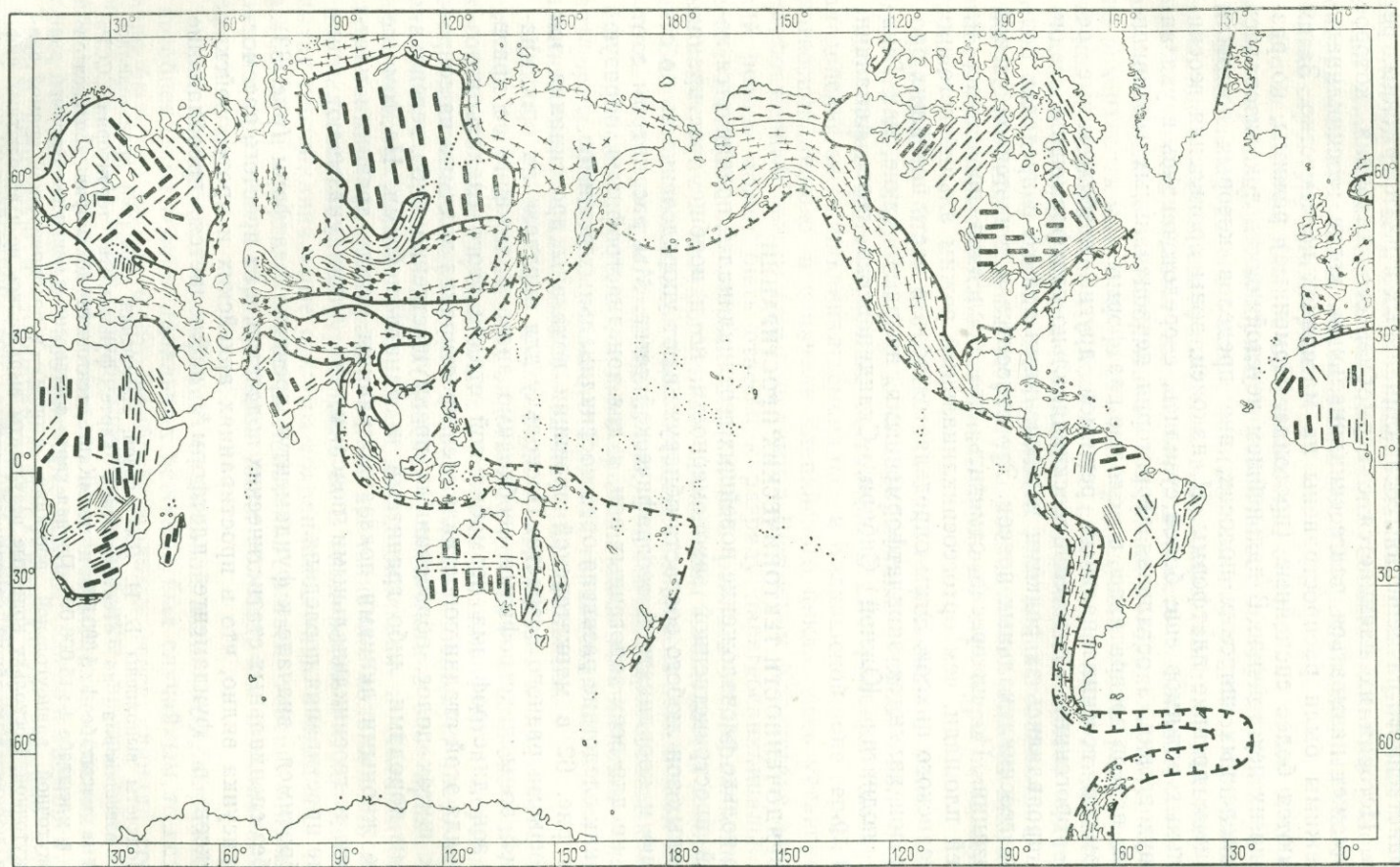
ОБ УПОРЯДОЧЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОСТИРАНИЙ

Не только расположение новейших геосинклиналей подчиняется некоторой пространственной закономерности, но и вообще простирания эндогенных зон любого возраста обнаруживают упорядоченность по отношению к координатной географической сетке. Мы рассмотрим этот вопрос не для всех эндогенных зон, а для зон диастрофизма, образующихся как следствие развития ортогеосинклинальных режимов.

На рис. 62 в меркаторской проекции показаны простирания зон диастрофизма разного возраста. Поскольку для определения простирания всей зоны диастрофизма необходимо знать положение ее краев, а для зон диастрофизма пермобильной стадии этого сделать невозможно, для этой стадии сопоставляются простирания видимых на современных щитах полос, образованных преимущественно либо зеленокаменными породами, либо гранитами и гранито-гнейсами. На том же рисунке жирными линиями показаны границы между древними платформами и геосинклинальными поясами; эти линии указывают генеральные простирания последних.

Обратимся вначале к фундаменту древних платформ (рис. 63). Даже без специальных статистических подсчетов, а из простого рассмотрения рисунка видно, что в простираниях архейских и протерозойских комплексов в фундаменте платформ* наблюдается преобладание

* Подсчеты выполнены Б. И. Дмитриевой. Изменения площадей производились методом взвешивания по «Тектонической карте фундамента территории СССР» (1974 г.) в масштабе 1 : 5 000 000 и по «Карте тектоники докембрия континентов» (1974 г.) в масштабе 1 : 15 000 000. Первая карта составлена в конической прямой равнопромежуточной равноугольной проекции, вторая — в поликонической прямой равнопромежуточной. Поскольку конечные результаты выражались не в абсолютных цифрах, а в процентах к общей измеренной площади, возможные ошибки, связанные с проекцией, не могут превышать нескольких процентов от полученных величин.



правильной сетки, состоящей из «ортогональных» (север—юг и восток—запад) и «диагональных» (юго-запад—северо-восток и юго-восток—северо-запад) направлений. На рис. 63 это подтверждается результатами подсчетов площадей, занятых тем или иным простиранием. Диаграмма показывает суммарную для всех древних платформ распространённость различных простираний докембрийских зон диастрофизма.

Диаграмма свидетельствует, что действительно преимущество имеют четыре направления: два «ортогональных» (в особенности меридиональное, которое абсолютно преобладает), северо-восточное и северо-западное. Причем, если северо-восточное направление является «чистым» (СВ 45°), то северо-западное отклоняется от меридионального не на 45° , а на 30° , соответствуя азимуту СЗ 330° .

Рисунок 62 показывает также, что в разных областях и зонах разного возраста доминировали различные простирания из числа принадлежащих к той же сетке. Например, в архейских комплексах наибольшие площади заняты меридиональными простираниями. Среднепротерозойские (карельские) комплексы в некоторых областях наследуют меридиональное архейское простирание, но в других областях они характеризуются преимущественно диагональными простираниями.

Преобладание той же сетки мы можем подметить и в генеральных простираниях контуров геосинклинальных поясов байкальского и более позднего возраста.

Огромный геосинклинальный пояс окаймляет Тихий океан. Обычно говорят о Тихоокеанском «кольце». На самом деле это сферический многоугольник с закономерно ориентированными сторонами. На юге, по обе стороны океана — в Андах и Австралийских Альпах — генеральные простирания пояса близки к меридиональным. Севернее простирания контуров на западе и востоке океана становятся северо-западными: на западе — это участок от Новой Гвинеи до Филиппин, на востоке — от Центральной Америки до Аляски. Многоугольник замыкается на северо-западе отрезком (от о. Тайвань до Чукотки), имеющим общее северо-восточное простирание, почти точно перпендикулярное к предыдущим отрезкам.

Атлантическая ветвь геосинклинальных поясов, охватывающая Аппалачи, восточное побережье Гренландии, Северную Ирландию, Уэльс, Шотландию и Скандинавские горы, имеет общее северо-восточное простирание. В Евразии выделяется Уральский пояс с меридиональным простиранием и Средиземноморско-Азиатский с общим широтным простиранием. Эти генеральные простирания местами усложняются иными, но входящими все в ту же правильную сетку. Например, на Полярном Урале, Пай-Хое и Новой Земле меридиональное простирание границы геосинклинального пояса осложняется зигзагообразным повторением диагональных простираний. При общем широтном простирании Средиземноморско-Азиатского пояса на его границах в полосе от Байкала до Апеннин большую роль играют северо-западные простирания, а восточнее значение приобретают северо-восточные простирания (например, на Патомском нагорье).

Рис. 62. Схема простираний зон диастрофизма на материках:

1 — архейских; 2 — среднепротерозойских; 3 — позднепротерозойских; 4 — байкальских; 5 — каледонских; 6 — герцинских; 7 — киммерийских; 8 — альпийских; 9 — граница геосинклинального пояса; 10 — синеклиза на продолжении «внутреннего угла» платформы

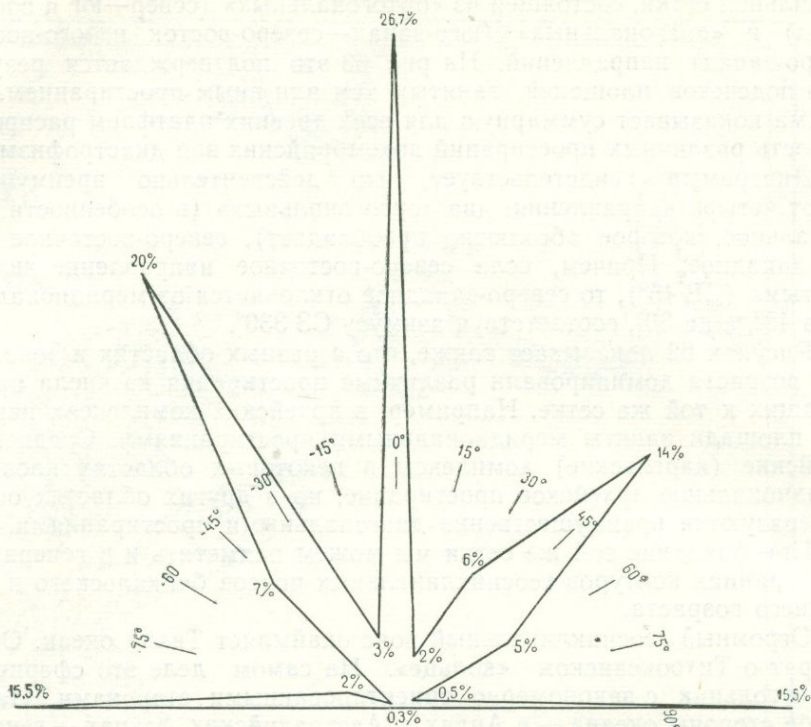


Рис. 63. Роза простираний зон диастрофизма в докембрийском фундаменте древних платформ

Отметим, что сетка простираний является очень древней, существующей с начала геологической истории материков, и она правильна по отношению к современной градусной сетке, т. е. к современному положению полюсов и экватора.

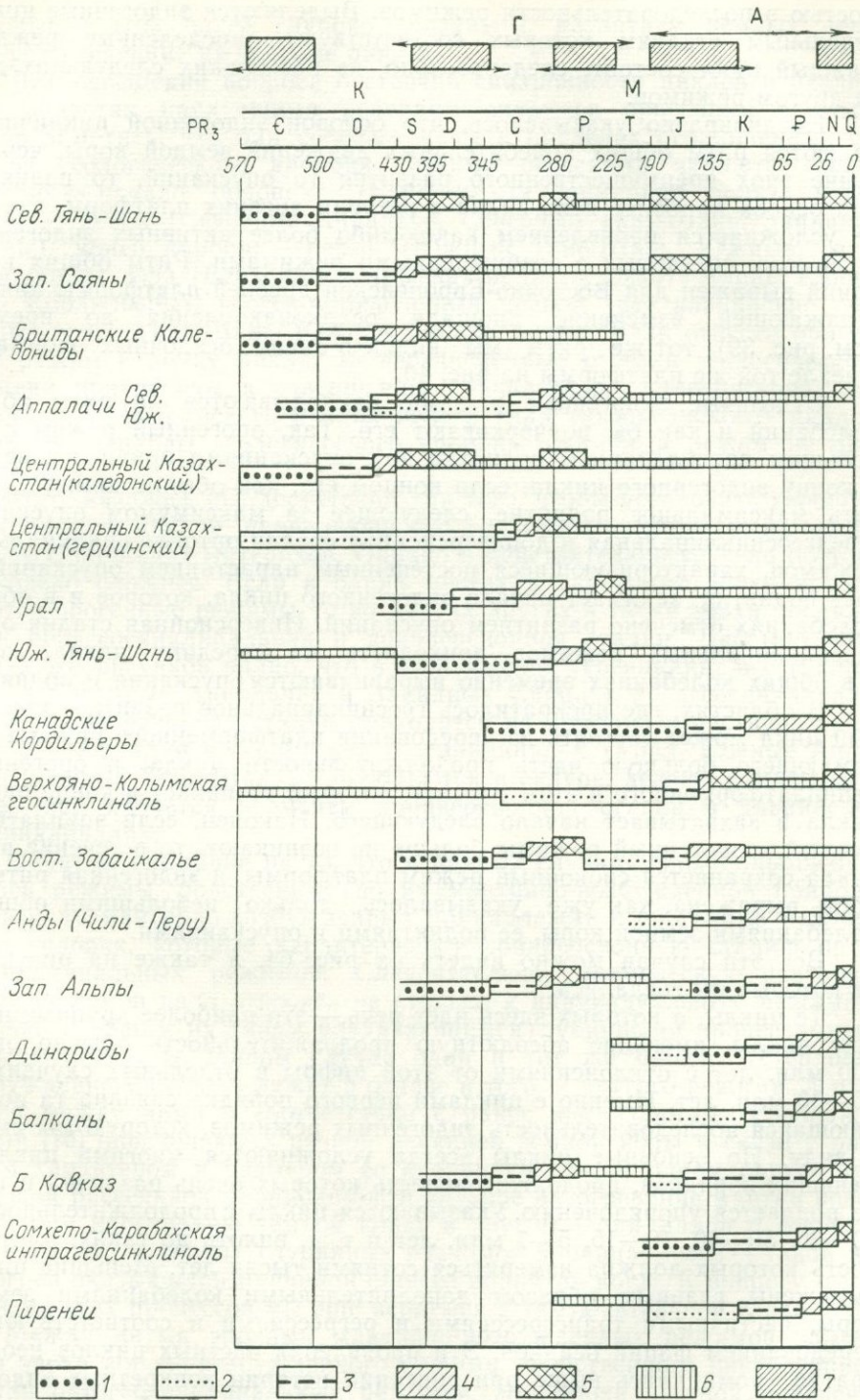
РИТМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Вопрос о тектонических, тектоно-магматических или эндогенных циклах имеет длительную историю. Были периоды, когда любое геологическое обобщение исходило из основной роли цикличности в эндогенных процессах, но были и попытки полностью отрицать наличие какой-либо цикличности, тем более правильной и одновременной на широких площадях материков.

На рис. 64 изображена последовательность режимов для тех областей, история которых была рассмотрена ранее, но с некоторыми дополнениями. Аналогичные графики были опубликованы и для других областей [15, 16, 17]. Они вполне убедительно показывают, что ритм в смене эндогенных режимов существует. Он определяется повторяе-

Рис. 64. Ритм эндогенных режимов.

1 — эвгеосинклинальный режим, доинверсионная стадия; 2 — миогеосинклинальный (в Пиренеях — парагеосинклинальный) режим, доинверсионная стадия; 3 — инверсионная стадия эв- и миогеосинклинальных режимов (равенство опусканий и поднятий); 4 — послепереинверсионная стадия эв- и миогеосинклинальных режимов (общая инверсия, незначительное преобладание поднятий); 5 — орогенный режим; 6 — платформенный режим; 7 — преобладание эпохи мантийно-возбужденных режимов
Циклы: К — каледонский; Г — герцинский; М — киммерийский (мезозойский); А — альпийский



мостью в последовательности режимов. Выделяются эндогенные циклы, отдельным стадиям которых соответствуют определенные режимы. Каждый цикл состоит, следовательно, из нескольких следующих друг за другом режимов.

Неоднократно указывалось, что основой эндогенной цикличности являются ритм общих колебательных движений земной коры, чередование эпох преимущественного развития то опусканий, то поднятий. Эта основа наиболее ясно видна в истории древних платформ, где она не усложняется проявлением каких-либо более активных эндогенных процессов, связанных с возбужденными режимами. Ритм общих колебаний выражен для Восточно-Европейской древней платформы кривой, отражающей изменение площади осадконакопления во времени (см. рис. 39); тот же ритм мы видим в смене осадочных формаций в чехле той же платформы на рис. 40.

Отдельные эндогенные режимы накладываются на ритм общих колебаний и как бы подчеркивают его. Так, орогенный режим с его большим преобладанием поднятий над опусканиями приурочен всегда к концу эндогенного цикла, если концом его, как обычно принято, считать максимальное поднятие, следующее за максимумом опускания. Предгеосинклинальная и доинверсионная стадии ортогеосинклинальных режимов, характеризующиеся постепенным нарастанием опусканий за счет поднятий, занимает начало эндогенного цикла, которое и в общих колебаниях отмечено развитием опусканий. Инверсионная стадия ортогеосинклинальных режимов приходится на середину цикла, когда и в общих колебаниях временно выравниваются опускания и поднятия.

В областях, где прекратилось геосинклинальное развитие, эндогенный цикл может состоять из чередования платформенного режима, занимающего большую часть продолжительности цикла, и орогенного (эпиплатформенного в этом случае), который возникает в конце одного цикла и захватывает начало следующего. Наконец, если эпиплатформенный и орогенный режимы больше не возникают, то в течение всего цикла сохраняется спокойный режим платформы, и эндогенная ритмичность выражена, как уже указывалось, только небольшими общими колебаниями земной коры, ее поднятиями и опусканиями.

Все эти случаи можно видеть на рис. 64, а также на рисунках, на которые мы сослались.

Те циклы, о которых здесь идет речь, — это наиболее крупные и общие циклы, имеющие абсолютную продолжительность обычно около 200 млн. лет с отклонениями от этой цифры в отдельных случаях на 20—30 млн. лет. Именно с циклами первого порядка связана та повторяющаяся последовательность эндогенных режимов, которую мы имеем в виду. Но основные циклы всегда усложняются многими циклами меньших порядков, продолжительность которых очень различна и пока не поддается упорядочению. Указываются циклы с продолжительностью 50—60, 30—40, 10—15, 5—7 млн. лет и т. д. вплоть до таких, длительность которых должна измеряться сотнями тысяч лет. Меньшие циклы выражены главным образом дополнительными колебаниями земной коры, частичными трансгрессиями и регрессиями и соответствующим чередованием фаций осадков. Эти проявления частных циклов неоднократно упоминались выше при описании истории конкретных эндогенных зон. Но те же меньшие циклы лишь в очень малой степени отражаются или совсем не отражаются на последовательности других эндогенных процессов. Отсюда следует вывод, что по своей природе основные

крупные циклы более глубоко связаны с развитием земных недр, чем усложняющие их частные циклы.

Для освещения вопроса о степени синхронности циклов в различных областях наилучшими реперами являются орогенные режимы. Легко заметить, что они сосредоточены в пределах ограниченных отрезков геологического времени. Такими отрезками являются конец кембрия — начало ордовика (Байкальская орогенная зона), конец силура — девон (Северные Аппалачи, Северный Тянь-Шань, Западные Саяны), конец карбона — пермь (Южный Тянь-Шань, Южные Аппалачи, Урал), юра (Верхояно-Колымская область, Сихотэ-Алинь, Канадские Кордильеры), неоген-четвертичный период (все альпийские орогенные зоны, Тянь-Шань, Южная Сибирь и др.). Если отнести орогенный режим к концу цикла, то перечисленные отрезки геологического времени приурочены к завершению байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского (или тихоокеанского) циклов. В другие периоды геологического времени орогенный режим не проявлялся.

Это, казалось бы, достаточно для того, чтобы установить хорошую синхронность циклов, проявляющуюся при сопоставлении их на значительных площадях материков. Однако в действительности дело обстоит несколько сложнее. Если в одних местах в указанные эпохи наблюдаются орогенные режимы, то во многих других в те же эпохи проявлялись предгеосинклинальная и доинверсионная стадии. Действительно из тех же рисунков видно, что в каледонских геосинклиналях (например, в Северных Аппалачах и Западных Саянах) предгеосинклинальная и доинверсионная стадии приходятся на кембрий и частично ордовик; те же стадии в герцинских геосинклиналях (Урал, Южные Аппалачи, Южный Тянь-Шань) наблюдаются в силуре, девоне, раннем карбоне; юра является временем доинверсионной стадии в альпийских геосинклиналях.

Обратим внимание на то, что в данных случаях синхронными оказались режимы, родственные по их мантийно-возбужденной природе. К разряду мантийно-возбужденных принадлежат и орогенные режимы и те условия, которые характеризуют доинверсионную стадию ортогеосинклинальных режимов. Следовательно, ритмическую повторяемость режимов надо относить не столько к индивидуальным режимам, сколько к общим их типам, различающимся глубинными процессами, их вызывающими. В данном случае один и тот же процесс — тепловое возбуждение мантии — лежит в основе и того, и другого режима. А различия между ними в соответствии с ранее высказанными соображениями [16] определяются разной реакцией земной коры в связи с разным характером и размером ее проницаемости. В одном случае при большой рассеянной проницаемости сильное разогревание мантии ведет к общему прогибанию земной коры, в другом — при малой и сосредоточенной вдоль редких глубинных разломов проницаемости — такой же разогрев оказывается причиной общего поднятия коры. К вопросу о механизме этих процессов мы еще вернемся в заключительной главе.

Между двумя эпохами мантийно-возбужденных режимов заключена эпоха корово-возбужденного режима, свойственного инверсионной стадии ортогеосинклинальных режимов. Это эпоха частной инверсии, регионального метаморфизма, гранитизации, складчатости общего смятия. Закономерная смена мантийно-возбужденной стадии корово-возбужденной также связана с проницаемостью земной коры. Процессы,

характерные для инверсионной стадии, в фанерозойской истории обладают некоторыми «излюбленными» отрезками геологического времени. В каледонском цикле эти процессы приурочены к ордовику, преимущественно к его середине; в герцинском цикле частная инверсия и сопутствующие явления происходят обычно на рубеже турне и визе или в конце раннего карбона; в киммерийском цикле те же события падают чаще всего на среднюю юру. Наименее определенно положение частной инверсии в альпийском и тихоокеанском циклах. В альпийских геосинклиналях она происходит или в конце средней юры (Большой Кавказ),

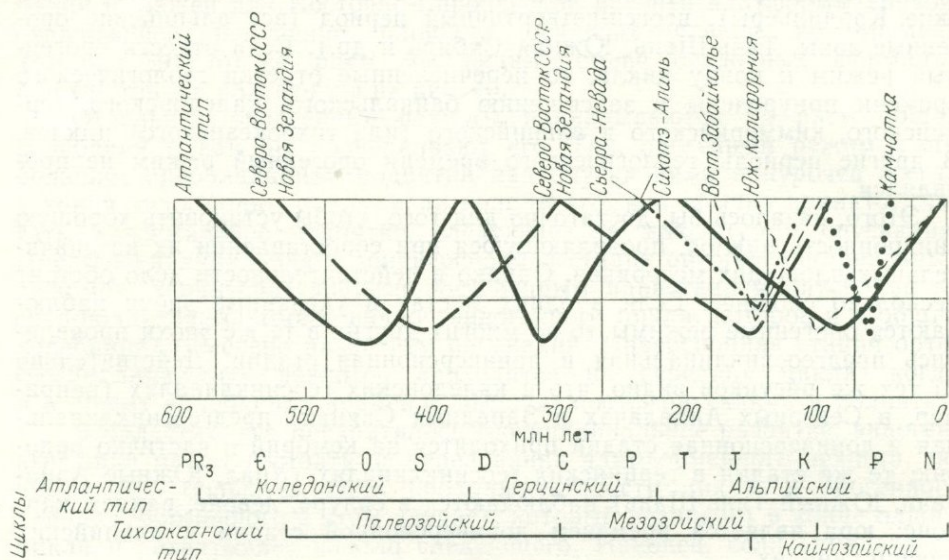


Рис. 65. Периодичность общих колебательных движений. Кривые условно показывают время общих опусканий и общих поднятий

или в конце раннего мела (Малый Кавказ, Восточные Альпы), или в конце позднего мела и начале палеогена (многие геосинклинали). В тихоокеанских геосинклиналях частная инверсия случается в палеогене или начале неогена.

В тех циклах, в которых чередуются только орогенные и платформенные режимы и где, следовательно, не восстанавливается та рассеянная проницаемость коры, которая необходима для возобновления геосинклинальных режимов и дальнейшего возбуждения в коре, платформенный режим занимает среднюю часть цикла. Он соответствует времени, когда возбуждение в мантии заканчивается и, поскольку оно не распространяется в кору, а просто затухает, создается ситуация — «холодная» кора на «холодной» мантии. Эта ситуация может нарушиться в конце очередного цикла, когда на глубине возобновится тепловое возбуждение мантии, а на поверхности снова возникнет орогенный режим.

Что касается областей, охватываемых теми или иными циклами, то можно выделить две основные схемы ритмичности, которые условно называются атлантической и тихоокеанской. Первая — это «классическая» последовательность циклов: байкальский — каледонский — герцинский — альпийский. Для второй характерен киммерийский (мезо-

зойский) цикл, а вместо нормального альпийского цикла наблюдается укороченный тихоокеанский (рис. 65 и 66). Типичное развитие киммерийского цикла наблюдается в Верхояно-Колымской геосинклинали, в Сихотэ-Алине, на Новой Зеландии, на всем протяжении Северо-Американских Кордильер. Тихоокеанский цикл начинается с момента окончания киммерийского, т. е. преимущественно с позднего мела. Этот цикл проявляется на Камчатке и в Южной Калифорнии.

Киммерийскому циклу предшествовали не очень ясные условия. В Колумбийской зоне Канадских Кордильер перед киммерийским циклом геосинклинального развития была исключительно продолжительная предгеосинклинальная стадия, длительность которой достигла 1 млрд. лет. В это время происходило медленное и почти лишенное дифференцированности прогибание всей зоны. Длительный платформенный режим предшествовал киммерийскому мюгеосинклинальному развитию в Верхояно-Колымской области. Однако в Кордильерах США и Сихотэ-Алине есть признаки герцинского геосинклинального развития, закончившегося в перми, когда начался киммерийский цикл.

Здесь мы затрагиваем значительно более широкий вопрос о последовательности циклов геосинклинального развития, о том, включала ли она в каждой области все циклы, входящие в данную схему, или же некоторые циклы могли выпасть.

Пропуски, несомненно, наблюдаются, хотя следует подчеркнуть, что выявление истории, предшествовавшей последнему геосинклинальному циклу, для любой области всегда затруднительно и ручаться за полную достоверность результатов такого анализа невозможно.

По-видимому, довольно распространенным является выпадение из схемы каледонского цикла геосинклинального развития. Например, в Средиземноморье, на Кавказе и на Урале после байкальского геосинклинального цикла сразу следовал герцинский, а очевидных признаков каледонского геосинклинального развития нет. Конец байкальского

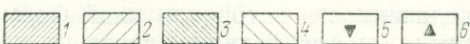
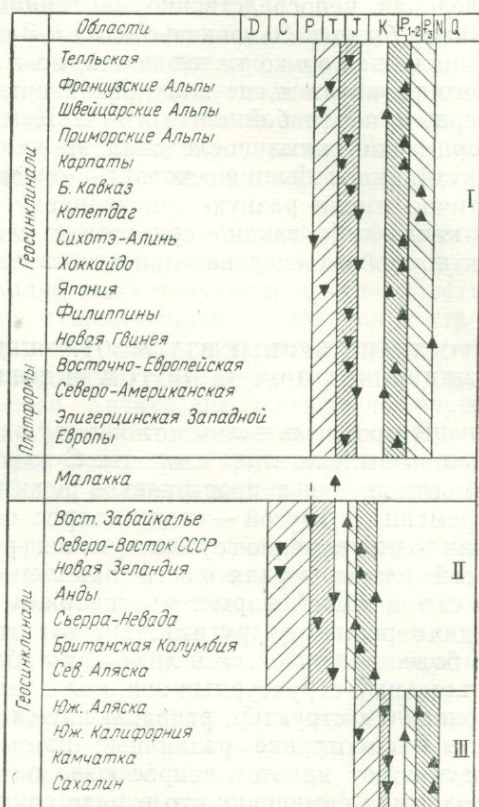


Рис. 66. Геотектонические циклы в позднем палеозое и мезо-кайнозое для некоторых районов.

1 — преимущественное время начала прогибания; 2 — время начала прогибания для некоторых случаев; 3 — преимущественное время начала поднятия; 4 — время начала поднятия для некоторых случаев; 5 — время начала прогибания для данного района; 6 — время начала поднятия для данного района. I — «атлантическая» схема (альпийский цикл); II и III — «тихоокеанская» схема (II — мезозойский, III — кайнозойский, или тихоокеанский циклы)

цикла, приходящийся на самое начало палеозоя, отделялся в этих случаях от начальных стадий настоящего геосинклинального режима герцинского цикла довольно продолжительным периодом платформенного (или предгеосинклинального) состояния, обнимавшего часть кембрия и ордовик. Но альпийский цикл в Средиземноморье и на Кавказе следовал непосредственно за герцинским без длительного перерыва. Иначе было в Закавказье и Юго-Западной Азии, где, как мы видели, выпали не только каледонский, но и герцинский циклы геосинклинального развития и где альпийский цикл (и то сильно запоздавший) был первым после байкальского. В Центральном Казахстане и на Алтае герцинский цикл последовал за каледонским, но геосинклинали этих двух циклов были несколько смещены друг относительно друга и частично имели разную ориентировку. По-видимому, еще рано говорить о каких-либо закономерностях в местных отклонениях от правильной и полной последовательности циклов геосинклинального развития.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СЛЕДУЮЩИХ ДРУГ ЗА ДРУГОМ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

В проблеме взаимоотношений эндогенных режимов в пространстве можно выделить две стороны. С одной стороны, можно говорить о взаимоотношении в пространстве режимов, следующих друг за другом во времени, с другой — стоит вопрос о пространственном взаимоотношении одновременно существующих режимов. В предыдущих разделах этой главы первая часть проблемы была уже затронута, но лишь в самой общей форме: мы говорили о генеральных тенденциях в смене одних режимов другими. Но тот же вопрос может быть рассмотрен и более детально: есть ли какая-либо зависимость между размещением отдельных структурных зон, связанных с предыдущим режимом, и размещением структур, развивающихся в условиях последующего режима.

Рассмотрение различных примеров показывает, что формулировать ответ на этот вопрос однозначно, по-видимому, невозможно. Не подлежит сомнению, что в ряде случаев наблюдается тенденция к унаследованности в той или иной форме предыдущих структур последующими или, во всяком случае, к использованию тех неоднородностей в строении земной коры, которые созданы предыдущими процессами. Возможно, эта тенденция является основной. Если это так, то существует много привходящих факторов, которые нарушают эту тенденцию.

Так, например, эпигеосинклинальное орогенное поднятие часто наследует в своем расположении центральное поднятие геосинклинальной стадии. А межгорные и передовые орогенные прогибы наследуют соответственно межгорные и краевые геосинклинальные прогибы. Таковы, например, в общем условия в восточной части Большого Кавказа, на Малом Кавказе, в Альпах и в ряде других областей. Но орогенное поднятие может быть значительно шире центрального поднятия и захватывать и другие зоны. Например, на Большом Кавказе орогенное поднятие захватило Дагестанскую парагеосинклиналь и край Скифской платформы. Более общим, нежели геосинклинальные зоны, оказалось орогенное поднятие на пересечении от Динарид к Балканам: в него был вовлечен и срединный массив. Такой же характер имеют орогенные поднятия в Канадских Кордильерах, Верхояно-Колымской зоне, Аппалачах, на Урале и во многих других областях, где они объ-

единяют в себе ряд частных поднятий и прогибов геосинклинальной стадии развития и окраины соседних платформ.

Однако отклонения от прямого унаследования могут быть и гораздо более значительными. На том же Кавказе, как мы видели, в западной части Главного хребта орогенное поднятие отклоняется от центрального геосинклинального поднятия.

Интересны случаи, когда тот или иной режим наследует неоднородности земной коры, созданные не непосредственно перед ним, а значительно раньше. Например, новейшие орогенные поднятия и прогибы на Алтае, связанные с последней неоген-четвертичной эпохой орогенеза, наследуют ту широтную ориентировку, которая существовала в этой области еще в каледонском цикле, но не северо-западные герцинские простирания.

Во многих других случаях мы наблюдаем, что эпиплатформенное орогенное поднятие «выхватывает» тот или иной участок как будто единой тектонической зоны, оставляя незатронутыми другие участки, которые, по всей видимости, ничем существенным в развитии и строении не отличаются от первых. Граница между неотектоническим поднятием Северного Тянь-Шаня и оставшимися вне этого поднятия структурными комплексами Центрального Казахстана несогласно пересекает единые тектонические структуры. В соответствии с совершенно новым планом, не связанным с расчленением герцинской геосинклинали, в неотектоническую эпоху были подняты отдельные глыбы герцинид Западной Европы.

Если в последующем цикле ортогеосинклинальный режим развивается в той области, где предыдущий цикл закончился орогенным режимом, то во многих случаях можно подметить зависимость размещения геосинклинали с ее внутренними зонами от предыдущего орогенного расчленения земной коры. При этом наблюдается своеобразное «блуждание» зон наибольших опусканий и поднятий.

Например, альпийская интрагеосинклиналь Большого Кавказа образовалась, по крайней мере в своей западной части, на месте межгорного или передового прогиба орогенной зоны конца герцинского цикла. Орогенное поднятие в конце того же герцинского цикла находилось к северу от современного Кавказского хребта — в современном низменном Предкавказье. Следовательно, к концу альпийского цикла произошло полное обращение в расположении зон поднятий и опусканий: в орогенную стадию альпийского цикла на месте бывшего герцинского прогиба образовалось поднятие, а бывшее герцинское поднятие опустилось, и его корни находятся сейчас под осадочным чехлом Скифской платформы.

В Центральном Казахстане в конце каледонского цикла орогенные поднятия образовались в Улутау-Кокчетавской и Чингиз-Тарбагатайской зонах. Одновременно (в силуре и раннем девоне) находившаяся между ними Джунгаро-Балхашская зона опустилась, и из этого прогиба в дальнейшем развилась герцинская миогеосинклиналь. В этом случае мы можем проследить «блуждание» режимов и глубже в историю: оказывается, что когда в начале и середине каледонского цикла (в кембрии и ордовике) в Центральном Казахстане развивался эвгеосинклинальный режим, наибольшее прогибание происходило в Улутау-Кокчетавской и Чингиз-Тарбагатайской зонах, а Джунгаро-Балхашская зона представляла собой интрагеоантиклиналь с меньшим прогибанием (например, мощность кембрия в Чингизской зоне достигает 12 км,

а в Джунгаро-Балхашской зоне — не больше 7—8 км). Значит, интрагеоантиклиналь превратилась в межгорный прогиб и затем в интрагеосинклинали.

Еще один пример перемежаемости в пространстве геосинклиналей следующих друг за другом циклов относится к Кордильерам Северной Америки. На рис. 67 (I) изображен стратиграфический профиль палеозойских отложений Кордильер. По распределению мощностей видно, что к концу палеозоя в Кордильерах существовали два прогиба,

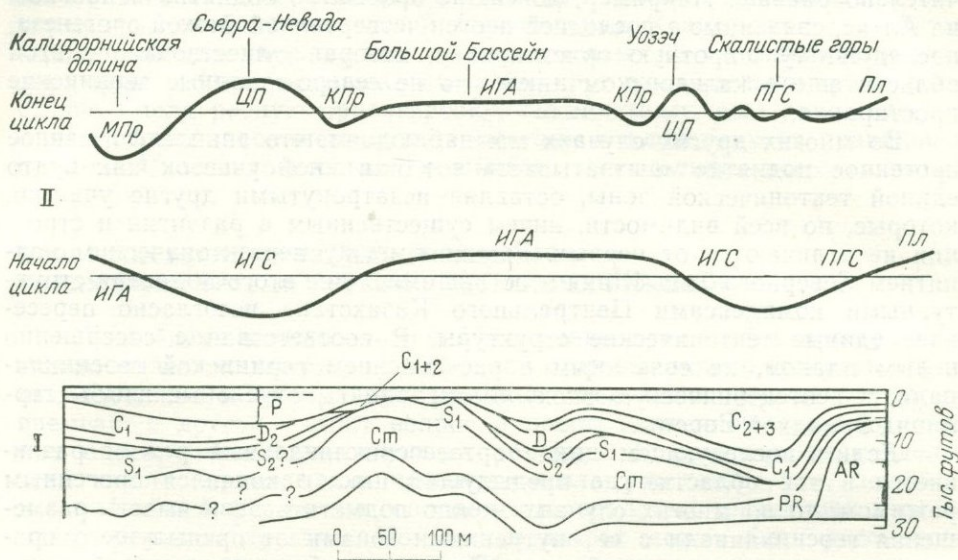


Рис. 67. Схема развития колебательных движений в Кордильерах Северной Америки. По А. Ирдли (1954).

I — распределение мощностей в конце палеозоя; II — киммерийский цикл (начало и конец)

выполненных мощными отложениями преимущественно среднего и верхнего карбона, а также перми. Это были герцинские передовые прогибы. Между ними располагалось орогенное поднятие.

При возобновлении геосинклинального развития в следующем киммерийском цикле это поднятие сохранилось в строении новой геосинклинали в качестве интрагеоантиклинали или срединного массива. По обе стороны от него образовались прогибы — Невадский на западе и Скалистых гор — на востоке. Первый развился в киммерийскую эвгеосинклинали, второй же, судя по дальнейшей его истории, стал парагеосинклиналию (рис. 67, II). В западной интрагеосинклинали в конце юры произошла частная инверсия и новым центральным поднятием явился хребет Сьерра-Невада. В восточной парагеосинклинали в конце мела образовались отдельные крупные глыбовые поднятия, отразившие «рассеянную» частную инверсию, что характерно, как мы видели, вообще для парагеосинклиналей, а срединный массив оказался относительно опущенным и в новейшую орогенную эпоху раскололся на многие глыбы. История этого массива осложнилась еще тем, что в неогене на него наложился рифтовый режим и весь этот блок земной коры подвергся сильному растяжению.

Однако эти примеры зависимости тектонической зональности последующих геосинклиналей от предыдущих не могут быть приняты за указание на то, что тут проявляется какое-то обязательное правило. Выше уже неоднократно указывалось, что в Западной Европе геосинклиналь альпийского цикла наложена резко несогласно на структуру, связанную с предшествующей герцинской геосинклиналью (см. рис. 61). Очевидно, связи последующего с предыдущим в подобных случаях сложны. Неоднородности, созданные геосинклинальным развитием предыдущего цикла, конечно, могут быть использованы при заложении новой геосинклинали. Например, развитие нового геосинклинального режима на месте межгорных и передовых прогибов предыдущего цикла легко объясняется тем, что такие прогибы лежат за пределами «кристаллического панциря», образовавшегося в предыдущем цикле в центральных поднятиях и лишившего кору рассеянной проницаемости, необходимой для геосинклинальных процессов. Но в орогенную стадию, разделяющую два цикла, и во время заложения новой геосинклинали в коре и глубже могут возникнуть другие неоднородности, которые также повлияют на распределение режимов в последующем цикле.

КОНСЕРВАТИВНОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Особая группа явлений связана с тем, что можно назвать «консервативностью» вертикальных тектонических движений. Если ранее некоторый участок земной коры, скажем, поднимался и если позже на том же участке возникает процесс, требующий опускания земной коры, то в течение того или иного времени старое поднятие как бы «просвечивает» сквозь новое опускание, вызывая его местное замедление. Точно так же «просвечивают» и старые тектонические простирания сквозь новые, наложенные на них несогласно.

Выше мы уже имели дело с этим явлением, когда говорили о периферических прогибах на платформах: с перемещением периферического прогиба с одного края платформы на другой в течение долгого времени в очертаниях нового прогиба сохраняются «воспоминания» о прежнем положении прогиба. Н. С. Шатский [202] указывал на то, что передовые прогибы образуются только там, где они накладываются на такой край платформы, который либо опускается, либо находится в нейтральном состоянии. Там же, где к орогенному поднятию подходит поднятый край платформы, передовой прогиб не образуется: этому препятствует «консервативность» поднятия. Например, нет передового прогиба вдоль юго-восточного борта скандинавских каледонид, где последние соприкасаются с находящимся в состоянии поднятия Балтийским щитом. Н. С. Шатский указал также, что продольное разделение Большого Кавказа на восточную половину, где в юрском периоде прогибание Главной интрагеосинклинали было чрезвычайно глубоким (мощность юры достигает 8 км), и на западную, где прогибание было значительно меньше (юра около 3 км), соответствует разделению примыкающей части платформы на глубокую Прикаспийскую синеклизу на востоке и Ставропольскую антеклизу на западе. Следует думать, что синеклиза и антеклиза раньше, когда еще не было геосинклинали Большого Кавказа, уже существовали и распространялись к югу, где сейчас находится Кавказ. А когда геосинклиналь Большого Кавказа наложилась на эти структуры, последние продолжали сказываться, по крайней мере,

в течение начала геосинклинального развития, влияя на темп и размер прогибания в разных частях Кавказа (рис. 68).

На Кавказе в неотектоническую эпоху на распределении новейших движений и ориентировке разломов чрезвычайно сильно сказалось секущее направление. Образовалось Транскавказское поперечное поднятие, к которому приурочены поперечные же разломы и цепочки молодых вулканов (рис. 69). Это поперечное направление связано с докембрийскими структурами. В архее и протерозое на Кавказском перешейке так же, как и в ряде прилегающих областей, существовало именно секущее к Кавказу, меридиональное простирание структур. Оно и сказалось, спустя длительный отрезок времени. Оно чувствовалось

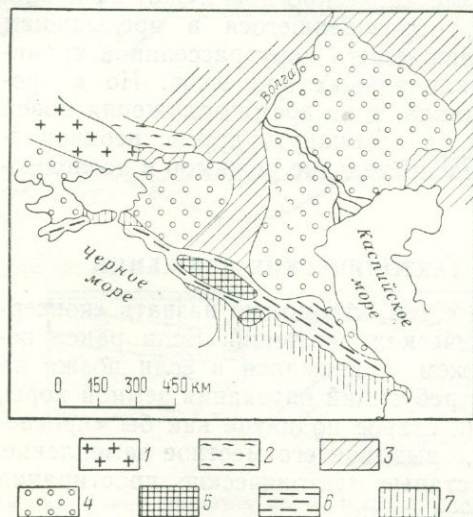


Рис. 68. Соотношение Восточно-Европейской платформы и миогеосинклинали Большого Кавказа.

1 — Украинский щит; 2 — обнаженная часть Донбасса; 3 — антиклизы Восточно-Европейской и Скифской платформ; 4 — синеклизы тех же платформ; 5 — выходы доальпийского фундамента на Большом Кавказе; 6 — интрагеосинклиналь Большого Кавказа — отложения мезо-кайнозоя; 7 — Куринско-Рионская интрагеоантиклиналь

и в промежутке — в палеозое и мезозое, — но не так ясно, как во время последней орогенической эпохи [229].

Чрезвычайно интересным местом является область Ирана, Афганистана и Пакистана, находящаяся на пересечении Средиземноморско-Азиатского подвижного пояса, с одной стороны, и продолжении к югу Урала и структур «Тургайского пролива» — с другой. Здесь в широтной в общем полосе Средиземноморско-Азиатского подвижного пояса появляются меридиональные простирания. Они сказываются на простираниях западного ограничения массива Лут, примыкающей к нему офиолитовой «линии», хребтов на западе и востоке Белуджистана, а также офиолитовых зон Омана и Кветты. Весь структурный рисунок этой полосы шириной 400 км является весьма своеобразным (см. рис. 17). Вполне очевидно, что он определяется наложением широтной подвижной зоны альпийского цикла на меридиональные палеозойские структуры Урало-Оманской зоны, и последние «просвечивают» сквозь первые.

Поперечной структурой является «Пенджабский клин». Геологическая история всей полосы между «клином» и Памиром отличается от той, которая разворачивалась к востоку и западу от нее [126, 140]. Район Хазара, принадлежащий к этой полосе, в палеозое представлял собой поперечное поднятие между прогибами, которые находились на востоке — в Гималаях — и на западе — в Афганистане. Этот барьер продолжал существовать в триасе и юре; временами он почти пол-

ностью осушался. Нечто аналогичное наблюдается и севернее в районе Памира. С приближением к Памиру с запада, со стороны Туркмено-Хорасанских гор и Парапамиза, наблюдается уменьшение мощности перми, триаса и юры [143]. Происходит выклинивание северной ветви

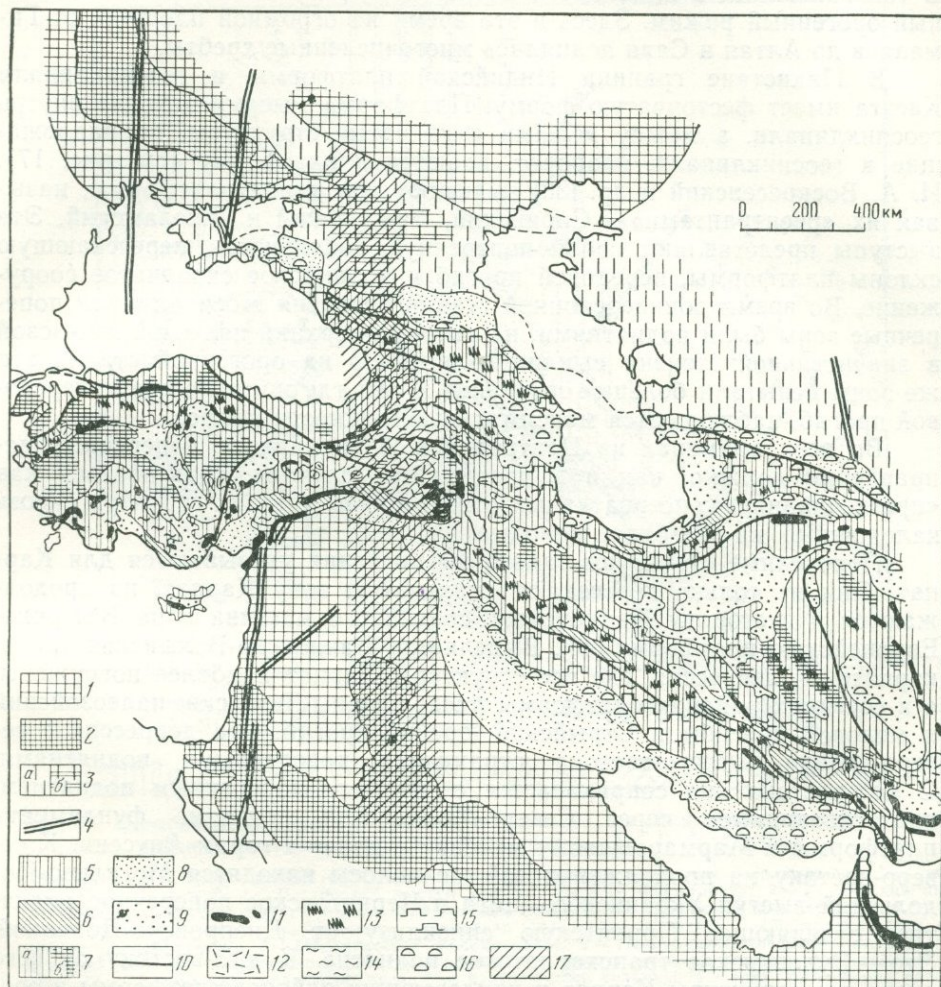


Рис. 69. Структурная схема восточной части Средиземноморского альпийского складчатого пояса. По В. В. Белоусову и В. Н. Шолпо.

1 — докембрийские платформы (Восточно-Европейская и Аравийская); 2 — поднятия на платформах; 3 — Скифская эпигерцинская платформа (области относительного: *a* — опускания, *b* — поднятия); 4 — главные поперечные глубинные разломы; 5 — обращенные антиклинории; 6 — выходы доальпийского фундамента в антиклинориях; 7 — доальпийские срединные и краевые массивы (области: *a* — опускания, *b* — поднятия); 8 — передовые прогибы; 9 — межгорные прогибы и наложенные впадины; 10 — крупнейшие глубинные разломы; 11 — выходы офиолитового комплекса; 12 — кайнозойские вулканогенные породы; 13 — голоморфная складчатость; 14 — покровы и чешуйчатые структуры; 15 — промежуточная (коробчатая) складчатость; 16 — идиоморфная складчатость (брахи- и гребневидные складки); 17 — главные поперечные поднятия

альпийской геосинклинали. Д. П. Резвой [152] указал на особое развитие еще более широкой поперечной полосы, протянувшейся от Индии к северу через всю Высокую Азию, и назвал ее «Великим георазделом Евразии». Последний разделяет средиземноморские области с их ти-

пичными альпийскими геосинклиналями и Юго-Восточную и Восточную Азию с ее киммерийскими геосинклиналями. При пересечении «Великого геораздела» и те и другие выклиниваются и ортогеосинклинальный режим уступает место парагеосинклинальному и платформенному. В той же полосе в плиоцене и плейстоцене развивается весьма активный орогенный режим. Здесь в это время на огромной площади от Гималаев до Алтая и Саян поднялись многочисленные хребты.

В Пакистане граница Индийской платформы и геосинклинали Кветта имеет фестончатую форму. Платформа мысами заходит внутрь геосинклинали, а между мысами складчатые структуры, принадлежащие к геосинклинали, наоборот, вдаются в платформу (см. рис. 17). И. А. Воскресенский и др. [33] выделяют три клина платформы, называя их «реентрантами» — Сибийский, Баннуйский и Джеламский. Эти выступы представляют собой поперечную зональность, пересекающую склоны платформы, передовой прогиб и альпийское складчатое сооружение. Во время доинверсионной стадии развития геосинклинали поперечные зоны были поднятиями, на которых верхний палеозой и мезозой в значительной степени выклинивались. Но на орогенной стадии эти же зоны испытали большое опускание и там, где они пересекают передовой прогиб, наблюдаются максимальные мощности моласс.

Во всех примерах из Центральной Азии влияние поперечных направлений должно, как и в предыдущих случаях, трактоваться как «просвечивание» консервативных относительно древних структур сквозь наложенные на них более молодые.

Поперечные структуры такого же значения указываются для Карпат. Они не только пересекают складчатую зону Карпат, но продолжают и в сторону Паннонского срединного массива и на Восточно-Европейскую платформу [45]. Выделяется Паннонско-Волынская транскарпатская депрессия, где все структуры Карпат наиболее погружены, а в соседних районах платформы расположены Львовские палеозойский и меловой прогибы и Стрыйский юрский прогиб. Эта депрессия с северо-запада и юго-востока ограничена поперечными поднятиями. С юго-востока она соприкасается с крупным поперечным поднятием, протягивающимся через Северо-Молдавское поднятие фундамента платформы к Мармарошскому массиву и далее к горам Апусени. К северо-востоку на продолжении той же полосы находятся Могилево-Подольский выступ Украинского щита и Черниговское поперечное поднятие, отделяющее Припятскую синеклизу от Днепровско-Донецкой. Это — Буковинское транскарпатское поднятие. К юго-востоку от него снова все структуры Карпат и прилегающих районов платформы и срединного массива испытывают погружение (рис. 70). Мы видим, что простирающиеся поперечные транскарпатские поднятия и прогибы то же, что и простирающиеся зоны, выделенные выше на срединном Паннонском массиве. Поскольку они продолжают и в пределы древней Восточно-Европейской платформы, их следует считать древними, докембрийскими структурами направлениями, которые несогласно перекрыты Карпатской геосинклиналью, но «просвечивают» сквозь нее.

Проблема поперечных структур представляет чрезвычайно большой интерес. К сожалению, она еще мало изучена. Кроме тех работ, которые упомянуты выше, можно указать лишь еще несколько статей, специально посвященных этим структурам [139, 140, 63]. Особенно интересно то, что поперечные структуры часто выходят за пределы геосинклиналей или других зон единого режима и продолжают на то или

иное расстояние внутри соседних областей с иным режимом. Например, поперечные зоны, пересекающие геосинклинали, продолжаются на соседних платформах. Такие сквозные поперечные зоны, будучи остатками древних структур, связывают между собой зоны различных режи-

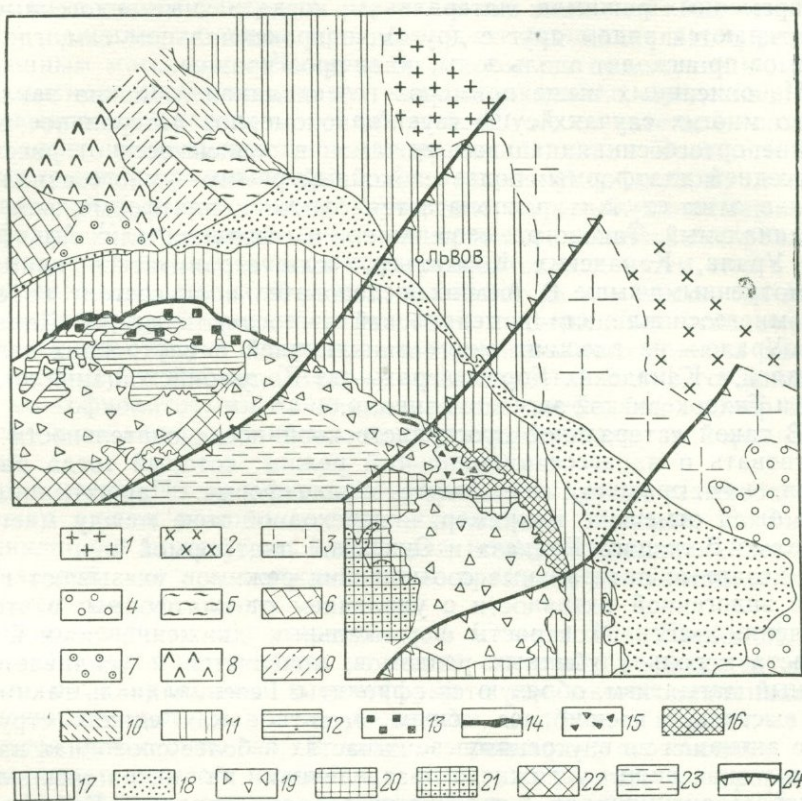


Рис. 70. Поперечные поднятия и прогибы в Карпатах, на Паннонском массиве и в прилегающих районах Восточно-Европейской платформы. По В. В. Глушко.

Палеозойские и более древние складчатые и платформенные структуры (обрамляющие Карпаты) и предгорный прогиб: 1 — Ратненский выступ кристаллического фундамента; 2 — Украинский щит; 3 — склон Украинского щита; 4 — мезо-кайнозойская впадина; 5 — Сентокшинская герцинская складчатая область; 6 — Восточно-Судетская герцинская складчатая область; 7 — Верхнесилезский каменноугольный прогиб; 8 — Подсилезская моноклираль; 9 — Лодзинско-Меховская впадина; 10 — Куявский вал; 11 — Варшавско-Львовская впадина. Складчатая область Карпат; Внутренние Карпаты: 12 — древние кристаллические ядра, 13 — палеогеновые впадины, 14 — зона Пеннинских утесов; Внешние Карпаты: 15 — межутесовый верхний мел-эоценовый флиш; 16 — Мармарошский массив с мезозойскими впадинами; 17 — чешуйчато-складчатые зоны Внешних Карпат; 18 — Предкарпатский прогиб; 19 — неогеновые прогибы и впадины; 20 — поперечное поднятие Очела; 21 — поднятие гор Апусена; 22 — Мишкольцкие горстовые поднятия; 23 — верхнемеловой палеогеновый флишевый трог (Паннонская впадина); 24 — границы между поперечными поднятиями и прогибами (треугольники — в сторону прогиба)

мов и делают невозможными предположения об их пространственном разобщении на той или иной стадии в прошлом.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ОДНОВРЕМЕННЫХ РЕЖИМОВ

Обратимся к другому аспекту проблемы временных и пространственных взаимоотношений между эндогенными режимами, а именно к взаимоотношениям на площади одновременно существующих режимов.

Поскольку в течение геосинклинально-платформенной стадии области проявления различных возбужденных режимов имели преимущественно линейный характер и образовывали вытянутые в том или ином направлении зоны, можно говорить о пространственном сочетании одновременных режимов: латеральном, когда разные эндогенные зоны протягиваются рядом друг с другом, и проксимальном там, где смена режимов происходит вдоль зоны, по ее простиранию.

Из описанных выше примеров геосинклиналей можно заключить, что во многих случаях существует закономерное латеральное распределение ортогеосинклинальных режимов в зависимости от расстояния от соседней платформы: более спокойный режим — миогеосинклинальный — в этих случаях располагается ближе к платформе, чем эвгеосинклинальный. Таково размещение зон в геосинклиналях Альп, Динарид, Урала, Канадских Кордильер, если ограничиться примерами, рассмотренными выше. В Альпах последовательность состоит из гельветской миогеосинклинали и пеннинской эвгеосинклинали; в Динаридах и на Урале — из внешних миогеосинклиналей и внутренних эвгеосинклиналей, в Канадских Кордильерах — из Колумбийской миогеосинклинали и Тихоокеанской эвгеосинклинали.

В такой латеральной пространственной последовательности может участвовать и парагеосинклинальный режим, который тогда располагается, как правило, еще ближе к платформе. Парагеосинклиналь нами была отмечена, например, в переходной зоне между миогеосинклиналью Большого Кавказа и Скифской платформой*.

Указанные латеральные соотношения режимов указывают на усиление эндогенной активности с удалением от платформы: в этом направлении растут контрасты вертикальных движений земной коры, возрастает роль глубинных разломов, появляется и усиливается начальный магматизм, образуются офиолиты. Геосинклиналь таким образом выступает в наиболее общем масштабе как единая структура, более активная во внутренних своих частях и более спокойная на периферии; она лишь усложнена разделением на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали — явлениями второго порядка. Единство геосинклинали подчеркивается в этих случаях и ее инверсионным развитием: в ней первоначально в наиболее активной ее части возникает одно центральное поднятие, которое в дальнейшем распространяется на периферию. Единство геосинклинали подчеркивается также вергентностью складчатой и покровной структуры, которая оказывается общей для всей ветви геосинклинали, «перехлестывающей» через все интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. Такое развитие, как мы видели, характерно для Западных Альп, но, пожалуй, оно наиболее выразительно проявляется в Динаридах, где в сложной, разделенной на несколько прогибов и поднятий эвгеосинклинали возникает одно общее центральное поднятие, которое затем, расширяясь, захватывает не менее сложно расчлененную периферическую миогеосинклиналь, а вся ветвь геосинклинали покрывается складчатостью с единой вергентностью. Нечто подобное происходит и в Уральской геосинклинали.

Подчеркнем, что хотя срединные массивы и похожи на маленькие платформы, латеральное распределение геосинклинальных режимов по отношению к ним совершенно иное, чем по отношению к настоя-

* Как мы знаем, парагеосинклинали существуют и самостоятельно, будучи вкраплены в платформу.

щим платформам в рассмотренных примерах. По направлению к ним не наблюдается не только перехода к более спокойным режимам, но, напротив, самые активные в данной геосинклинали режимы имеют тенденцию «прижиматься» к краю срединного массива, и здесь же создаются наибольшие контрасты вертикальных движений. Мы отмечали соседство наиболее активных проявлений эвгеосинклинального режима со срединным массивом в Динаридах и такое же положение в Верхояно-Колымской геосинклинали оси миогеосинклинали, представлявшей наиболее активный режим в этой области. К той же категории явлений следует отнести асимметричность интрагеосинклинали Большого Кавказа, внутренний примыкающий к Закавказьему срединному массиву склон которой был значительно круче, чем северный, поднимающийся к платформе. Контрастность сочетания ортогеосинклинальных режимов с режимом срединных массивов подчеркивается еще и тем, что в ряде случаев эвгеосинклинальный режим возникает на том месте, где перед этим находился край срединного массива, подвергшийся откалыванию и «обрушению». Такую историю эвгеосинклинального режима мы видели на примерах тех же Динарид и Закавказья. Вся Юго-Западная Азия с ее «офиолитовыми линиями» представляет собой пример контрастного сочетания режимов эвгеосинклинального и срединных массивов.

В рассмотренных примерах фигурировали и другие взаимоотношения между зонами различных геосинклинальных режимов. Например, в геосинклинали может быть целый ряд интрагеосинклиналей миогеосинклинальной или эвгеосинклинальной природы, каждая из которых развивается самостоятельно.

С таким случаем мы встретились в Южном Тянь-Шане, где нет правильной последовательности от более активных режимов к менее активным по направлению к платформе и где миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны перемежаются и, главное, каждая из них развивается самостоятельно. В каждой происходит собственная частная инверсия, и на месте каждой в конце цикла развивается орогенный режим. Аналогичное положение существует и на Кавказе, если рассматривать Большой и Малый Кавказ совместно.

В таких случаях геосинклиналь не является более единой, а состоит из сочетания равноправных зон. Это расчленение геосинклинали на самостоятельно развивающиеся зоны отражается и в складчатой структуре: здесь нет единой вергентности складчатости, на месте каждой интрагеосинклинали, в конце концов после частной инверсии образуется антиклинорий с веерообразно расположенной складчатостью (см. рис. 13).

Эти два типа развития геосинклиналей — обобщенный и расчлененный, — вероятно, отражают соответствующие различия и в глубинных процессах, определяющих в том и другом случаях геосинклинальный процесс.

К проблеме латеральных взаимоотношений между режимами примыкает и вопрос о периферических прогибах на древних платформах. Мы видели, насколько важное место это явление занимает в истории древних платформ и формировании их структуры. Периферический прогиб, развивающийся в явной связи с общим прогибанием геосинклинали, представляет собой как бы край геосинклинали, «выплеснувшийся» на платформу. Но размер опускания земной коры в периферическом прогибе значительно меньше, чем в миогеосинклинали и тем

более в эвгеосинклинали; глубинные разломы играют здесь очень малую роль, контрасты вертикальных движений ничтожны, магматизм отсутствует и нет складчатости общего смятия; деформации ограничиваются поверхностной складчатостью нагнетания (в случае наличия подходящих по плотностным и деформационным свойствам пород) и глыбовой складчатостью. Но периферические прогибы являются все же относительно подвижными частями плит древних платформ. В них и амплитуда прогибания коры больше, чем во внутренних областях плиты, и деформации в форме глыбовых складок и складок нагнетания интенсивнее. На Восточно-Европейской платформе такой подвижной областью плиты является восточный палеозойский периферический прогиб, связанный с развитием Уральской герцинской геосинклинали. Там и прогибание значительное, и особенно многочисленны глыбовые складки, в том числе и такие крупные, как Жигулевский или Доно-Медведицкий валы. По направлению к внутренним областям плиты амплитуда прогибания земной коры уменьшается и вместе с тем значительно слабее становятся и проявления платформенной складчатости.

Так что периферические прогибы с их относительно высокой подвижностью на фоне платформенного режима могут продолжить последовательный ряд эндогенных режимов, начатый нами от наиболее возбужденных режимов: они займут место между парагеосинклиналиями и устойчивыми внутренними частями древних плит. Замкнется этот ряд, очевидно, кристаллическими щитами, являющимися наиболее спокойными частями древних платформ.

Промежуточное положение по характеру своего развития между парагеосинклиналиями и древними платформами занимают и молодые платформы. Их также надо включить в последовательный ряд режимов. Но условия перехода от молодых платформ к древним слабо изучены. Часто этот переход маскируется зоной новейшего орогенного режима. Например, между Западно-Сибирской молодой и Восточно-Европейской древней платформами лежит Урал, где хотя и слабо, но проявилась неотектоническая активизация. Таким же образом молодая платформа Пидмонта отгорожена от древней Северо-Американской платформы.

Следует, однако, заметить, что когда мы имеем дело с такими «промежуточными» режимами, как парагеосинклиналиальный или режим молодой платформы, или с условиями наиболее подвижных участков древней платформы, провести четкие границы между этими режимами невозможно. Они во многих случаях перекрывают друг друга.

Переходы одних режимов в другие по простиранию представляют исключительно большой интерес для выявления их общих и отличительных черт и в конечном счете для освещения механизма их возникновения и развития. Тем более жаль, что этот вопрос так мало освещен в литературе. Нам известна только одна статья, посвященная специально этому вопросу [143]. В других случаях данная проблема затрагивается в связи с региональным материалом, но обычно без стремления подойти к ней с общих позиций.

Между тем примеров проксимальных соотношений эндогенных режимов в природе чрезвычайно много. Это главным образом примеры постепенного перехода по простиранию от ортогеосинклиналиальных режимов к парагеосинклиналиальным и дальше к платформенным.

Хороший пример можно найти на Большом Кавказе. Складчатая зона Главного Кавказского хребта состоит из трех продольных отрез-

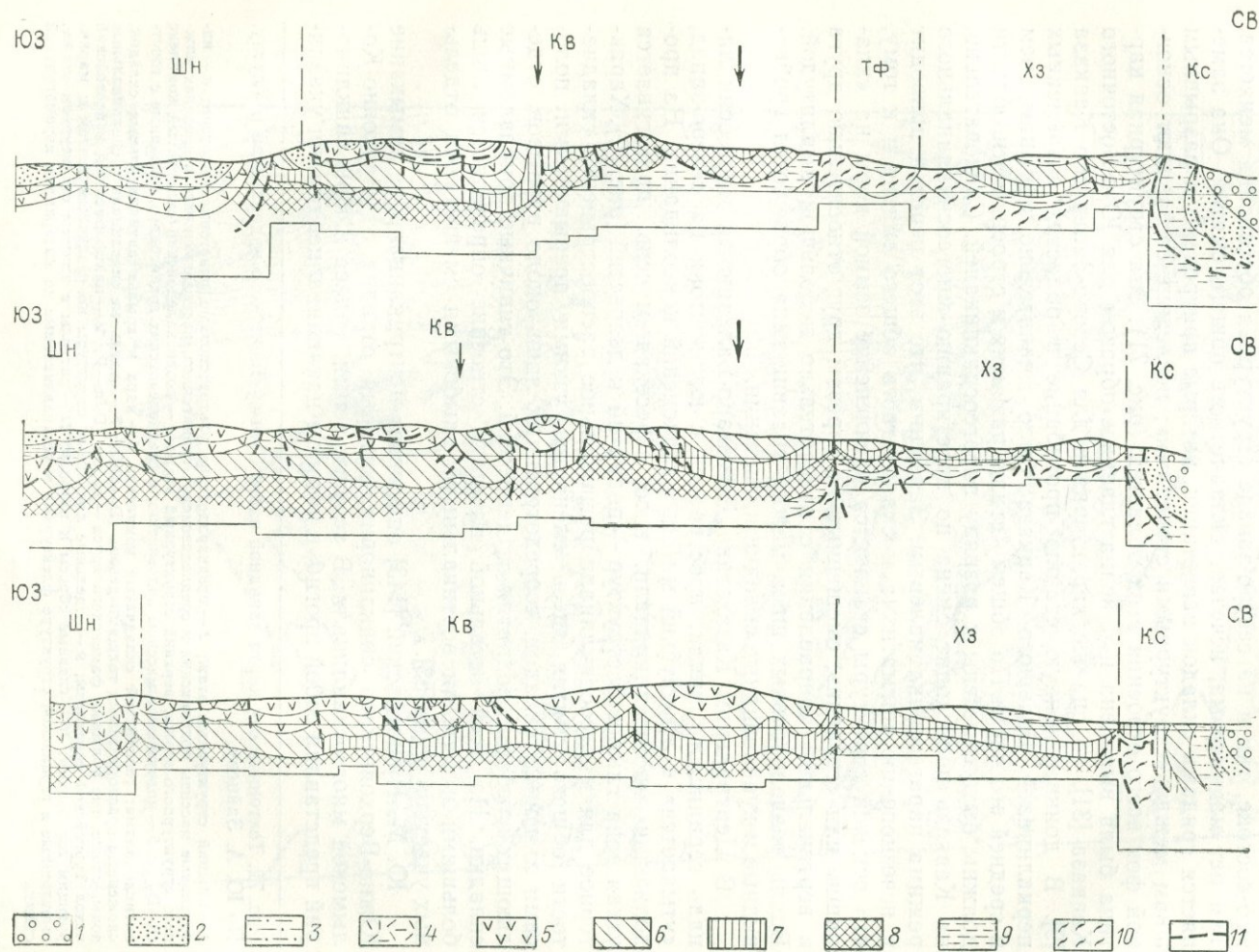


Рис. 71. Профили через Юго-Восточный Кавказ. По А. В. Вихерту и др.

Ломаная линия в основании профилей — условное изображение структурных ступеней. Ступени: ТФ — Тфанская, ШН — Шемахинская; Хз — Хизинская; Кс — Кусарская; Кв — Ковдагская. 1 — неоген; 2 — палеоген; 3 — верхний мел нерасчлененный; 4 — сенон; 5 — сеноман, турон, коньяк; 6 — нижний мел нерасчлененный; 7 — готерив; 8 — валанжин; 9 — верхняя юра; 10 — средняя юра; 11 — разрывы

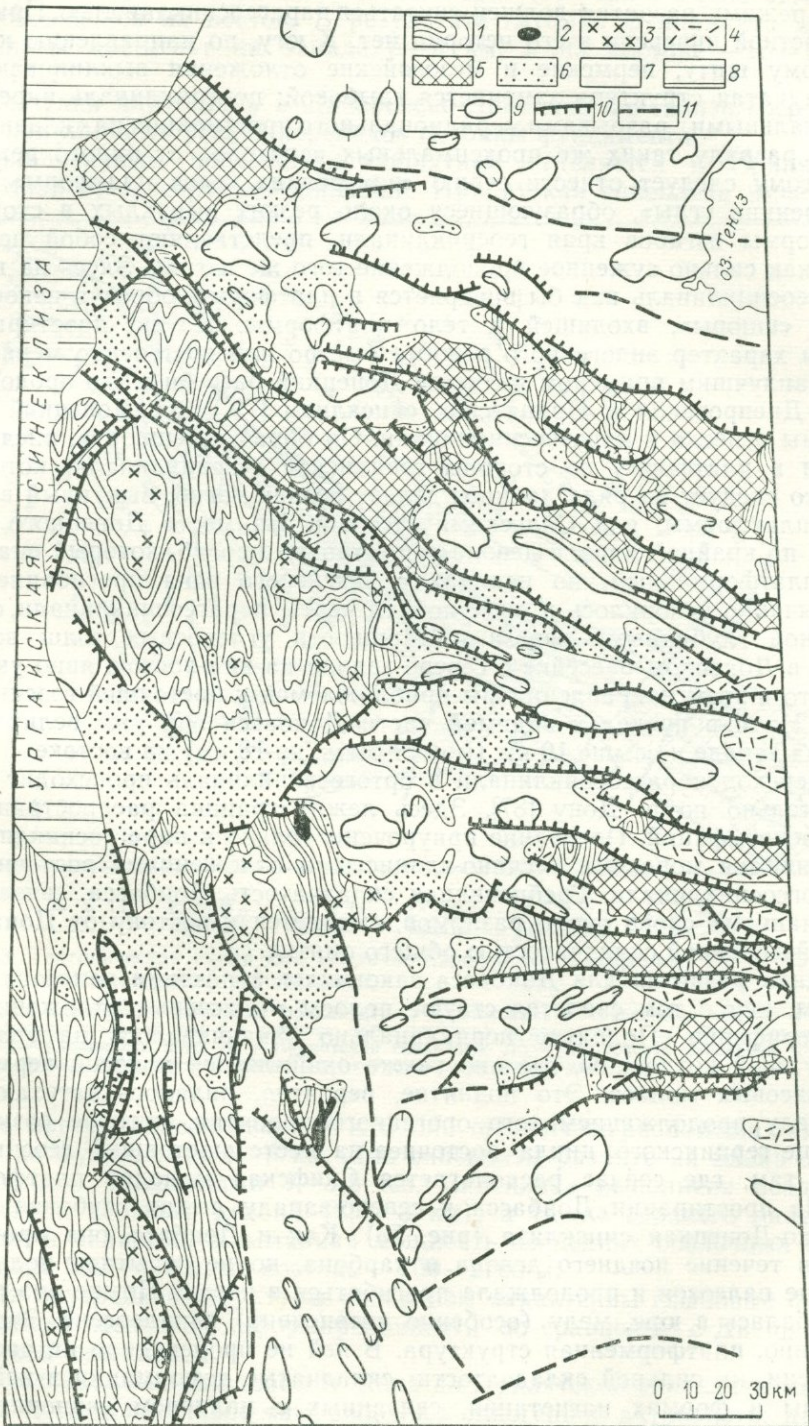
ков, весьма различных по строению: среднего, занимающего основную часть хребта, и двух крайних, расположенных на периклинальных погружениях хребта. В средней части в некоторой полосе развита типичная складчатость общего смятия, возникшая в процессе частной инверсии. В доинверсионное время здесь было значительное и контрастное прогибание и большую роль играли глубинные разломы, которые проявились также очень активно и на орогенной стадии; здесь же сосредоточены и магматические проявления. На погружениях хребта как на юго-востоке, так и на северо-западе структурная обстановка меняется. Там нет магматизма, исчезает складчатость общего смятия. Она заменяется грядками складок нагнетания, которые приурочены к разрывным швам между «структурными ступенями»; последние составляют основной фон всего строения этих областей (рис. 71). Эта структурная картина была выявлена и описана главным образом для Юго-Восточного Кавказа [31], но она же характерна и для Северо-Западного Кавказа [9]. В доинверсионную стадию прогибание в областях современных периклиналей Большого Кавказа было значительно меньшим, чем в средней его части. По общему стилю развития и строения эти области должны быть отнесены к разряду парагеосинклиналей. Следовательно, на Кавказе происходит смена по простиранию миогеосинклинального режима парагеосинклинальным. Запомним, что этот переход приводит к исчезновению магматизма и складчатости общего смятия и к тому, что основой структуры становится расчленение земной коры на «клавиши» или «ступени», смещенные по взрезам друг относительно друга в вертикальном направлении с относительно небольшой амплитудой. Вдоль разделительных швов между «клавишами» образуются гребневидные и куполовидные складки нагнетания.

В Центральном Казахстане Джунгаро-Балхашская миогеосинклиналь герцинского цикла, простираясь с юго-востока на северо-запад, «утыкается» в Улутауский массив каледонской консолидации. На продолжении миогеосинклинали, косо пересекая массив, протягивается узкая зона глыбовых структур — поднятий и депрессий (рис. 72). Характерное для миогеосинклинали региональное распространение складчатости общего смятия здесь сменяется узкими прерывистыми полосами линейных складок, сосредоточенных лишь около разрывов, отделяющих глыбовые поднятия от депрессий. Это типичные приразломные складки. На всей остальной площади строение определяется лишь большими и малыми вертикальными глыбовыми смещениями отдельных участков коры [53].

Ю. М. Пушаровский [143] описывает центриклинальное замыкание Южно-Верхоянского синклинория, который отходит от Верхояно-Колымской миогеосинклинали. В течение перми, триаса и юры синклинорий представлял собой прогиб, в котором накапливались осадки указан-

Рис. 72. Тектоническая карта западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау. По Ю. А. Зайцеву.

1 — нижний структурный этаж; 2 — предкарадокские ультраосновные пластовые интрузии; 3 — интрузивные массивы ордовикских и среднедевонских гранитоидов, располагающихся в пределах нижнего структурного этажа; верхний структурный этаж; 4 — позднекаледонский складчатый комплекс (S—D₁₋₂); 5 — интрузивные массивы ордовикских и среднедевонских гранитоидов, связанные с горст-антиклиналями; герцинский складчатый комплекс: 6 — ядра и крылья антиклинальных складок, сложенные красноцветными толщами девона (D₂—D₃tr); 7 — отдельные синклинали и синклинальные зоны, сложенные толщами фаменского яруса — перми (D₃fm—P); 8 — платформенный кайнозойский чехол Тургайской синеклизы; 9 — отдельные локальные структуры по различным свитам и маркирующим горизонтам; 10 — главные сбросы и взбросы; 11 — расколы в нижнем структурном этаже, выраженные в герцинской структуре флексурами и устанавливаемые по материалам аэромагнитной съемки



ных систем. На севере прогиб сообщался с миогеосинклиналью, но сам он по режиму развития должен считаться парагеосинклиналью. Признаков частной инверсии в его истории нет. К югу, по направлению к Алданскому щиту, пермские и мезозойские отложения выклиниваются, а складчатая структура заменяется глыбовой: центриклиналь нарезана вертикальными разрывами меридионального простирания на «клавиши».

К разряду таких же проксимальных переходов от одного режима к другому следует отнести серию «внутренних углов платформ». Эти «внутренние углы», образующиеся около резких выпуклых в сторону платформы изгибов края геосинклинали, представляют собой не что иное, как сильно суженное продолжение того же изгиба. Здесь на повороте геосинклинали как бы внедряется в платформу, образуя некое подобие «шпоры», входящей в тело платформы. Но по простиранию шпоры характер эндогенного режима быстро или постепенно меняется.

Наилучшим примером является Донецкий бассейн и его продолжение — Днепровская и Припятская синеклизы [79, 197]. Донецкий бассейн мы отнесли к парагеосинклинали. Он образует «шпору», внедряющуюся в платформу со стороны герцинской геосинклинали, которая, как это следует из ряда данных, делает резкий изгиб, выпуклый в сторону платформы, под Сальскими степями. На месте Донецкого бассейна, по крайней мере, с девона существовал прогиб, который вначале был платформенным, но начиная с визейского века прогибание его чрезвычайно ускорилось и он приобрел черты парагеосинклинали, ограниченной глубинными взрезами. Мощности угленосных толщ возрастают в Донецком бассейне с северо-запада на юго-восток, явно указывая, что в этом направлении мы приближаемся к настоящей геосинклинали. Но и в пределах видимой части Донбасса они уже велики: до 6 км на западе и свыше 10 км (может быть, до 18 км) на востоке.

Переход парагеосинклинали в ортогеосинклинали происходит приблизительно по р. Дону [87]. Здесь лежит граница распространения угленосных фаций. Последние приурочены только к парагеосинклинали и сменяются морскими песчано-глинистыми отложениями восточнее — в ортогеосинклинали. Гребневидная складчатость Донбасса, связанная с «качанием» слоев около разломов, сменяется к востоку от Дона типичной линейной складчатостью общего смятия.

Цикл развития для Донбасса закончился в позднем палеозое поднятием, как о том свидетельствуют полосы молассовых отложений по его периферии. Поднятие периклинально заканчивалось на границе Бахмутской котловины, где оно также окаймляется полосой пермских и триасовых моласс. Это поднятие, вероятно, являлось затухающим к западу продолжением того орогенного поднятия, которое возникло в конце герцинского цикла восточнее на месте настоящей геосинклинали, там, где сейчас располагается Скифская молодая платформа.

На простирании Донбасса к северо-западу лежит глубокая Днепровско-Донецкая синеклиза (рис. 73). Как и Донбасс, она прогибалась в течение позднего девона и карбона, но не испытала поднятия в конце палеозоя и продолжала прогибаться в перми. Позже она снова прогибалась в юре, мелу (особенно интенсивно) и палеогене. Это, несомненно, платформенная структура. В ней не происходило ни частной инверсии, ни сильной складчатости: складчатые деформации в ней выражены в формах нагнетания, связанных с наличием эвапоритовых толщ в девоне. Но в строении синеклизы большую роль играют вертикальные разломы: фундамент синеклизы ступенчато погружается от

крыльев к оси, а поперечные взрезы образуют также серию ступеней, погружающихся на восток. В результате глубина фундамента на оси синеклизы достигает на западе 5—6 км, а на востоке—10—12 км (рис. 74).

Складки нагнетания в Днепровско-Донецкой синеклизе сосредоточены над линиями резких перепадов глубины фундамента.

Аналогичным поперечным поднятием отделяется и Припятская синеклиза от Днепровско-Донецкой. Припятская синеклиза имеет ши-

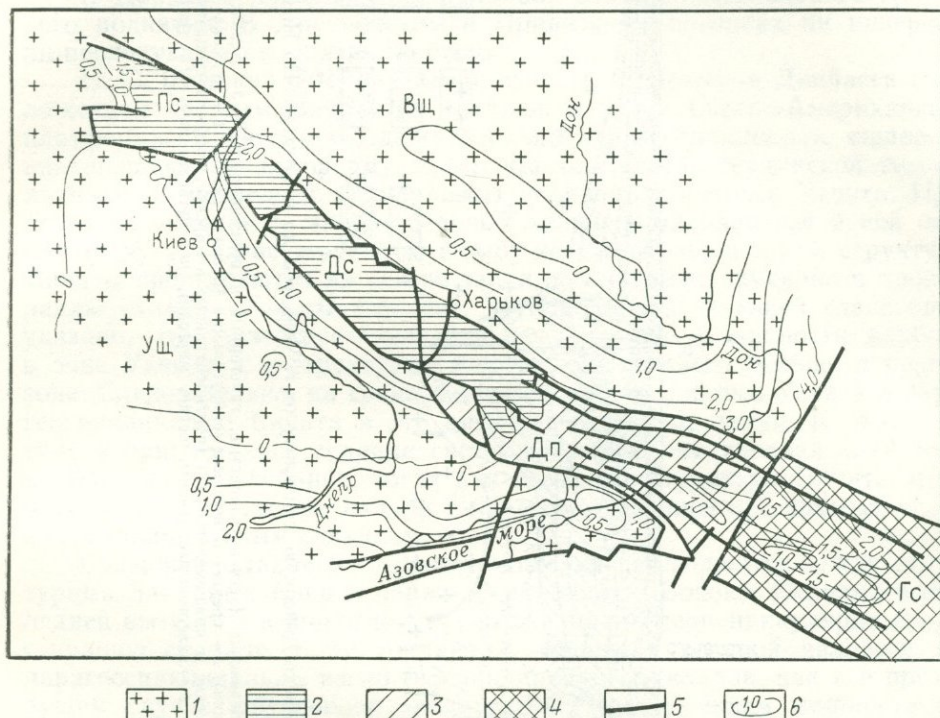


Рис. 73. Тектоническая схема юга Восточно-Европейской платформы. По И. Ю. Лапкину и Э. В. Томашунас с упрощениями.

1 — области неглубокого залегания фундамента; 2 — синеклизы; 3 — паразеосинклиналь; 4 — ортогеосинклиналь; 5 — разломы; 6 — изогипсы (абс. глубина) фундамента в км. Вщ — Воронежский щит; Ущ — Украинский щит; Пс — Припятская синеклиза; Дс — Днепровская синеклиза; Дп — паразеосинклиналь Днепро-Донецкого бассейна; Гс — герцинская интрагеосинклиналь

ротное простираие, с севера и юга она ограничена разломами с амплитудой по фундаменту 4—5 км. Дно синеклизы разбито на блоки с вертикальными смещениями 1—1,5 км. Синеклиза выполнена осадками среднего и верхнего девона (2,5—3 км), а также верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Суммарная мощность последних осадочных серий на западе 350—370 м, на востоке — 700—2700 м.

Для внутренней структуры синеклизы характерны глыбовые формы при общей меньшей деформированности по сравнению с Днепровско-Донецкой синеклизой.

Следовательно, в полосе от Дона до Припятской синеклизы наблюдается последовательное «вырождение» эндогенной активности: на юго-востоке — ортогеосинклиналь, дальше — очень активная паразеосинклиналь (которую иногда предпочитают называть миогеосинклиналью),

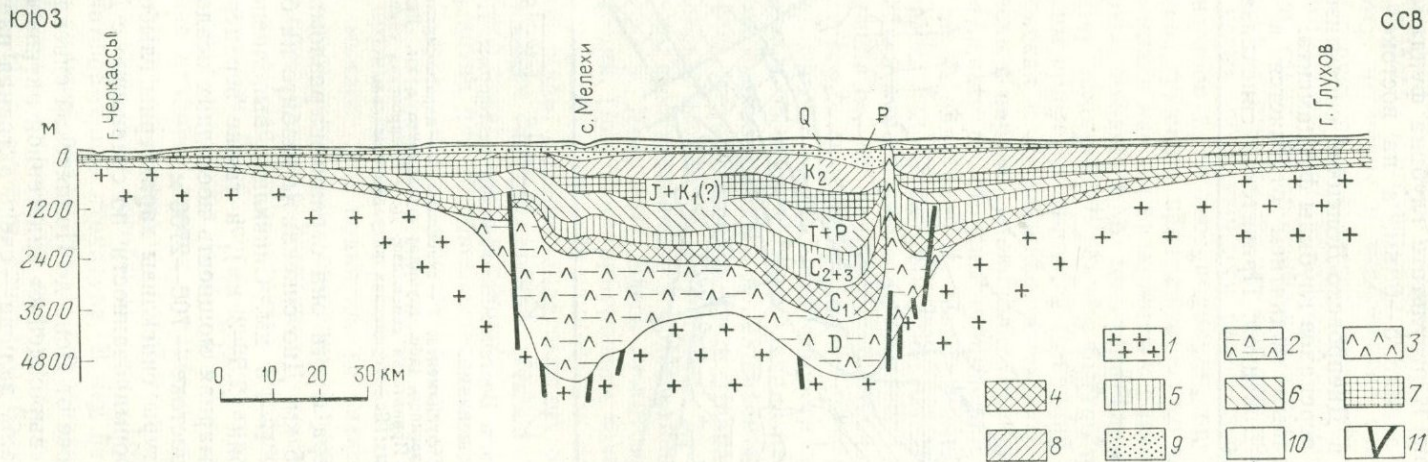


Рис. 74. Геологический профиль через Днепровско-Донецкую синеклизу от г. Черкассы до г. Глухова. По П. С. Хохлову (превышение вертикального масштаба в 8,3 раза)

1 — кристаллический фундамент. Отложения: 2 — девонские (песчано-глинистые, галогенные и вулканогенные), 3 — девонские (соль и гипс), 4 — нижнекаменноугольные (пески, глины, известняки), 5 — средне- и верхнекаменноугольные (пески и глины), 6 — пермские и триасовые (красные и пестрые глины и пески, ангидриты), 7 — юрские и нижнемеловые (?) (континентальные и морские, часто пестроцветные пески и глины), 8 — верхнемеловые (мергели, мел, пески, глины), 9 — палеогеновые (глины, пески, мергели), 10 — четвертичные; 11 — тектонические разрывы

на северо-западе — платформенные синеклизы, из которых лежащая дальше к северо-западу Припятская характеризуется более спокойным развитием, чем Днепровско-Донецкая. В направлении на северо-запад уменьшается амплитуда прогибания земной коры не только от структуры к структуре, но и в пределах каждой структуры в отдельности. В том же направлении успокаивается и складчатость, имеющая голоморфный характер к востоку от Дона, промежуточный в Донбассе и идиоморфный в двух других структурах.

В Донбассе находится периклиналь эпигеосинклинального орогенного поднятия. В Днепровском и Припятском прогибах ни инверсии, ни последующего поднятия не было.

Н. С. Шатский [201] указал на сходство положения Донбасса с положением системы Вичита во «входящем углу» Северо-Американской платформы. Вичита — это действительно парагеосинклиналь, «шпорой» внедрившаяся в платформу около круглого изгиба герцинской геосинклинали. К последней принадлежит складчатая система Уачита. Простираемые складки и многочисленных чешуйчатых надвигов в ней описывает дугу, соответствующую изгибу всей геосинклинали, а структуры Вичиты простираются на северо-запад, т. е. перпендикулярно к простираанию складок Уачиты (см. рис. 31). В соответствующей главе было указано, что существует значительная разница в мощности карбона в зоне Уачита и в структурах Вичита: она намного больше в первой зоне. Следовательно, на границе между геосинклиналью Уачита и парагеосинклиналью Вичита в это время существовал уступ. К этому уступу и прижимались складки системы Уачита, оконтуривая край зоны наибольшего прогибания, тогда как глыбовые структуры Вичита вытянуты вдоль парагеосинклинали и поэтому оказались под прямым углом к геосинклинальным складкам.

Совершенно такие же взаимоотношения наблюдаются между структурами Западных Альп и парагеосинклиналью Воконт. Складки в последней вытянуты в широтном направлении, т. е. перпендикулярно к простираанию складок в геосинклинали, «шпорой» которой является эта парагеосинклиналь, а изгиб геосинклинальных складок, как и в предыдущем случае, обусловлен значительным уменьшением мощности отложений и направлением уступа между геосинклиналью и парагеосинклиналью. По направлению к западу парагеосинклинальный режим зоны Воконт постепенно переходит в типичный платформенный (см. рис. 29).

Описанные примеры позволяют считать «внутренние углы платформ» слепыми ответвлениями геосинклиналей. В них по простираанию происходит постепенный переход ко все более спокойным режимам вплоть до режима древней платформы.

*

* * *

Подводя итоги рассмотрению проблемы пространственных и временных взаимоотношений между режимами, мы должны отметить наличие внутренней связи между режимами разной степени активности, выраженной в постепенности переходов от одного к другому во времени и в пространстве. Переход от более возбужденных режимов ко все более спокойным осуществляется путем последовательного «снятия» одних явлений при сохранении других, хотя интенсивность и этих последних

ослабевает. При ослаблении эвгеосинклиналичного режима снимается ультраосновной (офиолитовый) магматизм, но остается начальный магматизм «на уровне» основных магм. При переходе к миогеосинклиналичному режиму «снимается» весь или почти весь начальный магматизм. Со сменой ортогеосинклиналичного режима парагеосинклиналичным «снимаются» частная инверсия, региональный метаморфизм, гранитизация, складчатость общего смятия. Одновременно с этим вертикальные движения коры, которые сохраняются, становятся менее интенсивными: их амплитуда, скорость и контрастность уменьшаются. Амплитуда глубинных взрезов, также становится меньше.

Вертикальные движения земной коры, выраженные как в прогибаниях и поднятиях значительных областей (глыбово-волновые колебательные движения), так и в разнообразных формах глыбовой складчатости, сохраняются и на платформах. При этом относительно более активный рост глыбовых складок наблюдается в синеклизах и в самой общей форме существует прямая связь между интенсивностью глыбовой складчатости и глубиной прогибания синеклизы.

Легко заметить, что при всех переходах от одних режимов к другим после «снятия» всех магматических и метаморфических процессов и складчатости общего смятия вплоть до самых спокойных режимов сохраняются вертикальные движения земной коры, выраженные как в общих колебаниях, так и в глыбово-волновых движениях разного масштаба. Ритмические поднятия и опускания разных порядков, соответствующие общим и частным эндогенным циклам, происходят и на древних платформах, где они выражены даже яснее, чем в более подвижных зонах, поскольку не маскируются другими эндогенными процессами. На древних платформах глыбово-волновые движения отражаются в развитии синеклиз и антеклиз. К этому же разряду движений следует отнести и формирование глыбовой складчатости, поскольку она связана с вертикальными перемещениями глыб коры. И эта категория движений на платформах проявлена яснее, чем в геосинклиналиях, где хотя глыбово-волновые движения и происходят с большей интенсивностью, их результат сильно маскируется складчатостью и тектоническими покровами.

Следовательно, вертикальные движения земной коры в их разных выражениях оказываются общим фоном для всех эндогенных режимов. Это указывает на особое положение вертикальных движений коры во всем комплексе эндогенных процессов. Переход от спокойных ко все более возбужденным режимам состоит в усилении вертикальных движений, но, главное, во все большем усложнении их другими эндогенными процессами.

О ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКАХ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

Из предыдущего описания различных эндогенных режимов, их сочетаний и последовательности вытекало, что эти режимы в значительной степени определяются тепловыми состояниями верхней мантии и коры. Выплавление магм из мантии указывает на «горячее» состояние последней, а региональный метаморфизм связан с «горячим» состоянием коры. Отсутствие выделения мантийных магм и регионального метаморфизма указывает на «холодное» состояние соответственно мантии или коры. При рассмотрении конкретных режимов мы могли установить, что характер процессов, составляющих режимы, указывает на проявление в тектоносфере различных сочетаний между «горячей» и «холодной» мантией и «горячей» и «холодной» корой.

Возникает вопрос, нет ли возможности связать с тепловым состоянием мантии и коры не только магматизм и региональный метаморфизм, но и другие эндогенные процессы, как, например, вертикальные движения коры и складкообразование. И если такая возможность есть, то насколько полно мы при этом охватим причины эндогенных процессов и условия, определяющие их комбинации.

Можно высказать, например, предположение, что размах и контрастность вертикальных движений земной коры прямо связаны со степенью нагрева верхней мантии. Если астеносфера представляет собой слой частичного плавления вещества мантии, то очевидно, что отношение объема жидкой фазы к объему твердой в этом слое будет меняться с изменением температуры. При ее повышении должен увеличиваться относительный объем жидкости и соответственно должна уменьшаться средняя плотность астеносферы. Это может привести к инверсии плотности на границе астеносферы и литосферы, что, в свою очередь, вызовет механическую неустойчивость и формирование растущих выпуклостей и впадин на указанной границе. Будут образовываться диапироподобные поднятия и компенсационные прогибы между ними, что и явится причиной глыбово-волновых колебательных движений. Чем больше разница в плотности между астеносферой и литосферой, тем быстрее должны быть эти движения и тем большего размаха они могут достигнуть до тех пор, пока охлаждение астеносферы и потери ею расплава (который отделяется от твердого остатка и внедряется в кору) не приведут к прекращению движений.

Если эти предположения правильны, то усиление выделения мантийных магм и повышение амплитуды и контрастности вертикальных движений коры должны происходить совместно. Действительно, выше при описании конкретных режимов мы неоднократно подчеркивали, что эвгеосинклинальный режим с его обильным выделением мантийных основных и ультраосновных магм сопровождается наиболее контрастными вертикальными движениями коры. Их контрастность способствует образованию глубинных разломов, которые, в свою очередь, облегчают выход магмы к поверхности. С переходом к более спокойному режиму — многоэосинклинальному — выделение мантийных магм прекращается или

сильно сокращается и вместе с тем уменьшается контрастность вертикальных движений. Она становится еще меньше при переходе к парагеосинклинальному и платформенному режимам. При них мантийные магмы не показываются близ поверхности, но возможно, что они в некотором количестве все же выплавляются, хотя и остаются на глубине. Весь этот ряд режимов можно связать, следовательно, с понижением уровня теплового возбуждения мантии от эвгеосинклинального режима к платформенному.

Что касается складкообразования, то достаточно очевидно, что температура коры должна влиять на ее деформационные свойства. Поэтому кажется закономерным, что в «холодной» коре, свойственной платформенному, парагеосинклинальному, орогенному, рифтовому режимам и доинверсионной стадии ортогеосинклинальных режимов, происходят преимущественно глыбовые дислокации, связанные с расколами, тогда как в «горячей» коре инверсионной стадии ортогеосинклинальных режимов развиваются пластические деформации в виде складчатости и тектонических покровов.

Но мы увидим дальше, что связь складкообразования и покровообразования с тепловым состоянием коры этим, вероятно, не ограничивается. Эта связь вполне может быть значительно более глубокой. Если это удастся доказать, тогда окажется возможным в тепловых условиях недр видеть причину всех тех процессов, которые определяют эндогенные режимы. Ниже мы последовательно рассматриваем некоторые аспекты этой проблемы.

ТЕПЛОВЫЕ УСЛОВИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

Уровнем выплавления мантийных магм является астеносфера, которая в современных представлениях отождествляется с сейсмическим волноводом. По снижению скорости распространения сейсмических волн может быть приближенно определен относительный объем жидкого расплава в этом слое. Различные данные указывают на то, что объем жидкости может колебаться от 5 до 25% от объема исходного вещества [12]. Для усредненных расчетов может быть принято содержание расплава в количестве 15%, что отвечает уменьшению сейсмических скоростей на 0,4 км/с. Эта цифра близка к наблюдаемой.

Экспериментальные исследования показали связь состава выплавляемых базальтов с глубиной их отделения от твердого субстрата, поскольку глубина определяет размер всестороннего давления. «Нормальные» (толеитовые) базальты отделяются на меньших глубинах, чем щелочные. На максимальных глубинах отделяются пикриты. Для выплавления базальта из перidotита температура на глубине 100 км должна несколько превышать 1400°C. Автором в 1966 г. опубликована диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков, которая воспроизводится на рис. 75. В соответствии с диаграммой следовало бы ожидать постоянного частичного плавления в верхней мантии. При этом кровля слоя плавления должна находиться на глубине около 100 км. Добавим, что в соответствии с использованными при составлении диаграммы усредненными данными подошва слоя частичного плавления (лежащая далеко за пределами диаграммы) может предположительно находиться на глубине около 400 км.

Однако такая картина оказывается чрезвычайно обобщенной. Сейсмические наблюдения показывают, что в разных областях астеносфера имеет различную выраженность и разные толщину и глубину. Сводка, составленная автором [16], показывает, что существует корреляция между характером современного эндогенного режима данной области и такими свойствами астеносферы, как ее влияние на сейсмические скорости (это свойство мы называем «выраженностью» астеносферы), ее глубина и толщина. Не повторяя данных, приводимых в цитированной работе, скажем только, что такие мантийно-возбужденные режимы, как орогенный и рифтовый, сопровождаются более выраженной, более мощной и относительно приближенной к поверхности астеносферой по сравнению с областями более спокойных режимов. Глубина кровли астеносферы в областях возбужденных режимов не больше 80 км, а ее мощность может достигать 150 км. Под плитами платформ глубина увеличивается до 120 км, а мощность уменьшается до 50—80 км. В местах же наиболее спокойных — под кристаллическими массивами древних платформ — астеносфера, возможно, отсутствует или представлена очень тонким (10—20 км) слоем, частичное плавление в котором настолько слабое, что оно влияет на скорости распространения только поперечных, но не продольных сейсмических волн. Эти региональные различия в свойствах астеносферы находятся в соответствии с размером теплового потока: он повышен в областях мантийно-возбужденных режимов, является средним («нормальным») на платформах и оказывается ниже «нормального» на кристаллических щитах [16].

Для нас сейчас эти данные важны, во-первых, потому, что они подтверждают связь эндогенных режимов с тепловым

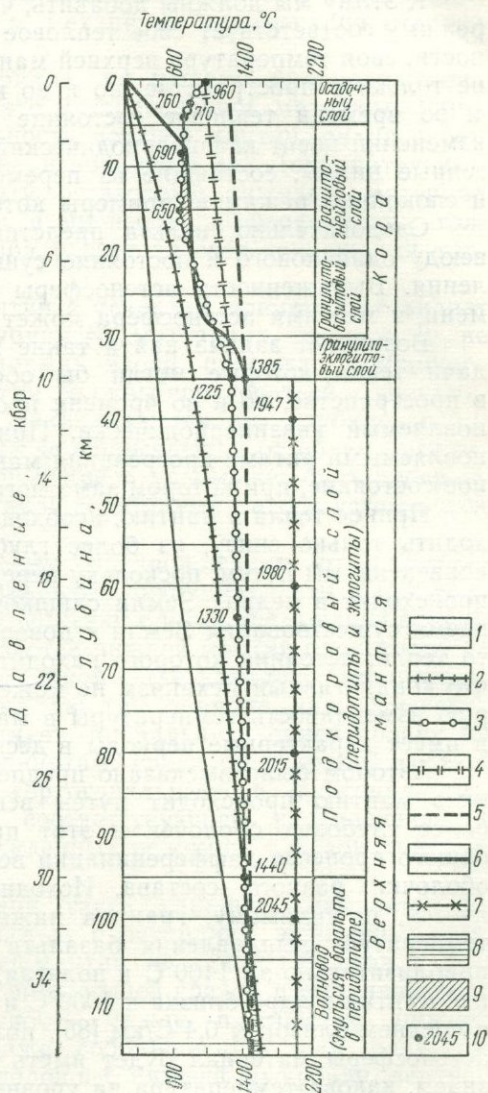


Рис. 75. Диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков.

Температура: 1 — минимальная «нормальная» (платформенная); 2 — максимальная «нормальная»; 3 — гранитизации (в коре) и выплавления базальта (в верхней мантии); 4 — сухого плавления в коре; 5 — поднимающихся астенолитов (адиабатическая); 6 — в коре в эпоху регионального метаморфизма и гранитизации («геосинклинальная» температура); 7 — полного плавления ультраосновных пород верхней мантии; 8 — область выплавления базальта из перидотитов (волновод); 9 — область гранитизации; 10 — температура, °С. (1—2 — по Е. А. Любимовой; 3 — по О. Таттлу и Н. Боуэну; 5—7 — по Г. С. Иодеру и К. Тилли)

состоянием тектоносферы, и, во-вторых, потому, что они указывают на то, что мантия прогрета неравномерно: в ней существуют крупные региональные тепловые неоднородности.

К этому мы должны добавить, что поскольку каждому эндогенному режиму соответствует свое тепловое состояние тектоносферы и, в частности, своя температура верхней мантии, и поскольку режимы меняются не только в пространстве, но и во времени, следует предполагать, что и во времени тепловое состояние мантии меняется. Многие из таких изменений носят квазипериодический характер, на что указывают эндогенные циклы, состоящие из перемежаемости мантийно-возбужденных и спокойных режимов, примеры которых были рассмотрены выше.

Следовательно, нельзя представить себе астеносферу в качестве всюду одинакового и постоянно существующего слоя частичного плавления. Выраженность астеносферы меняется в пространстве и во времени, и местами астеносфера может временно полностью исчезать.

Возникает задача найти такие источники и такой механизм передачи тепла, которые могли бы обеспечить неравномерный не только в пространстве, но и во времени прогрев мантии, в том числе и возобновляемый квазипериодически. Причем в промежутках между возобновляемыми актами прогрева мантия может возвращаться в спокойное состояние, при котором заметного выплавления магм не происходит.

Принос тепла в мантию, необходимого для плавления, может происходить только снизу, из более глубоких слоев земного шара, и только конвективным путем, поскольку передача тепла кондуктивным способом происходит в недрах Земли слишком медленно. Этим способом за все время существования Земли к поверхности могло бы подняться только то тепло, источник которого находится на глубине всего 500 км. Ясно, что кондуктивный механизм не может обеспечить ту относительно быструю изменчивость температуры в мантии и коре, которая наблюдается и имеет характерные периоды в десятки миллионов лет.

Автором было высказано предположение, что принос тепла в верхнюю мантию происходит путем всплывания нагретого материала из более глубоких оболочек и этот процесс является составной частью общего процесса дифференциации вещества Земли с разделением ее на оболочки разного состава. Исходным уровнем дифференциации является, по-видимому, граница нижней мантии и ядра [3]. Принимая температуру выплавления базальта из перидотита в верхней мантии приблизительно за 1400°C и полагая, что температура на границе нижней мантии и ядра близка к 4000°C и адиабатический градиент в мантии в среднем близок к $0,4^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [85], получим, что поднявшийся до уровня астеносферы материал будет иметь температуру около 3000°C . Мы не знаем, какова температура на уровне астеносферы при «холодном» состоянии мантии. Она должна быть несколько ниже 1400°C . Если предположить, что она равна 1300°C , то это означает, что (при одинаковой теплоемкости остывающего и нагреваемого материала) до необходимой для выплавления базальта температуры 1400°C может быть нагрет объем астеносферы, превышающий по крайней мере в 10 раз объем поднявшегося с подошвы нижней мантии материала. По данным А. Б. Ронова и подсчетам автора [12], объем мантийных магм, выделяемый в течение цикла развития ортогеосинклинали, требует вовлечения и частичного плавления объема астеносферы, равного ее слою в 10—12 км на площади геосинклинали. Отсюда следует, что, для того чтобы выплавление осуществилось в надлежащем объеме, поднявшийся в те-

чение цикла материал должен быть в таком количестве, чтобы образовать в верхней мантии на площади геосинклинали слой средней толщиной в 1 км.

Эти подсчеты чрезвычайно грубы и условны. Но они показывают, что высказанные предположения о механизме прогрева мантии находятся в пределах вероятных.

Состав поднимающегося материала, по нашему предположению, близок к составу верхней мантии: это ультраосновной материал. Имея плотность, близкую к средней плотности верхней мантии, он на своем пути останавливается на ее уровне и пополняет ее. Дополнительный к этому силикатному дифференциату остаточный тяжелый материал опускается в ядро. Таким образом, в процессе дифференциации толщина верхней мантии и радиус ядра растут за счет сокращения толщины нижней мантии.

Изменчивость прогрева мантии с течением времени заставляет предполагать, что всплывание глубинного материала происходит не равномерно и постоянно, а порциями: эпохи прорыва глубинного материала к уровню верхней мантии должны чередоваться с эпохами, когда продукты дифференциации накапливаются на глубине, собираются в крупные «пузыри», но пока не всплывают, а от объема всплывающих «пузырей» зависит, до какой температуры может быть прогрета верхняя мантия и, следовательно, какой эндогенный режим установится в тектоносфере.

Автором были также высказаны предположения относительно механизма, обеспечивающего региональные закономерности в проявлении эндогенных режимов [16]. В соответствии с ними всплывание порций горячего материала из глубоких областей нижней мантии происходит не повсеместно в равной мере, а по некоторой сетке каналов, заполненных веществом пониженной вязкости (на два-три порядка ниже вязкости окружающей среды). Это сетка имеет правильную ориентировку по отношению к географическим координатам: среди простирающихся ее каналов преобладают «ортогональные» и «диагональные» направления, что и приводит к соответствующей упорядоченности в простирающихся зонах развития возбужденных режимов, т. е. зон диастрофизма.

Предположение о существовании таких каналов вызывается не только наблюдаемой упорядоченностью простирающихся эндогенных зон, но и тем, что при вязкости нижней мантии не менее 10^{23} пуаз и при разности плотностей 2 г/см^3 между вмещающей средой и выделившимся легким материалом (такова разность между плотностью нижней и верхней мантии) материал, даже собравшись в шар радиусом в 75 км, затратит на подъем от подошвы нижней до кровли верхней мантии около 200 млн. лет, что равно продолжительности целого эндогенного цикла, а меньшие объемы легкого материала будут подниматься еще дольше. При этом будет наблюдаться большая зависимость скорости подъема от объема каждой порции, и, следовательно, порции материала, имеющие разный объем, начав свое всплывание одновременно, будут достигать верхней мантии в весьма разное время. Такой механизм не может обеспечить наблюдаемую приблизительную синхронность проявления возбужденных режимов на значительных площадях. Условия для синхронного всплывания скоплений легкого материала разного размера были бы тем более благоприятны, чем меньше вязкость среды, через которую происходит движение. Во всяком случае, она

должна быть на 2—3 порядка ниже указанной для всей среды. Отсюда и вывод о «каналах пониженной вязкости», по которым происходит всплытие легких дифференциатов.

Подъем материала из нижних слоев мантии происходит, по нашему предположению, до уровня астеносферы. На этом уровне тепло, принесенное с глубинным материалом, вызывает выплавление базальта в соответствующем объеме, и дальше процессы развиваются на новом этапе: на этапе взаимодействия верхней мантии и коры. При этом используются те системы разломов в коре из большого числа всегда там имеющих, которые по своим положению и ориентировке соответствуют форме и ориентировке возбужденных полос верхней мантии. Так происходит передача процессов с одного уровня на другой на пути от подошвы нижней мантии до поверхности коры при сохранении ориентированности зон различных эндогенных режимов.

Эволюция соотношения площадей, занимаемых на поверхности материков возбужденными и спокойными режимами, должна быть связана с соответствующей эволюцией сети каналов. В пермобильную стадию огромное количество каналов более или менее равномерно пересекало мантию под материками и подъем горячего материала в верхнюю мантию происходил практически повсеместно. В течение следующей, неустойчивой протогоосинклинальной стадии некоторые группы каналов приобрели временное преимущество над другими, в связи с чем возникло неустойчивое, меняющееся в пространстве, разделение на протогоосинклинали и протоплатформы. Наконец, во время устойчивой геосинклинально-платформенной стадии «живые» каналы сохранились лишь в пределах геосинклинальных поясов, да и внутри последних они с течением времени концентрировались во все более узких полосах, причем дольше всего они сохранились в двух полосах — Средиземноморско-Гималайской и Тихоокеанской. Именно в этих полосах наблюдаются наиболее поздние проявления возбужденных режимов.

Причины образования правильной сетки каналов, определяющих проницаемость глубоких оболочек Земли, неизвестны, как и причины закономерной эволюции этой сетки. Первоначально каналы должны были образоваться, очевидно, в условиях растяжения, а в дальнейшем они могли поддерживаться многократной циркуляцией по ним нагретого материала. С течением времени группы каналов одна за другой отмирали, тогда как другие продолжали использоваться. Самое примечательное состоит в том, что и преимущественные простирания отдельных каналов и их зон и пространственная направленность эволюции всей их системы упорядочены по отношению к современным географическим координатам, т. е. по отношению к современной оси вращения Земли. При этом одна и та же однородная упорядоченность сохраняется в течение всей геологической истории: уже в архее она была такой же, как в самые последние геологические эпохи. Все время преобладали «ортогональные» и «диагональные» направления. Это позволяет предполагать некую связь между механизмом образования каналов в мантии и вращением Земли или изменением ее формы в результате изменения скорости вращения. Концентрация наиболее длительно сохраняющихся каналов в двух указанных полосах, по-видимому, как-то связана с формой Земли и положением ее оси вращения. Конкретные физические формы таких связей, однако, не изучены, а имеющиеся по этому поводу предположения носят слишком общий и неопределенный характер.

Следовательно, наша гипотеза заключается в том, что мантийно-возбужденные режимы возникают в результате нагревания верхней мантии порциями материала, выделяющегося из нижних слоев нижней мантии в процессе ее дифференциации. Смена режимов разной степени возбужденности связана с изменением объема отдельных таких порций, а режимы, характеризующиеся «холодной» мантией, возникают в те эпохи, когда подъем материала приостанавливается, а поступившее ранее в мантию тепло из нее уже ушло. Подъем материала происходит по правильной сетке очень глубоких каналов, заполненных веществом пониженной вязкости. Приблизительная синхронность проявления мантийно-возбужденных режимов заставляет предполагать, что активизация (может быть, расширение) каналов происходит почти одновременно в значительном пространстве земных недр.

Активным каналам, прорезающим оболочки ниже астеносферы, отвечает совпадающая с ними по ориентировке система разломов в коре, активизированных под влиянием процессов в верхней мантии.

Расчеты показывают, что при выплавлении базальта из перидотита верхней мантии в объеме 15% по отношению ко всему веществу средняя плотность последнего должна снизиться на $0,1 \text{ г/см}^3$. Однако, если жидкий базальт скапливается преимущественно в верхней части астеносферы, то снижение плотности в верхних слоях последней может быть в несколько раз большим: вместо твердого материала с плотностью $3,45 \text{ г/см}^3$, которую следует предполагать для глубины около 100 км, в кровле астеносферы образуется материал со средней плотностью, возможно, $3,2 \text{ г/см}^3$. Это приведет к инверсии плотностей на границе между астеносферой и литосферой, поскольку в подошве последней плотность должна быть не менее $3,3 \text{ г/см}^3$. Если же в составе нижних слоев литосферы имеются крупные массивы эклогитов, образовавшихся при застывании выделившихся ранее из астеносферы базальтов, то плотность этих слоев литосферы должна быть еще выше (плотность мантийных эклогитов $3,6 \text{ г/см}^3$).

Таким образом возникают условия для астеносферного диапиризма, чему способствует также существенное понижение вязкости материала при его частичном плавлении (вязкость твердого материала верхней мантии может считаться равной 10^{21} пуаз, а вязкость жидкого базальта 10^4 пуаз). Форма и размещение астеносферных диапиров для прото-геосинклинальной и геосинклинально-платформенной стадий определяются сеткой глубинных разломов, разрезающих литосферу на глыбы и активизируемых под влиянием процессов в мантии. Поскольку преобладают системы параллельных глубинных разломов, астеносферные диапиры приобретают линейную гребневидную форму. В течение пермобильной стадии, когда сетка глубинных разломов была очень густа и было много точек пересечения разломов, диапиры имели преимущественно округлую и неправильную форму.

Выше уже было сказано, что амплитуда подъема астеносферных диапиров и размер контрастности между ними и разделяющими их остаточными депрессиями имеет прямую зависимость от степени теплового возбуждения верхней мантии. Так что эти предположения указывают на возможный механизм связи между возбужденностью мантии и контрастностью глыбово-волновых движений земной коры.

При рассмотрении в предыдущих главах различных эндогенных режимов мы неоднократно пытались привести доводы в пользу того, что внедрение в кору ультраосновного материала (офиолитов), имею-

шего свой источник в мантии, является следствием особенно высокой степени теплового возбуждения верхней мантии. Приуроченность максимальных контрастов вертикальных движений именно к эвгеосинклиналям также является косвенным индикатором высокого уровня прогресса верхней мантии. Мы указывали, что офиолиты составляют неотъемлемую часть начального магматизма эвгеосинклиналей и утверждали, что в свете этих доводов неприемлемы распространенные ныне взгляды на офиолиты как на тектонические отторженцы «океанической коры», раздавленные и выжатые на поверхность в холодном состоянии при сжатии прогибов с океаническим дном.

Обычно слабое проявление контактовых явлений на границах офиолитов с окружающими породами рассматривается как признак низкой температуры, при которой они внедрились в кору. Считают, что она не могла превышать 500°C . На такую же температуру как будто указывает и широкое развитие процессов серпентинизации.

Однако серпентинизация вполне может быть значительно более поздним явлением, развившимся уже после остывания офиолитов, а масштаб контактных явлений зависит не только от температуры, но в еще большей степени от содержания в магме летучих составных частей, способных оказать химическое воздействие на вмещающие породы. Их в ультраосновной магме должно быть очень мало. Поэтому указанная цифра температуры в 500°C является спорной. Не исключено, что первоначальная температура офиолитов была значительно выше и приближалась к температуре, при которой в мантии происходит выплавление базальтов. Поэтому офиолиты, если и не были жидкими, вполне могли быть пластичными. К тому же были обнаружены и горячие контакты ультраосновных пород с вмещающими породами [183]. Не слишком ли категорично распространенное мнение о повсеместности холодных контактов?

Офиолиты представлены так называемыми альпинотипными ультрабазитами, состав которых носит ярко выраженный остаточный характер: они являются остатком от далеко зашедшей дифференциации в веществе мантии, дифференциации, в результате которой из мантии выделились и кора и базальтовые расплавы астеносферы. Это в еще большей степени подчеркивает связь офиолитов с окружающими породами и, прежде всего, с базальтами.

Учитывая все эти обстоятельства, мы считаем, что наиболее вероятным механизмом подъема ультраосновного материала в кору в эвгеосинклиналях является тот, который был предположен Н. Боуэном еще в двадцатых годах. Можно предположить, что там, где тепловое возбуждение мантии особенно сильно, циркуляция выплавленного базальта столь энергична, что потоками базальта в астеносфере захватываются глыбы остаточного перидотитового материала и увлекаются вверх. В дальнейшем, когда после охлаждения перидотит подвергается серпентинизации, его плотность сильно уменьшается, а объем и пластичность возрастают, и тогда с этим материалом могут быть связаны вторичные диапироподобные перемещения. Офиолиты легко могут тектонически внедряться в разломы и подвергаться расплющиванию и выжиманию между более плотными и твердыми глыбами коры.

В ряде работ автор указывал на то, что результат воздействия астеносферных диапиров на литосферу будет различным в зависимости от характера и степени проницаемости последней [15, 16]. Если проницаемость имеет сосредоточенный характер и литосфера состоит из

непроницаемых глыб, разделенных редкими глубинными разломами, то механическое воздействие астеносферных диапиров должно быть прямым, т. е. глыбы, находящиеся над диапировым выступом астеносферы, должны подниматься, а глыбы, расположенные над компенсационными депрессиями, должны опускаться. Такой характер проницаемости и такое механическое взаимоотношение между астеносферой и литосферой свойственны инверсионной и послейнверсионной стадиям ортогеосинклинальных режимов, а также орогенным режимам. В этих случаях земная кора непосредственно раньше (или в случае эпиплатформенного орогенеза намного раньше) испытала перекристаллизацию, в процессе которой были «залечены» все более мелкие разломы и другие каналы, определявшие предшествующую большую и рассеянную проницаемость. Кора оказалась пронизанной лишь редкими глубинными разломами, которые образовались при взламывании «кристаллического панциря» вертикальными движениями.

На древних, а также частично на молодых платформах и даже на срединных массивах, там, где литосфера приобрела особенно большую связность и прочность, астеносферный диапиризм приводит к рифтовому режиму, который начинается с образования на поверхности широких и пологих сводов, затем усложняющихся грабенами.

В условиях же большой рассеянной проницаемости, определяемой как густой сетью разнонаправленных разломов, так и неуплотненными поверхностями наслоения и межформационных контактов, материал астеносферного диапира, состоящий из основных и ультраосновных расплавов, проникает в литосферу, понижывает ее и после застывания утяжеляет. В связи с этим здесь следует ожидать обратного взаимоотношения между движениями материала в кровле астеносферы и движениями его в подошве литосферы: последняя должна над астеносферным диапиром не подниматься, а опускаться. Она тонет в теле диапира. Эти условия характеризуют доинверсионную стадию ортогеосинклинальных режимов, когда над астеносферными диапирами образуются интрагеосинклинали. Как только в дальнейшем в результате регионального метаморфизма и гранитизации перекристаллизация приведет к образованию «кристаллического панциря» и изменению характера проницаемости литосферы, взаимоотношения между движениями в мантии и коре снова становятся прямыми и на месте интрагеосинклиналей возникают поднятия.

Разным характером проницаемости коры объясняется отмеченная выше одновременность проявления таких режимов, как эвгеосинклинальный в его доинверсионной стадии в одних местах и орогенный в других, в равной мере связанных с «горячей» мантией.

Рассмотренные выше постепенные переходы от одних режимов к другим, от более возбужденных к менее возбужденным и спокойным, позволяют предполагать, что при всех режимах глыбово-волновые колебательные движения земной коры вызываются одной причиной, но действующей с разной интенсивностью. Можно думать, что и на платформах эти движения отражают перемещения в верхней мантии, хотя масштаб их мал, поскольку и инверсия плотностей, и температурные неоднородности в этих случаях также очень малы.

Явление консервативности вертикальных движений, показанные выше на ряде примеров, свидетельствует в пользу того, что взаимодействие между астеносферой и литосферой не ограничивается механическими явлениями. По-видимому, процессы, вызывающие поднятие коры,

всегда таковы, что оставляют после своего воздействия определенные изменения в структуре коры, способствующие продолжению в течение некоторого времени заданного движения и после того, как основная причина его перестала действовать. При прямом воздействии астеносферного диапира на литосферу под зоной поднятия, вероятно, скапливается относительно легкий материал, концентрирующийся в кровле диапира. Он «прилипает» снизу к коре, увеличивая ее мощность. Такое изменение может вызвать длительное «постумное» поднятие, продолжающееся после того, как глубинная причина прекратила свое действие. Поднятие остановится либо по достижению корой нового изостатического равновесия, либо когда дальнейшие процессы приведут к наложению противоположных тенденций на движения коры.

Точно так же утяжеление коры основным и ультраосновным материалом при рассеянном проникновении его в кору может вызвать длительное прогибание и после того, как причина, вызвавшая это внедрение, перестала действовать.

В тех же изменениях температуры верхней мантии, вероятно, следует искать причины и общих колебаний земной коры, хотя в этом вопросе много неясного.

Требуется значительно более полный и точный количественный анализ всех проявлений вертикальных движений земной коры, чтобы высказанные гипотетические соображения о связи их с температурным режимом верхней мантии и перемещениями в материале последней получили бы прочную основу. К сожалению, тот экспериментальный материал, которым мы вынуждены пользоваться, является чрезвычайно ограниченным и преимущественно очень неточным. Только для небольшого числа областей имеются более или менее достаточные сведения об истории вертикальных движений земной коры, их амплитуде, скорости и контрастности.

В качестве последнего в этом разделе затронем вопрос о связи химического состава мантийных магм с типом эндогенного режима. При ортогеосинклинальных режимах состав мантийных магм является «нормальным». Основные магмы имеют насыщенный толеитовый состав, что указывает на отделение их от твердого субстрата на относительно небольшой глубине. Это согласуется с высокой степенью прогрессивного прогрева верхней мантии при таких режимах: уровень частичного плавления здесь поднимается высоко и достигает глубин в несколько десятков километров над поверхностью.

При рифтовом режиме, магматической активизации платформ и эпиплатформенном орогенном режиме значительную роль играют щелочные мантийные магмы, свидетельствующие о том, что в этих случаях отделение жидкости происходит на большей глубине, которая может достигать сотни и более километров. Следует думать, что при этих режимах прогревание, достаточное для частичного плавления, охватывает только относительно более глубокие слои верхней мантии, откуда жидкость, уже потерявшая реакционные связи с твердым субстратом, поднимается к кровле мантии и на поверхность.

Весьма своеобразным является платобазальтовый режим, при котором толеитовый состав магмы свидетельствует о том, что высокие температуры поднимаются в верхней мантии к малым глубинам, что плохо вяжется с тектоническим спокойствием на поверхности. Возможно, что этот режим имеет отношение к процессу, который мы называем «океанизацией», и поэтому целесообразно рассматривать его

совместно с океаническими эндогенными режимами. Здесь мы не будем касаться платобазальтового режима, так же, как не касаемся и режимов окраин материков.

ТЕПЛОВЫЕ УСЛОВИЯ В КОРЕ И ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Холодное состояние коры во время доинверсионной стадии эвгеосинклиналичного режима, когда верхняя мантия находится в «горячем» состоянии, подчеркивается тем, что в это время единственной фацией метаморфизма в коре является фация глаукофановых сланцев. Минералы, характерные для нее, устойчивы только при низких температурах в пределах 300—450°C. Но вместе с тем они требуют для своего образования высоких давлений, превышающих 6 кбар и, возможно, достигающих 8—9 кбар (рис. 76). Если это давление является литостатическим, то глубина образования данной фации должна быть около 30 км, а геотермический градиент не должен превышать 10—20°C/км и быть ниже «нормального», т. е. платформенного. Однако неоднократно указывалось, что геологические данные противоречат тому, чтобы глаукофановые сланцы образовались на столь большой глубине. Последняя, вероятно, не могла превышать 10 км. При такой глубине геотермический градиент будет «нормальным», но сверхлитостатическое давление потребует специального объяснения. «Тектоника плит», как известно, представляла такое объяснение, состоящее в том, что в ходе субдукции породы, подвергшиеся глаукофановому метаморфизму, действительно погрузились на глубину 30 км, но затем были возвращены обратно на поверхность раньше, чем успели нагреться до температуры, опасной для данного минерального комплекса. Этот механизм представляется невероятным и загадочным. Нам кажется, что единственным объяснением сверхлитостатического давления, имеющим реальные основания, остается представление о «буферном» флюидном давлении, которое возникает при прогревании пород, обладающих малой проницаемостью [49]. В качестве дополнительного фактора может служить то перераспределение давления, которое имеет место при вертикальных глыбовых движениях в тектоносфере, о чем писал М. В. Гзовский [40]. Поскольку глыбовые движения вызывают появление касательных напряжений, они должны приводить к перераспределению всестороннего давления. Последнее должно уменьшаться над границами между глыбами, двигающимися друг относительно друга в вертикальном направлении и увеличиваться над вершинами глыб. Такие изменения давлений в зависимости от скорости движения глыб могут достигать 10 кбар. Поскольку глаукофановый метаморфизм совпадает во времени с наиболь-

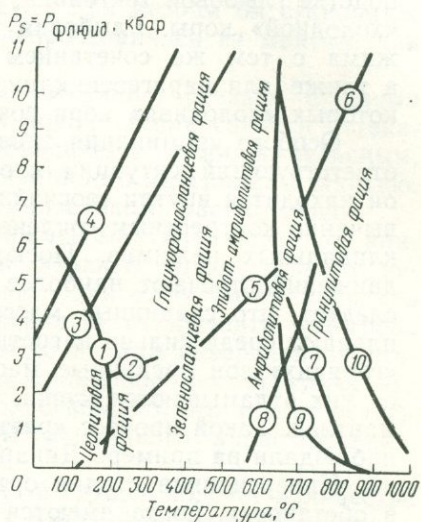


Рис. 76. Температура и давление метаморфических фаций. По А. Миясино

«Тектоника плит», как известно, представляла такое объяснение, состоящее в том, что в ходе субдукции породы, подвергшиеся глаукофановому метаморфизму, действительно погрузились на глубину 30 км, но затем были возвращены обратно на поверхность раньше, чем успели нагреться до температуры, опасной для данного минерального комплекса. Этот механизм представляется невероятным и загадочным. Нам кажется, что единственным объяснением сверхлитостатического давления, имеющим реальные основания, остается представление о «буферном» флюидном давлении, которое возникает при прогревании пород, обладающих малой проницаемостью [49]. В качестве дополнительного фактора может служить то перераспределение давления, которое имеет место при вертикальных глыбовых движениях в тектоносфере, о чем писал М. В. Гзовский [40]. Поскольку глыбовые движения вызывают появление касательных напряжений, они должны приводить к перераспределению всестороннего давления. Последнее должно уменьшаться над границами между глыбами, двигающимися друг относительно друга в вертикальном направлении и увеличиваться над вершинами глыб. Такие изменения давлений в зависимости от скорости движения глыб могут достигать 10 кбар. Поскольку глаукофановый метаморфизм совпадает во времени с наиболь-

шей контрастностью и, следовательно, наибольшей скоростью вертикальных движений в коре, этот фактор заслуживает серьезного внимания.

Подчеркнем, что как бы ни решался вопрос о конкретной обстановке глаукофанового метаморфизма, последний бесспорно свидетельствует о «холодном» состоянии коры с геотермическим градиентом, не превышающим платформенный (около $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$).

Помимо доинверсионной стадии эвгеосинклинального режима «холодная» кора при «горячей» мантии характерна для орогенного режима. Хрупкое состояние коры при этом режиме, выраженное в господстве глыбовой тектоники, является одним из свидетельств в пользу «холодной» коры. Глыбовая тектоника характерна для рифтового режима с тем же сочетанием «холодной» коры и «горячей» мантии, а также для парагеосинклинального и платформенного режимов, при которых «холодная» кора сочетается с «холодной» же мантией.

Особого упоминания заслуживает режим срединных массивов, соответствующий ситуации «холодная» мантия — «холодная» кора. Но он находится внутри геосинклинали и, как мы видели, ограничен чрезвычайно контрастным сочленением с окружающими зонами ортогеосинклинальных режимов. Поскольку большие контрасты вертикальных движений отвечают наиболее возбужденным участкам мантии, отсюда следует, что срединные массивы со своей холодной мантией как бы плавают среди сильно нагретых зон последней. Под влиянием соседних «горячих» зон срединные массивы разрушаются. Они раскалываются, от них отламываются куски, поглощаемые окружающей возбужденной мантией. Такой процесс «разъедания» срединных массивов с краев мы наблюдали на примере Динарид и Кавказа.

Инверсионная стадия ортогеосинклинальных режимов развивается в обстановке, когда имеются достаточные признаки высокой температуры в коре, но нет признаков «горячего» состояния верхней мантии. Свидетельством «горячего» состояния коры являются процессы регионального метаморфизма и палингенной гранитизации. В отличие от метаморфизма высокого давления и низких температур, характерного для доинверсионной стадии эвгеосинклинального режима, в инверсионную стадию развивается метаморфизм высоких температур и умеренного давления. Это — гранулитовая, амфиболитовая и зеленосланцевая фации с их подфациями, требующие температур от 350 до 800°C . Характерные для них ассоциации минералов устойчивы в очень широких пределах всестороннего давления — от 2 до 8 кбар (см. рис. 76). В тех же пределах давления и при температуре 650 — 750°C происходит и анатектическая гранитизация [49, 42]. Палеотемпературные исследования показали, что в течение инверсионной стадии тепловой поток в геосинклинали усиливается в 3—5 раз по сравнению с «нормальным», т. е. платформенным [12]. В. В. Ревердатто [147] указывает, что в Лепонтинских Альпах геотермический градиент достигает $50^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в Горном Алтае он был 40 — $50^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в Туркестанском хребте — 70 — $90^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а в Северных Аппалачах (судя по графику, приведенному в статье) мог достигать 120 — $140^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Поэтому общий вывод автора, что высокотемпературный метаморфизм не требует значительного повышения теплового потока, кажется нелогичным. Температурный градиент находится в прямой зависимости от теплового потока.

«Холодное» состояние верхней мантии для той же стадии подтверждается тем, что в это время не происходит выделений мантийных

магм. Мы уже указывали, что это не означает возникновения температурной инверсии между мантией и корой. Первая остается более нагретой, чем вторая. Достаточно температуре в мантии на глубине 100 км понизиться до 1300°C, чтобы выплавление магм прекратилось, а самые высокотемпературные фации метаморфизма и анатексис не требуют температуры в коре выше 800°C. Таким образом, переход от состояния «горячая» мантия — «холодная» кора к состоянию «холодная» мантия — «горячая» кора означает лишь изменение температурного градиента между мантией и корой. При первом состоянии он был крутым (температура около 1500° на глубине 100 км была противопоставлена температура в несколько сот градусов в коре), а при втором он становится значительно положе. Тепловая волна, распространяясь из мантии, как бы «выполаживается».

Понижение температуры в мантии, очевидно, связано с двумя факторами: прекращением конвективной подачи тепла снизу и оттеканием тепла в кору. Первый фактор объясняется нами импульсным, перемежающимся характером подъема глубинного материала в мантию. Второй фактор требует некоторого дополнительного рассмотрения.

Как и в случае передачи тепла из нижней мантии в верхнюю, кондуктивный механизм передачи тепла из верхней мантии в кору недостаточен в связи со своей медленностью. Для того чтобы передача тепла из верхней мантии в кору осуществилась от момента разогрева мантии в начале доинверсионной стадии до начала инверсионной стадии, т. е. в течение нескольких десятков миллионов лет, передача эта должна происходить конвективным путем. Очевидно, это может осуществиться путем внедрения в кору магм мантийного происхождения, которые и являются переносчиками тепла.

В свое время автор произвел некоторый грубый подсчет количества тепла, необходимого для регионального метаморфизма, и глубинных тепловых ресурсов [12]. Оказалось, что на метаморфические процессы на каждый квадратный сантиметр поверхности геосинклинали требуется приблизительно $3 \cdot 10^8$ кал. Такого же порядка величину получили С. Уйеда и К. Хораи [307] для одного из районов Японии.

Исходя далее из некоторых правдоподобных предположений об объеме мантийной магмы и ее начальной температуры, можно подсчитать, что в течение нескольких миллионов лет нижний слой коры прогреется до 800°C, что достаточно для гранулитовой фации метаморфизма. Однако в связи с эндотермическим характером метаморфических реакций температура должна быстро падать выше этого горизонта, и для распространения тепла вверх к тем уровням, где происходит региональный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также анатектическая гранитизация, необходимы новые переносчики тепла. Таковыми могут быть флюиды — вода и углекислый газ, выделяемые из пород при их прогревах. Представление об изменении природы переносчиков тепла с продвижением в коре по вертикали было положено в основу составления диаграммы тепловых состояний тектоносферы материков (см. рис. 75). Однако, мы отмечали [12], что затруднение возникает при подсчете необходимого объема флюида, способного перенести в верхние слои коры требуемое количество тепла. Преодолеть это затруднение возможно, предположив, что значительное количество флюидов имеет не коровое, а мантийное происхождение.

Перед тем, как в коре возникло «горячее» состояние, мантия была «горячей». Она и явилась непосредственным источником того тепла,

которое нагрело кору. Но во время орогенного и рифтового режимов мантия также является «горячей», а кора, однако, остается «холодной». Во время этих режимов или вслед за ними не возникает признаков регионального прогревания коры. Следы нагревания во время орогенного режима, например, ограничиваются незначительными контактовыми явлениями около малых интрузий, проникающих в кору по глубинным разломам.

Различие условий, сопровождающих ортогеосинклинальные режимы, с одной стороны, и орогенные и рифтовые режимы, с другой, определяются характером проницаемости коры. Рассеянная проницаемость, свойственная доинверсионной стадии эвгеосинклинального режима и предполагаемая в глубоких слоях коры для миогеосинклинального режима, способствует широкому пронизыванию коры горячей магмой, что и ведет к региональному же прогреванию коры. Особую роль при этом должны играть межпластовые интрузии, отдающие свое тепло рассеянно на больших площадях. В обстановке сосредоточенной проницаемости, свойственной орогенным и рифтовому режимам, когда проникновение магмы происходит вдоль относительно редких вертикальных разломов, условия иные. Много тепла при этом выносится с магмой или флюидами прямо на поверхность, меньшая его часть идет на нагревание лишь ограниченных объемов пород вдоль разломов и также легко выносится наружу. Тепло в этих случаях преимущественно лишь проходит сквозь кору, мало задерживаясь внутри нее. Поэтому вслед за орогенным режимом, как мы видели, часто возникает платформенный режим.

Тепловой режим коры ярко проявляется в процессе глубинного диапиризма. Структурно этот процесс выражен в образовании и росте «центральных поднятий» в интрагеосинклиналях. Породы внутри центральных поднятий смяты в тесно сжатые складки, внешне по своей морфологии сходные с теми, которые усложняют внутреннее строение ядер обычных поверхностных диапиров (например, соляных). Совокупность данных свидетельствует в пользу того, что центральные поднятия образуются, действительно, как диапиры, т. е. путем нагнетания материала в некоторые зоны с его компенсационным оттеканьем из соседних зон, где образуются краевые прогибы. Этот глубинный диапиризм следует связывать с возникновением в глубоких слоях коры инверсии плотностей, называемой нагреванием пород. В случае гранитного или гранито-гнейсового ядра глубинного диапира инверсия плотности возникает при полном или частичном расплавлении этих пород. В гораздо большем масштабе в осадочных породах действует, по-видимому, другой механизм, а именно, выделение воды при нагревании из водосодержащих минералов. Хотя обезвоженные минералы имеют бóльшую плотность, чем водные, средняя плотность твердых минералов и выделившейся в поры пород воды оказывается меньше начальной. И она сохраняется такой до тех пор, пока выделившаяся в поры вода не будет удалена за пределы всего массива. В породах малой проницаемости (например, в глинистых сланцах) удаление воды из пор требует значительного времени, которое может измеряться миллионами лет. В течение этого времени порода сохраняет пониженную плотность и повышенную текучесть. Понижение плотности и увеличение объема может достигать, пока порода состоит из смеси твердых зерен и водных включений, 15%.

Расширение центрального поднятия в течение инверсионной стадии означает все более широкое распространение на площади геосинклинали процесса разуплотнения в материале коры, а вместе с расширением зоны нагнетания все дальше раздвигаются зоны компенсационного оттока, выраженные на поверхности мигрирующими к периферии геосинклинали краевыми прогибами.

Следовательно, частная инверсия с образованием центрального поднятия в свете этих представлений является внутрикоровым процессом, состоящим в перераспределении материала в коре под влиянием возникших плотностных неоднородностей.

Мы видели, что частная инверсия в разных геосинклиналиях развивается по-разному. В одних геосинклиналиях (в Альпах, Динаридах) центральное поднятие возникает в одной зоне и оттуда распространяется на всю ветвь геосинклинали. В других геосинклиналиях образуется несколько самостоятельных центральных поднятий (на Кавказе, в Южном Тянь-Шане). Эти различия, очевидно, зависят от того, подтекают ли в кору горячие растворы одной или несколькими струями, а интенсивность их подтока определяет размеры центрального поднятия и степень конечного обращения интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей.

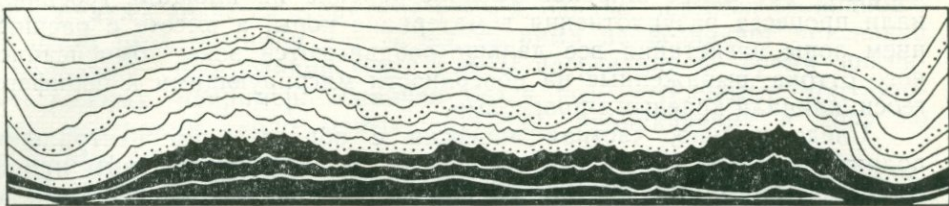
В. В. Эз [217] распространил механизм глубинного диапиризма на всю так называемую «глубинную складчатость», типичную для сильно метаморфизованных толщ, особенно для древних пород земной коры. Он показал, что и сложность складчатых форм, характерная для этой складчатости, и обнажение на поверхности пород, которые прошли через стадию метаморфических преобразований, возможно, на глубине 20—30 км, могут быть объяснены лишь в том случае, если мы допустим существование в коре вызванных объемными силами конвективных течений, в процессе которых породы, находившиеся в нижних областях коры, поднимаются к поверхности и, наоборот, породы с поверхности погружаются в соседних зонах на большую глубину.

Особенно отчетливо связь глубинного диапиризма с нагреванием коры видна в строении Альп, где глубинный диапиризм приводит к образованию пеннинских тектонических покровов. В разрезе последних видно, что при их формировании был мобилизован домезозойский кристаллический фундамент, который был размягчен и принял участие в формировании покровов вместе с чехлом мезозойских пород. Такая мобилизация связана с проникновением в фундамент горячих растворов.

В связи с рассмотрением вопросов, связанных с глубинным диапиризмом, упомянем также результаты экспериментов М. А. Гончарова [46] с подогреванием снизу слоистых пачек пластических материалов. На рис. 77 показан один из таких результатов. Разноцветные тонкие слои канифоли подогревались снизу. Плотность нижних слоев при этом уменьшалась и возникающая инверсия плотностей приводила к перемещениям конвективного характера. Последние на трех стадиях привели к результатам, изображенным на рисунке. Чрезвычайно любопытно, что обычный в таких условиях процесс образования ядер нагнетания осложнился формированием множества дополнительных складок разного размера.

Ниже рассматриваются некоторые стороны механизма образования складчатости общего смятия, которые могут быть поставлены в связь с тепловым режимом коры.

а



б

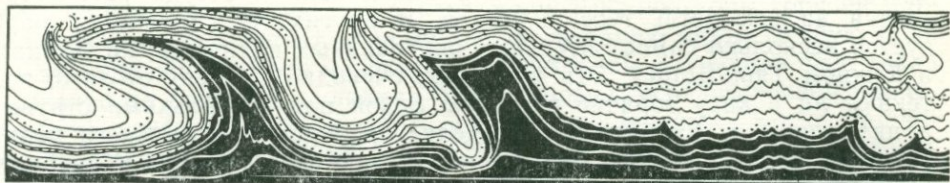


Рис. 77. Пластичная модель складкообразования. По М. А. Гончарову.

Слой образованы смесью канифоли с маслом. Процесс складкообразования вызван подогреванием снизу; а, б и в — стадии процесса

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕХАНИЗМА СКЛАДЧАТОСТИ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

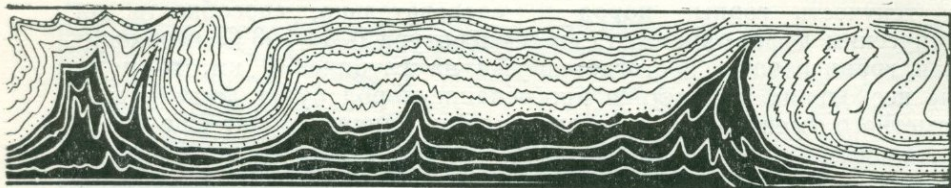
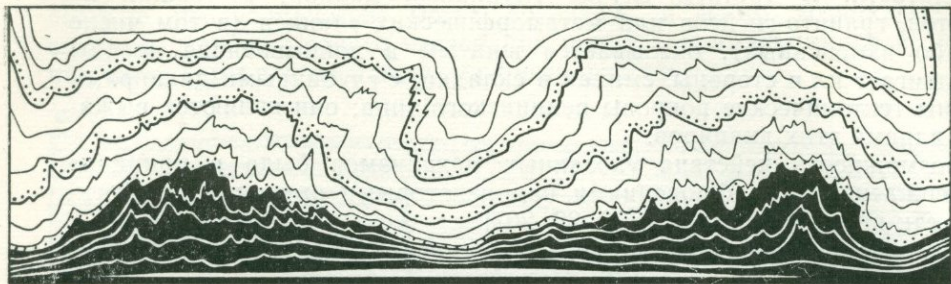
уменьш. беспор.

Прежде всего напомним еще раз, что под складкообразованием понимаются весьма разнородные явления.

То, что называется складчатостью нагнетания (назовем ее здесь складчатостью поверхностного нагнетания), представляет собой процесс, свойственный верхним осадочным слоям коры и лишь косвенно и в слабой степени связанный с внутренними силами Земли. Эта связь состоит лишь в том, что складки поверхностного нагнетания особенно часто возникают над уступами глыб фундамента, поднятых до разных уровней в процессе вертикальных движений. Но такие уступы не обязательны: необходимым условием являются лишь инверсия плотностей в осадочной толще и достаточная пластичность относительно более легких пород.

Следующим типом складчатости является глыбовая складчатость. В наиболее «чистом» виде она распространена на платформах и в парагеосинклиналях. Причины ее образования неизвестны. Возможно, она связана с увеличением объема пород, слагающих глубокие слои коры под влиянием преобразований, вызванных гидратацией. Амфиболизация основных магматических пород, серпентинизация ультраосновных пород или различные процессы диафтореза могли бы способствовать образованию и росту глыбовых складок, а тесная связь этих складок с разломами позволяет видеть в последних те пути, по которым циркулируют флюиды, необходимые для указанных выше реакций.

Этими двумя типами складчатости мы здесь заниматься не будем и обратим всецело свое внимание на складчатость общего смятия. Проблемам, сосредоточенным вокруг последней, почти двести лет, но они до сих пор остаются дискуссионными.



Основные аспекты этой проблемы автор излагал уже неоднократно [10, 13, 16] и нет, по-видимому, необходимости к ним возвращаться. Мы упомянем их очень кратко и дополним некоторыми новыми соображениями.

Существуют данные, вполне убедительно показывающие, что горизонтальное сжатие, реализующееся в образовании складок общего смятия (морфологически голоморфных или полных), не может иметь «внешнего» происхождения, если под последним иметь в виду горизонтальное давление платформ (понимаемых как жесткие глыбы) на геосинклиналь. Главные аргументы в пользу внутригеосинклинального источника горизонтального сжатия основываются на: а) форме складчатых зон, б) истории складчатости, в) перемежаемости на площади складчатой зоны складчатостей разных типов, среди которых складчатость общего смятия оказывается сплошь и рядом далеко не самой распространенной и к тому же окруженной со всех сторон складчатостью других типов.

Внутригеосинклинальные поля горизонтального сжатия вызываются более или менее локальными причинами, но имеющими для таких областей контрастных вертикальных движений, как геосинклинали, вполне закономерный характер. Эти поля возникают при перемещении материала коры внутри геосинклинали, когда нарушается гравитационное равновесие. Конкретные механизмы, которые при этом возникают, это — стекание или соскальзывание пачек слоев со склонов тектонических поднятий, «разваливание» в стороны поднятых блоков коры и «глубинный диапиризм». В первом случае складки образуются, когда стекаемая или соскальзываемая слоистая масса тормозится и тыльная ее часть напирает на фронтальную. В этих же условиях возникают и тектонические покровы гельветского типа. Во втором случае «разваливающаяся» верхняя часть поднятого блока коры давит на прилегающие слои, отталкивает их и они при этом в некоторой полосе сминаются в складки. Это один из путей образования «приразломной»

складчатости. В третьем случае глубинный диапир, состоящий из гранитов, гранито-гнейсов или метаморфических сланцев (в том числе и слабо измененных), оказывается вжатым в покрывающие породы и раздвигает их в стороны, сминая в складки; с глубинными диапирами связаны тектонические покровы пеннинского типа: они являются выжатыми ядрами этих диапиров.

Возможность действия указанных механизмов была в принципе подтверждена как наблюдениями над некоторыми природными объектами, так и моделированием [13, 80, 207].

Рассмотрим возможное влияние на эти механизмы теплового состояния коры.

Во всех случаях повышение температуры в коре должно увеличивать текучесть горных пород и, следовательно, способность их к пластическим деформациям. Если температура 600—700°C, необходимая для гранитизации, достигается уже на глубине 10 км, то и на глубине нескольких километров прогревание пород будет достаточным для заметного уменьшения их вязкости. Это влияние будет еще более чувствительным, если при нагревании пород будет происходить их дегидратация, повышающая поровое давление флюидов и соответственно уменьшающая эффективную вязкость всей толщи. К тому же результату приведет пропитывание пород горячими флюидами мантийного происхождения.

Неравномерное нагревание материала земной коры, вызывающее плотностные неоднородности в коре и тем способствующее деформации слоев, может привести к образованию не только глубинных диапиров, но и других структурных форм. Например, смятие слоев под давлением расплзающейся вершины некоторого блока коры может происходить не только в тех случаях, когда один блок (расплзающийся) поднят выше другого (сминаемого). Тот же механизм будет действовать, когда блоки находятся на одной высоте, но один из них сложен материалом меньшей плотности. И в этих условиях более плотный блок, если он только обладает достаточной пластичностью, чтобы деформироваться под влиянием силы тяжести, будет растекаться в сторону менее плотного блока и его деформировать, выжимая его материал вверх. Деформация менее плотного блока будет еще большей, если он окажется зажатым между двумя более плотными блоками. На рис. 78 изображена модель этого механизма, сделанная из пластических материалов, распределенных так, что в двух крайних блоках материал имел большую плотность, чем в среднем. Первоначально поверхность всех блоков находилась на одном уровне. Из рисунка видно, что материал среднего блока оказался сильно деформированным и выжатым между двумя более плотными блоками, которые, растекаясь, сблизилась.

Этот механизм может быть чрезвычайно эффективным, особенно при образовании тектонических покровов. Дело в том, что амплитуда горизонтального перемещения последних будет зависеть не только от амплитуды сближения плотных глыб, но и от мощности зажатога между ними менее плотного материала. Предположим, что менее плотный материал заполнял «щель» между плотными глыбами глубиной 20 км и шириной 10 км. Достаточно сближения этих глыб на 5 км, чтобы в результате выжимания на поверхность образовался тектонический покров с горизонтальной амплитудой 14 км, а сближение глыб на 7,5 км вызовет образование языка покрова с горизонтальной амплитудой 24 км (рис. 79).

Эти условия к нашему обсуждению имеют то отношение, что плотностные неоднородности могут возникать и часто возникают под влиянием неравномерного нагревания пород поднимающимися из нижних слоев коры или из мантии горячими флюидами.

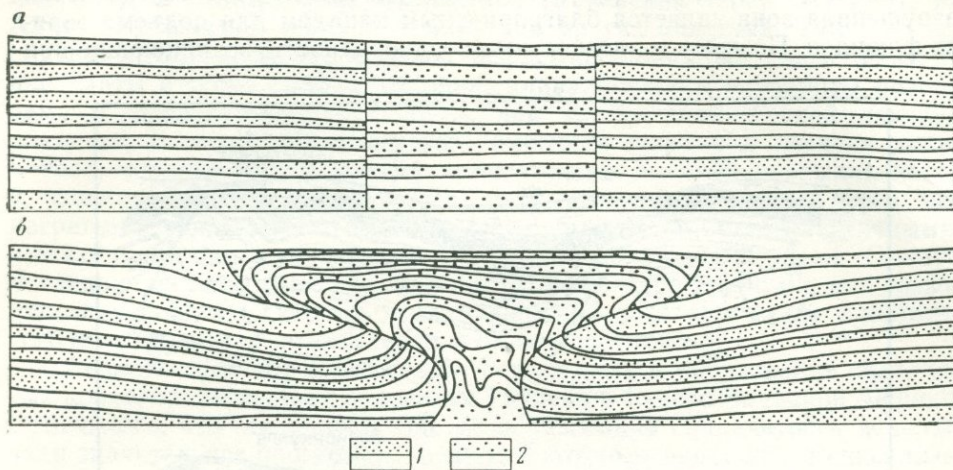


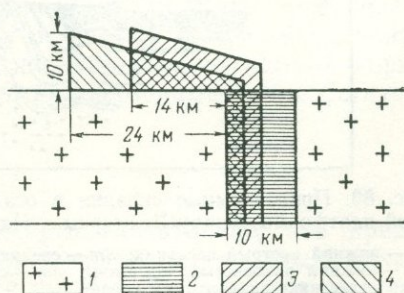
Рис. 78. Модель, воспроизводящая местное сжатие среднего относительно легкого блока при расплывании относительно тяжелых краевых блоков, стремящихся восстановить гравитационное равновесие. По Н. Б. Лебедевой.

a — первоначальный вид образца; *b* — вид образца через 4 ч после начала эксперимента. 1 — слоистая толща из смеси плотностью 1,15, 2 — слоистая толща из смеси плотностью 1,0

Следует сказать, что и простой тектонический фактор — многократное смещение по разрыву, сопровождаемое раздроблением и разрыхлением пород — также создает плотностные неоднородности и при-

Рис. 79. Схема образования тектонических покровов большой амплитуды при выдавливании материала из глубокой щели между двумя глыбами коры. Форма покровов определяется тем, что их продвижение происходит одновременно с сокращением ширины щели.

1 — глыбы земной коры, ограничивающие щель; 2 — первоначальное размещение вытекаемого материала; 3 — размещение того же материала после уменьшения ширины щели от 10 до 5 км; 4 — то же, после уменьшения ширины щели от 10 до 2,5 км



водит одновременно к понижению сопротивляемости пород деформациям. На рис. 80 изображены мелкие складки, образовавшиеся около разрывов на платформе, где слои вообще залегают горизонтально. Разрывы возникли в обстановке растяжения, но затем блоки, сохранившие большую плотность, давили, расплзаясь под силой тяжести на прилегающие к разрывам зоны разрыхленного материала и деформировали его. На рис. 81 показан другой аналогичный случай: внутри маленького (в несколько метров шириной) зияющего разрыва находится разрыхленный материал, который деформирован под воздействием сжимающих его стенок. Сжатие происходило не под влиянием «внешних»

сил, а в результате гравитационного расползания окаймляющих трещину массивов.

Однако в случае больших разломов, сопровождаемых широкой и глубокой зоной развалцевания и разрыхления пород, тектонический и тепловой факторы, как правило, действуют совместно: тектонически разрушенная зона является благоприятным каналом для подъема горячих флюидов. Поэтому и плотностные неоднородности, возникающие при

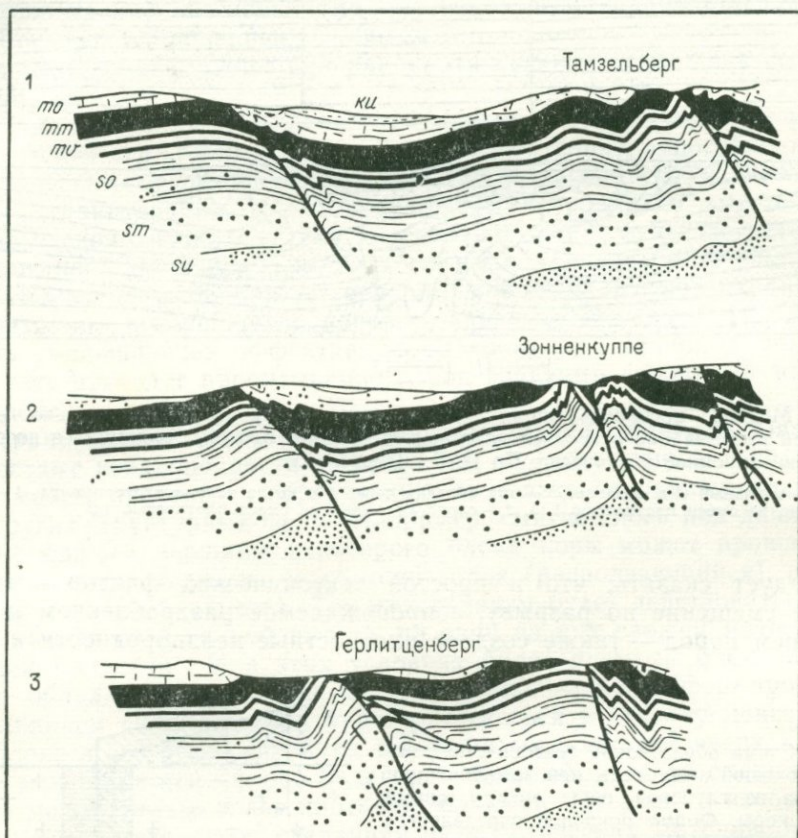


Рис. 80. Приразломные складки в осадочном чехле эпигерцинской Западно-Европейской платформы между Веймаром и Наумбургом (ГДР). По И. Мартини.

Su — нижний пестрый песчаник; *Sm* — средний пестрый песчаник; *So* — верхний пестрый песчаник; *tm* — нижний раковистый известняк; *tm* — средний раковистый известняк; *to* — верхний раковистый известняк; *ku* — нижний кейпер

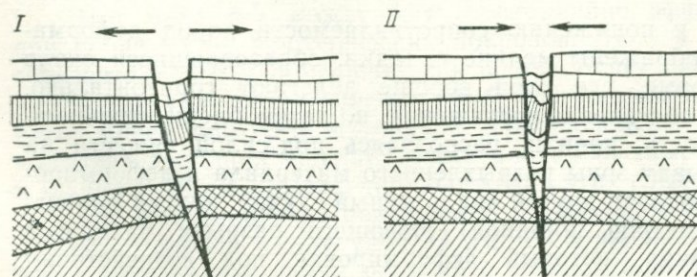


Рис. 81. Разрыв — шель в Юрских горах и деформация пород внутри него. По Л. Гланжо.

I — стадия образования в условиях растяжения; II — стадия «заплыwania» разрыва и деформации его разрыхленного заполнения

этом, оказываются более крупными и соответственно крупнее и сложнее образующиеся здесь складчатые структуры. Тот же процесс пропитывания пород флюидами делает их в массе более пластичными. В этом содержится объяснение так называемых «зон смятия», которые известны, например, в Центральном Казахстане (Успенская «зона смятия»), на Алтае (Иртышская «зона смятия») и в других областях. Такие «зоны смятия» отличаются повышенной деформированностью слоев. Последние смяты в тесно сжатые складки, кливажированы и разбиты разрывами в гораздо большей степени, чем те же слои в окаймляющих областях. В такой «зоне смятия», имеющей ширину в десятки километров, следует видеть полосу относительно высокой разрыхленности и, следовательно, проницаемости коры, где проникающие через нее нагретые флюиды делают породы менее плотными и более пластичными, в связи с чем они и раздавливаются между соседними глыбами. Однако последние должны быть все же в достаточной мере текучими, что позволяет предполагать, что их края находились под некоторым влиянием того же глубинного потока тепла и были пластичными.

Аналогичным образом следует истолковать и образование складчатых полос, окаймляющих синеклизу Таудени в Северо-Западной Африке. Отмечалось, что эти полосы еще до образования складчатости испытывали значительное прогибание, в связи с которым вдоль краев синеклизы накопились максимальные мощности осадков. Прогибание могло быть следствием прогревания и разуплотнения верхней мантии непосредственно под полосами, а в дальнейшем тепло вместе с горячими растворами могло проникнуть и в кору и сделать те же полосы особенно легко деформируемыми.

Изолированные полосы интенсивной складчатости вдоль офиолитовых зон в Юго-Западной и Южной Азии также представляют собой прогретые и разуплотненные магматическими флюидами зоны, вытянутые вдоль крупных разломов, зажатые между соседними глыбами и деформированные при расползании последних.

Из всего сказанного следует, что тепловой фактор имеет отношение не только к магматизму, метаморфизму и вертикальным движениям коры, но и к складчатости общего смятия. Прогревание земной коры магмой или, что бывает чаще, горячими растворами способствует складкообразованию.

*

*

*

Из предыдущего не должно возникнуть впечатление, что предполагается наличие большого числа совершенно разнородных механизмов образования складчатости общего смятия. Эти механизмы родственны, поскольку все они связаны с движениями материала коры в сторону восстановления нарушенного перед этим гравитационного равновесия.

Нарушение равновесия происходит при дифференциальных вертикальных движениях глыб коры или возникновении в ней плотностных неоднородностей под влиянием разрыхляющего и разуплотняющего действия трения вдоль разломов и нагревания коры горячими флюидами.

Только форма выражения этих процессов может быть различной: они могут привести к глубинным диапирам, или к приразломной складчатости, или к «зонам смятия» и, наконец, к широким складчатым зонам, более или менее равномерно охваченным складчатостью.

с явными признаками ее неравномерного распространения: значительно более резкие складки приурочены к уступам между ступенями, а в пределах горизонтальной части ступени складки гораздо спокойнее.

Западнее — в основной части миогеосинклинали Большого Кавказа — на южном склоне хребта мы видим типичные складки общего смятия, уже равномерно покрывающие склон (см. рис. 16).

Более или менее равномерное распространение складчатости общего смятия можно найти во всех развитых ортогеосинклиналиях. А в таких сложных геосинклиналиях, как Альпы или Динариды, складчатость дополняется тектоническими покровами гельветского и пеннинского типов и даже им подчиняется.

Рассмотренный ряд отвечает все большему проявлению неоднородностей в коре, все большему ее разрыхлению, все большей ее проницаемости для горячих флюидов. В конце концов проницаемость становится региональной и тогда широкие полосы внутри геосинклинали подвергаются разрыхлению и разуплотнению. Такими полосами обычно являются интрагеосинклинали. В них создается особенно благоприятная обстановка для образования глубинных диапиров и смятия между интрагеоантиклинальными массивами, сохранившими относительно большую плотность, но достаточно пластичными, чтобы расползаться, зажимая между собой интрагеосинклинали. Именно так весь фундамент Пеннинской зоны в Западных Альпах разуплотнен, размягчен и «мобилизован» горячими растворами и подвергся выжиманию между окаймляющими интрагеоантиклинальными массивами.

Если мы примем эту схему, то установим, что не только метаморфизм и гранитизация, но и складчатость общего смятия в своих интенсивных проявлениях стимулируются повышенными температурами в коре. Это означает, что все эндогенные процессы, происходящие в «горячей» коре, включая складчатость, связаны с тепловыми условиями.

В принципе все указанные здесь механизмы формирования складчатости общего смятия вполне возможны. На это указывают результаты и наблюдений в природе и моделирования. Возникает лишь вопрос, насколько они являются основными в действительности. Подчеркнем еще раз, что поиски причин складкообразования именно в тех направлениях, о которых здесь шла речь, определились тем, что обычно предполагаемое как гипотезой контракции, так и «тектоникой плит» и рядом других гипотез «внешнее» давление на геосинклинали опровергается аргументами, упомянутыми выше. Подкупающей стороной высказанных здесь предположений является то, что они позволяют складчатость общего смятия объединить со всеми другими эндогенными процессами под одной причиной, которой является неоднородность теплового поля Земли. Цель всякого естественно-исторического исследования состоит прежде всего в том, чтобы найти возможно более широкую общность между природными явлениями. Возможно, что такая общность между всеми основными эндогенными процессами действительно обнаруживается.

Но все же для того, чтобы убедиться в правильности предполагаемых механизмов образования складчатости общего смятия, нужны дополнительные исследования. В частности, очень важно научиться определять действительное сокращение поверхности при образовании складок этого типа. Дело в том, что обычный метод, состоящий в сравнении длины слоев, смятых в складки, с их горизонтальной проекцией,

совершенно недостаточен и в большинстве случаев ведет, по-видимому, к грубым ошибкам. В процессе смятия в складки в слоях происходят разные виды деформаций, а отнюдь не один изгиб, который только и принимается во внимание указанным простейшим методом. Происходит, например, и играет значительную роль деформация расплющивания и удлинения слоев. При крайнем своем выражении расплющивание и удлинение могут привести к образованию складок любых размеров и формы без всякого горизонтального сокращения поверхности. Только научившись различать признаки различных видов деформаций, происходящих в слоях, можно будет определять истинный размер горизонтального сокращения и сопоставлять его с возможными механизмами складкообразования. Автор полагает, что сейчас при измерениях, производимых обычным методом, размер действительного горизонтального сжатия, испытанного складчатыми зонами, сильно преувеличивается. Мы видели выше, какой обманчивой может быть видимая амплитуда тектонических покровов, если последние были выдавлены из глубокой тектонической «щели». Действительный размер сокращения поверхности является существенным фактором для определения того, образовались ли складки от «внешнего» давления или в результате перераспределения материала внутри геосинклинали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрев конкретные примеры проявления различных материковых эндогенных режимов, мы получили возможность выяснить их основные черты. Для каждого из режимов свойственны свои особые сочетания и интенсивность тектонических, магматических и метаморфических процессов. Характеристики отдельных режимов оказались сопоставимыми между собой в том смысле, что с переходом от одного режима к другому вся система их признаков не нарушается коренным образом, а изменяется лишь соотношение признаков: одни из них ослабевают или исчезают, другие относительно усиливаются. Поэтому все рассмотренные режимы могут быть расположены в ряды, в которых соседние члены связаны между собой некоторыми общими свойствами, но в то же время различаются их соотношением, а также появлением тех или иных новых свойств. Мы отметили, что основные признаки в пределах таких рядов меняются параллельно. Так, при наиболее возбужденном режиме — эвгеосинклинальном — и тектонические движения, и магматизм, и метаморфизм проявляются наиболее интенсивно. И все эти эндогенные процессы совместно ослабевают с переходом к миогеосинклинальному, парагеосинклинальному режимам и дальше — к режимам молодых и древних платформ.

Однако то, что мы назвали сейчас изменением интенсивности эндогенного процесса, не всегда выражается в одной лишь количественной стороне. Во многих случаях оно сопровождается и изменением формы процесса. Если вертикальные (преимущественно глыбово-волновые) движения земной коры с переходом от более возбужденных к более спокойным режимам постепенно теряют свою амплитуду и, главное, становятся все менее контрастными, но сохраняют форму своего проявления, то ослабление складчатости сопровождается также и сменой типа этих деформаций: сильная складчатость общего смятия, равномерно охватывающая всю активную зону и сопровождаемая тектоническими покровами, сменяется такой же складчатостью, но уже пространственно неравномерной, затем складчатостью, образующей изолированные, все более узкие приразломные полосы или даже отдельные складки вблизи разрывов; наконец, складчатость общего смятия исчезает, уступая место складчатости нагнетания и глыбовой.

При ослаблении магматизма наблюдается изменение его состава в результате последовательного выпадения некоторых элементов: при переходе от наиболее возбужденного эвгеосинклинального режима к менее возбужденному выпадают проявления ультраосновного магматизма, а при миогеосинклинальном режиме полностью или в значительной степени исключается весь начальный магматизм, хотя гранитизация инверсионной стадии еще сохраняется. Но и эта последняя выпадает при переходе к парагеосинклинальному режиму. В метаморфическом процессе в том же ряду происходят главным образом количественные изменения: фации метаморфизма наиболее высокотемпературные сменяются фациями более низких температур. Наиболее устойчивым эндогенным процессом из числа тех, из которых слагаются эндогенные режимы,

оказываются вертикальные движения земной коры. Они сохраняются и продолжают закономерно развиваться и при самых спокойных режимах, когда все остальные эндогенные процессы уже не проявляются. Однако интенсивность вертикальных движений (их амплитуда, скорость и контрастность) при этом сильно падает.

Из дальнейшего рассмотрения было установлено, что существует единый глубинный фактор, определяющий характер всех эндогенных режимов. Таким фактором является поток тепла из глубоких недр Земли к ее верхним оболочкам. Именно, он создает общность между режимами, а различия между ними связаны как с разной его интенсивностью, так и с обстановкой, в которой он действует. Интенсивность определяет основные свойства режима, а обстановка — другие его особенности.

Повышение температуры в мантии прямо ведет к выплавлению магм. Мантийный магматизм является неотъемлемой чертой ряда наиболее возбужденных режимов. Нагревание коры также вызывает процессы метаморфизма и гранитизации, характерные для ортогеосинклинальных режимов. Но мы видели, что есть основания с повышением температуры верхней мантии связывать и усиление контрастности вертикальных движений, а с повышением температуры коры — развитие более интенсивной складчатости общего смятия. Контрастность вертикальных движений усиливается с подъемом температуры в верхней мантии по причине возникновения и возрастания инверсии плотностей на границе астеносферы и литосферы и развития в связи с этим астеносферного диапиризма. Складчатость общего смятия порождается теми плотностными неоднородностями, которые возникают в коре преимущественно при ее неравномерном прогревании. Складчатость тем более интенсивна, чем контрастнее такие неоднородности. Все эндогенные процессы оказываются, следовательно, в главных своих чертах зависимыми от интенсивности теплового фактора.

Эта интенсивность меняется во времени и в пространстве, поскольку принос тепла из недр к поверхности происходит неравномерно, что и вызывает изменчивость режимов в течение геологического времени и разнообразие существующих одновременно режимов.

Наше предположение состоит в том, что принос тепла в верхние оболочки земного шара осуществляется путем всплывания порций нагретого материала из глубоких слоев нижней мантии в верхнюю мантию, откуда другой конвективный механизм доставляет тепло в кору или выводит его в окружающее Землю пространство. Этот процесс можно рассматривать как проявление общей дифференциации материала Земли, приведшей к разделению планеты на геосферы разных состава и плотности. Внедрение в верхнюю мантию сильно нагретого материала является причиной теплового возбуждения верхней мантии, в которой при этом начинается или усиливается частичное плавление и астеносфера приобретает большую выраженность, ее плотность уменьшается, а подвижность возрастает.

Дифференциация Земли на заре ее истории протекала более энергично, чем позже, и этим можно объяснить особенности развития земной коры в пермобильную стадию и отличия ее от последующих стадий — неустойчивой протогеосинклинальной и устойчивой геосинклинально-платформенной. В пермобильную стадию тепловое возбуждение верхней мантии и коры, несомненно, было гораздо более сильным и охватывало более обширные области, чем в последующие стадии.

Но кроме изменений, имеющих общую направленность в течение всей геологической истории, возникли неравномерности в доставке тепла к поверхностным слоям значительно более кратковременные, имеющие квазипериодический или, лучше сказать, пульсирующий характер. Этим определялось чередование во времени режимов, связанных с разной степенью прогревания верхней мантии или коры.

Неравномерность подачи тепла из глубоких недр проявлялась и в пространстве. Мы пришли к выводу, что совокупность данных ведет к предположению о существовании в мантии каналов, заполненных веществом пониженной вязкости, по которым и происходит всплывание порций перегретого материала. Эти каналы образуют сетки, правильно и единообразно ориентированные по отношению к географическим координатам. В пермобильную стадию сетки каналов более или менее равномерно покрывали всю площадь материков. В протогеосинклинальную стадию появились признаки различной густоты и проницаемости сеток в разных местах, и эта неравномерность носила неустойчивый характер. А в течение устойчивой геосинклинально-платформенной стадии сетки каналов сосредоточились в пределах некоторых полос (геосинклинальных поясов) и постепенно ширина их уменьшалась. На последних этапах некоторые из них исчезли совсем.

Таким образом, эндогенные режимы в своем развитии и распространении, в общем, отражают неоднородности теплового поля Земли. Чрезвычайно знаменательно, что неоднородности распределены и эволюционируют весьма закономерно, что и является причиной многих геологических закономерностей и прежде всего эндогенных циклов, отвечающих квазициклической перемежаемости эпох прогревания и остывания верхней мантии и коры.

Следующий уровень влияния теплового поля на характер эндогенного режима зависит от того, какие глубины охвачены в данном случае тепловым возбуждением. Мы связывали отдельные режимы с различными сочетаниями «горячей» или «холодной» верхней мантии с «горячей» или «холодной» корой. Не все возможные такие комбинации выше рассматривались. Речь шла о ситуациях: «горячая» мантия — «холодная» кора, «холодная» мантия — «горячая» кора и «холодная» мантия — «холодная» кора, соответствующих основным материковым режимам. Напомним, что в термины «горячий» и «холодный» вкладывается условный смысл: употребление первого или второго зависит от того, происходят ли в верхней мантии или коре соответствующие магматические и метаморфические процессы или нет.

Если «горячее» состояние верхней мантии возникает прямо под воздействием поднявшегося из глубин нижней мантии материала, то прогревание коры представляет собой вторичное явление, зависящее от проникновения в нее нагретого материала из верхней мантии и от отдачи им тепла вмещающему материалу коры. Насколько успешно происходит такая передача тепла из верхней мантии в кору стоит в зависимости от характера и степени проницаемости коры для магмы и выделяемых из нее горячих флюидов. Мы пришли к выводу, что наиболее эффективное прогревание коры происходит в обстановке большой и обязательно рассеянной проницаемости коры, когда горячий материал верхней мантии пронизывает кору густой сеткой. Когда же проницаемость является сосредоточенной, привязанной к крупным отдельным глубинным разломам, вещество верхней мантии легко проходит сквозь кору и большая часть тепла выносится на поверхность,

а кора остается «холодной». В этом состоят различия между ортогеосинклинальными и орогенными режимами. В условиях первых рассеянная проницаемость коры способствует ее прогреванию, в обстановке вторых в связи с сосредоточенной проницаемостью тепло уходит наружу, почти не нагревая кору. Такие же условия слабого нагревания коры при «горячей» мантии характерны для рифтового режима. В ортогеосинклинальных режимах кора нагревается до «горячего» состояния с некоторым опозданием по отношению к фазе нагревания верхней мантии, причем когда кора нагревается, мантия охлаждается, отдавая свое тепло коре, и в мантии прекращается выплавление магм.

На «горячее» состояние коры указывают процессы, развивающиеся в ней в инверсионную стадию ортогеосинклинальных режимов. Непосредственно оно приводит к процессам метаморфизма и гранитизации. Но мы видели, что то же состояние порождает или стимулирует и складчатые деформации. Последние вызываются перемещениями материала коры, направленными на восстановление нарушенного гравитационного равновесия. А нарушение равновесия является следствием плотностных неоднородностей, в свою очередь образующихся в большом объеме преимущественно при неравномерном нагревании коры. В этих случаях основным переносчиком тепла в коре являются горячие флюиды, главным образом водные растворы. Струи горячих растворов разуплотняют породы коры и вместе с тем делают их более пластичными; этим путем подготавливаются условия, в частности, для образования глубинных диапиров или для раздавливания некоторых полос коры между соседними блоками. В том же направлении действует и тектонический фактор: разрыхление пород около разломов в результате их перетирания. Оба эти фактора — тепловой и механический — действуют совместно: горячие растворы особенно легко проникают в механически разрушенные зоны. В этих условиях образуются приразломные полосы складчатости общего смятия.

В обстановке «холодной» верхней мантии и «холодной» коры нет ни магматизма, ни метаморфизма, ни складчатости общего смятия, но есть глыбовая складчатость и складчатость поверхностного нагнетания и сохраняются вертикальные движения коры. Возможно, что глыбовая складчатость связана с отдельными очагами слабого нагнетания нижних слоев коры, где происходят реакции гидратации с увеличением объема, тогда как обычная складчатость нагнетания представляет собой сугубо поверхностное явление. Вертикальные движения коры, как уже указывалось, при всех самых спокойных режимах сохраняются, хотя и становятся очень слабыми, отражая слабую подвижность верхней мантии.

Во всех случаях в эндогенном развитии земной коры последующее определяется предыдущим. Это выражается не только в закономерном чередовании режимов, но и в проявлениях своеобразной «памяти» о предыдущем, сохраняющейся в земной коре. Мы указывали на явление, названное нами консервативностью вертикальных движений коры, и приписывали его тому, что механизм, вызывающий поднятие или опускание коры, каждый раз приводит к таким изменениям состава и толщины коры, которые стимулируют продолжение начатого движения в течение некоторого времени и после того, как первопричина движения уже перестала действовать. Такая «память» может быть очень долгой: мы указывали, что некоторые поперечные структуры в геосинклиналях альпийского цикла отражают тектонические простирания, существовавшие еще в докембрии.

Подводя итоги, мы можем сказать, что все то разнообразие, которое наблюдается в размещении и последовательности эндогенных режимов, определяется в первую очередь неоднородным тепловым полем Земли и структурными неоднородностями коры, в свою очередь зависящими от ее предыдущего развития. Только исходя из представления о глубинных источниках и условиях эндогенных режимов, можно, как нам кажется, понять закономерности развития тектоносферы.

Последние замечания относятся к вопросу о степени применимости к явлениям, описанным в этой работе, схемы, предлагаемой «тектоникой плит». Общее отношение автора к идеям «тектоники плит» было им высказано ранее [14, 15, 16]. Оно является отрицательным.

Применительно к материкам «тектоника плит» оперирует представлением, согласно которому на месте каждой эвгеосинклинали в стадию, названную нами доинверсионной, «открывается» бассейн с корой океанического типа при раздвигании окаймляющих его глыб континентальной коры, после чего в следующую стадию (инверсионную, по нашей терминологии) этот океан «захлопывается», океаническая кора вдоль наклонных «зон Беньоффа» пододвигается под одну или под обе сходящиеся континентальные глыбы и расплюснутые остатки океанической коры образуют выжатые и надвинутые на эти глыбы офиолитовые комплексы. Давление континентальных глыб друг на друга также вызывает смятие слоев в складки.

Манипулирование с многочисленными и широкими океаническими бассейнами, которые все до единого сейчас уже не существуют, так как все они полностью «закрылись», представляет, конечно, весьма сомнительный метод умозаключений. Аналогия с существующими сейчас океанами едва ли правомочна, поскольку, во-первых, геологическая история их отличается от истории материков, и, во-вторых, и для них идея субдукции никак не может считаться доказанной.

Рассматривая историю эвгеосинклиналей, мы почти всюду устанавливали наличие преэвгеосинклинального этапа, для которого существование континентальной коры там, где позже, по предположению, должен был «открыться» океан, не подлежит сомнению. Вся площадь Альп и Динарид в конце палеозоя и начале мезозоя была покрыта континентальной корой. Только к поздней юре и раннему мелу приурочены офиолиты, рассматриваемые как останцы океанической коры, а с позднего мела уже начался процесс складкообразования и «океаны» должны были опять «закрыться». Нужно по истине фантастические изощрения, чтобы при той форме, которую имеют геосинклинали Альп и Динарид, можно было построить схему, в которую укладывался бы этот процесс быстрого раздвижения континентальных блоков на предполагаемые сотни километров и затем их повторного сближения. Такие схемы конструировались, но только с помощью представления о разделении коры на множество отдельных самостоятельнодвигающихся глыб и за счет разрушения очевидных геологических и фациальных связей.

В Юго-Восточной и Южной Азии, как мы видели, эвгеосинклинальный режим кратковременно проявился вдоль отдельных узких полос. Эти полосы ориентированы различно и все выклиниваются по простиранию. Существование сплошной континентальной коры в этой области не вызывает сомнений для всего времени от начала палеозоя до позднего мела, и после краткой офиолитовой стадии она должна восстановить свою целостность уже в конце мела. И в этом случае требуется очень сложная геометрия движения отдельных глыб, чтобы достичь того, что

требуется «тектоникой плит». Рисуемый для этой области на мобилистических реконструкциях для палеозоя и мезозоя океан Тетис огромной, увеличивающейся к востоку ширины полностью противоречит геологическим данным. «Океаны» здесь должны были быть узкими линзовидными бассейнами, по-разному ориентированными и вкрапленными в сплошной континентальный массив.

Веским аргументом против широкого раздвижения и последующего сближения континентальных глыб являются поперечные структуры, которые не только пересекают геосинклинали, но и выходят за их пределы — на окаймляющие их платформы. Мы описывали такие сквозные поперечные структуры для Карпат, Кавказского «перешейка», Пенджабско-Памирского «сгучивания». Все они прослеживаются не только в пределах альпийской геосинклинали, но и на заметном протяжении на соседних древних или молодых платформах. Поскольку геологически устанавливается большая древность возникновения этих поперечных структур (для всех перечисленных структур очевиден докембрийский возраст), они должны были разорваться во время раздвижения континентальных блоков на отдельные куски и далеко раздвинуться. То, что все эти структуры до единой после обратного сближения блоков оказались полностью восстановленными и все их участки по-прежнему легли с нужным простиранием на нужное место, представляет собой совершенно фантастическую случайность.

Вероятно, некоторое растяжение, достаточное лишь для проникновения ультраосновных и основных интрузий, кора в течение доинверсионной стадии в эвгеосинклиналих испытывает. Причиной такого растяжения может быть механическое воздействие на кору мантийных диапиров, которые, поднимаясь, растекаются под корой в стороны. Но появление в ней трещин, заполненных магмой, вовсе не означает нарушения всей целостности континентальной коры. А затем эти трещины заплывают, как это было описано выше, и материал, выполнявший их, расплющивается и выжимается, чему способствует сильное прогревание коры. Тогда и образуются столь характерные офиолитовые покровы.

Выше было указано преобладание определенной сетки простираний структурных зон, занимающей правильное положение по отношению к современным географическим координатам. Поскольку эта сетка устойчиво выдерживалась в течение всего геологического времени, начиная с самых древних времен, она красноречиво свидетельствует против каких бы то ни было заметных поворотов материков относительно современных географических координат на протяжении всего времени с архея до ныне.

Самым же веским доводом против построений «тектоники плит», с нашей точки зрения, является то, что эти построения антиисторичны, что они основаны на случайных сочетаниях движений многих отдельных глыб земной коры, которые по произволу исследователя сходятся и расходятся, объединяются и делятся, поскольку «правила игры» представляют в этом отношении большую свободу. В этих движениях последующее никак закономерно не связано с предыдущим. А причины этих весьма сложных траекторий не вскрываются даже в общей форме. Назначение естественно-исторической дисциплины — в выяснении закономерностей развития и причин, определяющих это развитие. При этом мы исходим из уверенности, подтверждаемой всем нашим опытом, что природа развивается закономерно, а не путем нагромождения случайных актов.

Из этого принципа исходила в свое время контракционная гипотеза. Ему же следовала так называемая «теория геосинклиналей», которая устанавливала целый ряд закономерностей в последовательности процессов в геосинклинали и целый ряд обязательных связей последующего с предыдущим. Наша книга также посвящена поискам закономерностей эндогенного развития тектоносферы, и, как кажется, некоторые такие закономерности были обнаружены или, если они были раньше известны, то развиты и уточнены.

Из предыдущего должно быть ясно, что все развитие тектоносферы состоит из цепи событий, связанных между собой и во времени, и в пространстве тесными и обязательными связями. Кроме того, мы пытались также вскрыть общую причину, лежащую в основе всех эндогенных процессов, и такую причину усмотрели в тепловых условиях недр Земли. Оказалось, что разнообразие режимов отражает разную интенсивность теплового воздействия на мантию и кору и различия обстановок, в которых это воздействие происходит. Поэтому эвгеосинклинальный режим не противопоставляется другим эндогенным режимам. Он является лишь одним из членов, составляющих ряды режимов, и от него при изменении силы и условий теплового воздействия мы постепенно переходим к любым другим режимам — орогенному, рифтовому, миеосинклинальному, парагеосинклинальному, платформенному. Все развитие тектоносферы предстает перед нами как целый, закономерный, направленный процесс. «Тектоника плит» не признает за природой цельности. Приспосабливая к каждому частному случаю те или иные движения тех или иных специально вырезанных для этого глыб коры, она создает лишь видимость объяснения, за которым нет ни законов развития процессов в недрах Земли, ни их причин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., Наука, 1964. 256 с.
2. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа /И. В. Кириллова, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова, А. А. Сорский, В. Е. Хаин. М., Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.
3. Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Физика Земли, 1968, № 9, с. 3—17.
4. Архангельский А. Д. О некоторых спорных вопросах в тектонической терминологии и тектонике СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 1.
5. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., ГНТК, 1941. 376 с.
6. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I—III. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 108, 1938, 100 с. Вып. 121, 1940, 175 с. Вып. 126, 1939, 92 с.
7. Белоусов В. В. Общие закономерности геотектонического процесса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 67—87.
8. Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 8, с. 3—28.
9. Белоусов В. В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 261—275.
10. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
11. Белоусов В. В. Складчатость Тriaллетского хребта (морфология, история и механизм образования).— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 110—133.
12. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966. 123 с.
13. Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1969, т. 46, вып. 4, с. 5—23.
14. Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1970, т. 45, вып. 4, с. 92—114.
15. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. Проблемы глобальной тектоники. М., Наука, 1973, с. 60—99.
16. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 264 с.
17. Белоусов В. В. Геотектоника. М., Изд-во МГУ, 1976. 327 с.
18. Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, Наука, 1971. 363 с.
19. Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4.
20. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
21. Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1963, т. 38, вып. 3, с. 3—32.
22. Боголепов Е. В. О двух типах орогенеза.— Геология и геофизика, 1968, № 8, с. 15—26.
23. Борисьяк А. А. Теория геосинклиналей.— Изв. Геолкома, 1924, т. 43, № 1.
24. Боуэн Н. Эволюция изверженных пород. М., ОНТИ, 1935. 334 с.
25. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. Пер. с англ. под ред. Н. А. Богданова. М., Мир, 1970. 348 с.
26. Буш В. А., Вонгаз Л. Б., Кравченко К. Н. Внутренние и внешние впадины Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 42—54.
27. Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Камского края. Казань, 1970, с. 50—89. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 30).
28. Вахромеев И. С., Клемин В. П., Сенченко Г. С. Этапы тектоно-магматического развития Магнитогорского мега-синклинория.— Тектоника и магматизм Южного Урала. М., Наука, 1974, с. 90—101.
29. Виноградов П. Д. Геологическое описание.— В кн.: Геология СССР. Т. 24. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 483—496.
30. Виноградов П. Д. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан).— В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., Наука, 1964, с. 192—207.

31. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., Недра, 1966. 188 с.
32. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника. 1956. 312 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 100).
33. Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана.—Геотектоника, 1968, № 2, с. 51—64.
34. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1949.
35. Гансер А. Геология Гималаев. М., Мир, 1967. 351 с.
36. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., Наука, 1972. 300 с.
37. Гафаров Р. А. Проблемы тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы.—В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., Наука, 1975, с. 136—144.
38. Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М., Наука, 1970. 118 с.
39. Геохронология СССР. Под ред. Н. И. Полевой. Т. 1. Докембрий. Л., Недра, 1973. 350 с.
40. Гзовский М. В. Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР.—В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., Наука, 1964, с. 58—77.
41. Гзовский М. В., Никонов А. А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разными тектоническими режимами и складчатостью.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 10, с. 17—33.
42. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. М., Наука, 1973. 128 с.
43. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария/П. Н. Кропоткин, Б. М. Валяев, Р. А. Гафаров и др. М., Наука, 1971. 391 с.
44. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня.—В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. 1. Под ред. Д. П. Резвого. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1973. 163 с.
45. Глушко В. Я. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., Недра, 1968. 264 с.
46. Гончаров М. А. Модель адвективных деформаций и ее возможные природные аналоги.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. № 11, 1976, с. 13—23.
47. Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным. Тектоника Сибири. Т. III. М., Наука, 1970, с. 47—54.
48. Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития. Тектоника Сибири. Т. III. М., Наука, 1970, с. 180—188.
49. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Под ред. В. С. Соболева. М., Недра, 1972. 286 с.
50. Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система.—В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. М., Недра, 1968, с. 308—326.
51. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. Ю. М. Шейнманна. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 488 с.
52. Жесткие массивы в складчатых системах докембрия континентов/А. К. Башарин, Ч. Б. Борукаев, А. А. Матвеевская, Б. М. Чиков. Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 29—36. (Тр. совещ.).
53. Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структурная западная часть Сарысу-Тенизского водораздела. Улутаяу. М., Изд-во МГУ, 1961, 175 с. (Матер. по геол. Центр. Казахстана, т. III).
54. Зайцев Ю. А. Казахстанско-Тянь-шаньский эпикаледонский срединный массив как тектонотип массивов ранней консолидации.—В сб.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 43—64. (Тр. совещ.).
55. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 666 с.
56. История тектонического развития запада Средней Азии в мезо-кайнозой/Н. А. Крылов, М. Н. Мячина, И. И. Тимохина, Н. Ф. Филина.—В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. М., Недра, 1968.
57. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972. 240 с.
58. Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах европейской России.—Изв. АН СССР, 1894. V сер., № 1, с. 1—19.
59. Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 418—440.

60. Карпова Е. Д., Смыслов А. А., Шувалов Ю. М. Фанерозойский глыбовый тектогенез и рудообразование. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., Наука, 1975, с. 26—41.

61. Кастерас М. Пиренеи. Тектоника Европы. Объясн. зап. к международн. тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова, Н. С. Шатского. М., Наука и Недра, 1964, с. 220—224.

62. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.

63. Кириллова И. В., Петрушевский Б. А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов.—Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1972, т. 47, № 1, с. 5—22.

64. Комаров Ю. В. Магматизм областей активизации. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., Наука, 1975, с. 100—107.

65. Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.—В кн.: Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964, с. 233—248.

66. Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960. 175 с.

67. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., Недра, 1972. 320 с.

68. Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.

69. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 424 с.

70. Крылов Н. А. Основные черты региональной тектоники платформенного чехла запада Средней Азии.—В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы Юга СССР. М., Наука, 1966, с. 75—104.

71. Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., Наука, 1971. 156 с.

72. Крылов Н. А. Тектоническая дифференциация молодых платформ.—Геотектоника, 1973, № 5, с. 75—82.

73. Крылов Н. А., Летагин А. И. Тектоника пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение.—В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы Юга СССР. М., Наука, 1966, с. 63—74.

74. Крылов Н. А., Мальцева А. К. Цикличность осадконакопления молодых платформ и тектоника.—Геотектоника, 1976, № 5, с. 58—74.

75. Кузнецов Ю. А. Главные типы маг-

матических формаций. М., Наука, 1964. 387 с.

76. Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. 1968. 156 с. (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 4).

77. Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты.—В сб.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Под ред. М. Я. Рудкевича. Тюмень, 1971, с. 5—148. (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 46).

78. Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 192 с.

79. Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В. К тектонике Юга европейской части СССР.—Геотектоника, 1966, № 5, с. 95—107.

80. Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны.—Советская геология, 1966, № 2, с. 70—77.

81. Лейтес А. М., М. В. Муратов, В. С. Федоровский. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.—Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.

82. Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.—Геотектоника, 1972, № 2, с. 3—14.

83. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., Недра, 1976. 193 с.

84. Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли.—Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1958, т. 33, № 4, с. 39—49.

85. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965. 379 с.

86. Мазарович А. Н. Историческая геология. М., Геолразведиздат, 1938. 463 с.

87. Майданович И. А., Бобров В. П. О границе Русской платформы в районе Донбасса.—В кн.: Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 14, 1973, с. 77—80.

88. Мезозойская тектоника Забайкалья. Под ред. И. В. Лучицкого, Новосибирск, Наука, 1975. 207 с.

89. Мезозойский тектогенез. Под ред. Н. А. Шило. Магадан, 1971. 318 с.

90. Мерзляков В. М., Терехов М. И. Срединные массивы Северо-Востока СССР. В сб.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 37—42 (Тр. совещ.).

91. Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М., 1972. 519 с.

92. Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии.—Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1929, № 4.

93. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968. 482 с.

94. Милановский Е. Е. Неотектоническая (позднеорогенная) стадия развития альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии и главные типы ее структур. Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. Баку, Эям, 1970, с. 56—67.

95. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 279 с.

96. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973. 279 с.

97. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 355 с.

98. Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного шара.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1940, т. XVIII, № 3—4.

99. Михайлов А. Е. О срединных массивах.— В сб.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 198—202. (Тр. совещ.).

100. Михалев А. К., Бородулин М. И. О глубинной структуре Донецкого бассейна в свете современных геофизических данных.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 49—57.

101. Михалева Л. А., Тычинский А. А. Самостоятельные малые интрузии складчатых областей и активизированных зон юга Сибири и их металлогеническое значение. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI, М., Наука, 1975, с. 115—121.

102. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. Пер. с англ. Под ред. А. А. Маракушева. М., Мир, 1976. 535 с.

103. Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., Наука, 1965. 226 с. (Матер. совещ. по проблемам тектоники в Москве).

104. Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В сб.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964, с. 48—66.

105. Моссаковский А. А. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей. МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Вулканизм и тектогенез. М., Наука, 1968, с. 100—107.

106. Муратов М. В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол., вып. 18. М., Наука, 1960, с. 126—136.

107. Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклиналь-

ных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963, с. 3—23.

108. Муратов М. В. Главнейшие этапы складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, 1965, № 1, с. 6—29.

109. Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1966, № 3.

110. Муратов М. В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., Наука, 1971, с. 152—166.

111. Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В сб.: Тектоника фундамента древних платформ. М., Наука, 1973, с. 112—143.

112. Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 11, с. 3—35.

113. Муратов М. В., Яншин А. Л. Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океанов.— В сб.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, 5—12. (Тр. совещ.).

114. Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4.

115. Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 5, 1970, с. 26—32.

116. Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектономагматической активизации и закономерности их развития. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI, М., Наука, 1975, с. 41—55.

117. Наливкин В. Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской, Турано-Скифской и Русской плит. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Деформация пород и тектоника. М., Наука, 1964, с. 202—210.

118. Наливкин В. Д. Западно-Сибирская плита. Тектоника Европы. Объясн. зап. к Междун. тектонич. карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова, Н. С. Шатского. М., Наука, 1964.

119. Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., Недра, 1971, 141 с.

120. Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 2.

121. *Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

122. *Обручев В. А.* Основные черты кинетики и пластики неотектоники.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

123. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Пер. с англ. под ред. В. Е. Хаина. М., Мир, 1967. 302 с.

124. *Основы тектоники Китая.* Пер. с китайского под ред. Н. В. Тупицина. М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.

125. *Островский М. И.* Структурная этажность чехла центра Восточно-Европейской платформы.—В сб.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., 1975, с. 145—150.

126. *Очерк геологии Пакистана/И. А. Воскресенский, К. Н. Кравченко, Э. Б. Мовшович, Б. А. Соколов.* М., Недра, 1971. 168 с.

127. *Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса/Н. П. Башарина, К. В. Боголепов, В. Д. Ермилов, Е. М. Заблоцкий,* Новосибирск, Наука, 1974. 79 с.

128. *Павловский Е. В.* Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири, Великогорного рифта Африки и Аравии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

129. *Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—9.

130. *Павловский Е. В.* Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11, с. 20—46.

131. *Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Вып. 5, 1962, с. 77—108. (Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР).

132. *Павловский Е. В.* Происхождение и развитие древних платформ. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 7—14.

133. *Павловский Е. В.* Происхождение и развитие земной коры материков.—Геотектоника, № 6, 1975, с. 3—14.

134. *Павловский Е. В., Марков М. С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Деформация пород и тектоника. М., Наука, 1964, с. 92—104.

135. *Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.

136. *Пейве А. В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. Материалы к познанию геологического строения

СССР.—Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1947, № 8, т. 4, 204 с.

137. *Пейве А. В., Синицин В. М.* Некоторые вопросы учения о геосинклиналях.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—51.

138. *Перфильев А. С., Херасков Н. П.* Урал. Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы, м-ба 1 : 2 500 000. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Мурадова, Н. С. Шатского. М., Наука, 1964.

139. *Петрушевский Б. А.* Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение.—Геотектоника, № 2, 1969, с. 22—37.

140. *Петрушевский Б. А.* О некоторых принципиальных возражениях против идеи мобилизма.—Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1972, т. 47, № 5, с. 125—138.

141. *Пронин А. А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. М.—Л., Наука, 1965. 160 с.

142. *Проект классификации тектонических структур платформенного чехла.* Под ред. В. Д. Наливкина. Л., ВНИГРИ, 1963. 33 с.

143. *Пуцаровский Ю. М.* Зоны затухания геосинклинальных систем или областей.—Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1961, т. 36, № 6, с. 3—25.

144. *Разваляев А. В.* О раннемезозойском этапе геологического развития Юго-Восточного Средиземноморья.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 6, с. 3—8.

145. *Развитие основных структурных элементов Сибири в докембрии.* Деформация пород и тектоника/Ю. А. Косыгин, К. К. Башарин, Н. Я. Берзин и др. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. М., Наука, 1964, с. 165—176.

146. *Растворова В. А.* Формирование рельефа гор. М., Наука, 1973. 144 с.

147. *Ревердатто В. В.* Величина геотермических градиентов при региональном метаморфизме.—Геология и геофизика, № 8, 1973, с. 36—43.

148. *Резанов И. А.* Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., Наука, 1964. 148 с.

149. *Резанов И. А.* Особенности строения и развития мезозойского Северо-Востока СССР. М., Наука, 1968. 224 с.

150. *Резанов И. А., Н. Н. Зарудный.* История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 175 с.

151. *Резвой Д. П.* О Великом георазделе Азиатского материка. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол., вып. 3. М., Наука, 1964, с. 173—186.

152. *Резвой Д. П.* Тектоника Гималаев. Складчатые области Евразии. М., Наука, 1964.

153. *Розанов Л. Н.* История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. 1957. 206 с. (Тр. УФНИИ. Вып. 1. Сер. геолого-промислового).
154. *Розанов Л. Н.* Основные закономерности морфологии и причины образования тектонических структур Волго-Уральской области.— В сб.: Материалы по тектонике Нижнего Поволжья. Л., 1962, с. 19—30.
155. *Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1949. 391 с. (Тр. Геоф. ин-та АН СССР, № 3 (310)).
156. *Ронов А. Б.* Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В сб.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 118—164.
157. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В.* Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 6, с. 3—36.
158. *Саид Р.* Геология Египта. Пер. с англ. под ред. Г. Е. Рябухина. М., Мир, 1965. 276 с.
159. *Сатиан М. А.* Строение Еревано-Ордубадской офиолитовой зоны Малого Кавказа.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., т. 50, № 2, 1975, с. 46—57.
160. *Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой/ М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др.* М., Недра, 1969. 264 с.
161. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., Наука, 1974. 302 с.
162. *Сорский А. А., Шолло В. Н.* История развития и механизм образования коробчатых складок Дагестана.— В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 134—170.
163. *Спижарский Т. Н.* Тектонические режимы как основа тектонического районирования.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., Наука, 1970, с. 13—27.
164. *Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит.* Под ред. В. Д. Наливкина. 1965. 323 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 236).
165. *Структура фундамента платформенных областей СССР.* Объяснительная записка к тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1 : 5 000 000. Л., Наука, 1947. 400 с.
166. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Складчатые системы фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. М., Наука, 1974, с. 242—252.
167. *Сычева-Михайлова А. М.* К вопросу о периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1978, № 3.
168. *Тектоника Африки.* Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М., Мир, 1973. 541 с.
169. *Тектоника Евразии.* Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000. М., Наука, 1966.
170. *Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы/Л. Н. Розанов, Р. Б. Сейфуль-Мулюков, Л. Э. Левин, Г. Б. Сальман.* М., Недра, 1965. 260 с.
171. *Тектоника северной части Аравийской платформы./В. П. Поникаров, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов, В. Г. Кузьмин,* Советская геология, 1964, № 1, с. 39—48.
172. *Тектоника юга европейской части СССР/М. Ф. Мирчинк, Н. А. Крылов, А. И. Летовин, Я. П. Маловицкий.*— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы Юга СССР. М., Наука, 1966, с. 28—46.
173. *Тектоническое строение Сирийской пустыни и история ее формирования/ В. П. Поникаров, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, А. В. Разваляев, В. В. Козлов.*— Советская геология, 1965, № 4, с. 112—122.
174. *Тектонические движения и новейшей структуры земной коры.* Под ред. Н. И. Николаева. М., 1967. 456 с. (Матер. совещ. по проблеме неотектоники).
175. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники. Л., ГОНТИ, 1934. 288 с.
176. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973. 325 с.
177. *Ткаченко В. Ф.* Время возникновения и механизм формирования складчатости в Донецком бассейне.— Советская геология, 1976, № 9, с. 94—107.
178. *Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е. М., Недра, 1970. 432 с.
179. *Тучков И. И.* Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М., Наука, 1973. 207 с.
180. *Тянь-Шаньская складчатая область/П. Д. Виноградов, А. Е. Довжиков, Е. И. Зубцов, В. Н. Огнев.*— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 94—105.
181. *Уфлянд А. К.* Тектоника и история развития северо-восточного окончания Польмирид (Сирия).— Геотектоника, 1965, № 3, с. 20—36.
182. *Фашии* регионального метаморфизма высоких давлений/Н. Л. Добре-

цов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. Под ред. В. С. Соболева. М., Недра, 1974. 328 с.

183. *Феногенов А. Н., Чернов В. Г.* Об интрузивной природе Логарского альпийского гипербазитового массива в Афганистане.— Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 2, с. 48—53.

184. *Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960. 237 с.

185. *Хаин В. Е.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950. 224 с.

186. *Хаин В. Е.* Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков).— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1962, т. 37, № 1, с. 8—24.

187. *Хаин В. Е.* Геосинклиальный процесс и эволюция тектоносферы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12, с. 3—27.

188. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Т. 1, Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., Недра, 1971. 548 с.

189. *Хаин В. Е.* Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., Наука, 1972, с. 99—112.

190. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., Недра, 1973. 511 с.

191. *Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н.* Основные этапы геотектонического развития Кавказа.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1950, т. 25, № 3, с. 30—64; № 4, с. 43—65.

192. *Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М.* Сто лет учения о геосинклиналах.— Советская геология, 1960, № 11, с. 3—44.

193. *Херасков Н. П.* Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

194. *Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. 1963, 116 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 91).

195. *Хоутон С. Г.* Африка южнее Сахары: геологическая история. Пер. с англ. В. А. Крашенинникова и Е. М. Рудича под ред. Ю. М. Шейнманна. М., Мир, 1966. 365 с.

196. *Цейслер В. М.* Связь молассовых формаций и орогенных структур.— Геотектоника, 1973, № 1, с. 3—17.

197. *Чекунов А. В.* Эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклиальных прогибов юга европейской части СССР.— Геотектоника, 1970, № 1, с. 46—52.

198. *Шатский Н. С.* Тезисы доклада в Геологич. ин-те АН СССР.— Советская геология, 1939, № 8.

199. *Шатский Н. С.* О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 4, с. 10—26.

200. *Шатский Н. С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5—62.

201. *Шатский Н. С.* Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 2.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6, с. 57—90.

202. *Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 37—56.

203. *Шатский Н. С.* О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1955, т. 30, № 5, с. 5—26.

204. *Шейнманн Ю. М.* Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3, с. 19—34.

205. *Шейнманн Ю. М.* Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. 1959. 63 с. (Тр. ВНИИ, № 1, Геология. Вып. 49).

206. *Шихалибейли Э. Ш.* Тектоника Севано-Акеринского синклиория в пределах Азербайджана.— В сб.: Труды совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Баку, Изд-во АН АзССР, 1966, с. 65—78.

207. *Шолло В. Н.* Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ).— Геотектоника, 1975, № 3, с. 44—59.

208. *Штёклин Дж.* Тектоника Ирана.— Геотектоника, № 1, 1966, с. 3—21.

209. *Штилле Г.* Основные вопросы сравнительной тектоники. Общий обзор. Избранные труды. М., Мир, 1964, с. 90—98.

210. *Штилле Г.* Введение в строение Америки. Избранные труды. М., Мир, 1964, с. 202—273.

211. *Штрейс Н. А.* О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналах.— Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1947, т. 36, вып. 5.

212. *Штрейс Н. А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1951.

213. *Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Зап. Всес. геогр. об-ва. Нов. сер., № 3, 1948.

214. *Шульц С. С.* Современные области горообразования, их тектонические

особенности и положение в общей структуре земной коры. Л., Изд-во ЛГУ, 1958, с. 38—51.

215. Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.—В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и складчатость. М., Наука, 1964, с. 31—44.

216. Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектономагматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 7—17.

217. Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., Наука, 1976. 167 с.

218. Янишин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.—В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., Наука, 1965, с. 7—18.

219. Янишин А. Л. Проблема срединных массивов.—Бюлл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1965, Т. 40, № 5.

220. Янишин А. Л. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых областей.—В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., Наука, 1971.

221. Яшина Р. М. Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., Наука, 1975, с. 134—154.

222. Argand E. L'arc des Alpes occidentales. *Ecl. Géol. Helv.*, Bd. 14, 1916, S. 145—191.

223. Argand E. La tectonique de l'Asie CR 13-eme Congr. Géol. Int., 1924, p. 171—372.

224. Aubouin J. Geosynclines. Developments in geotectonics, t. 1. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 1965, 335 p.

225. Aubouin J. Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysique: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique.—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) XV, 1973, No. 5—6, p. 426—460.

226. Auden J. B. Afganistan—West Pakistan. Mesozoic—Cenozoic Orogenic belts. A. M. Spencer, editor. The Geol. Soc. Spec. Publ. N 4. Edinburgh, Scottish Acad. Press, 1974, p. 235—253.

227. Bailey E. B. Tectonic Essays, mainly Alpine. Oxford, 1935. 200 p.

228. Balogh K., Körössy L. Hungarian Mid—mountains and adjacent areas. Tectonics of the Carpathian—Balkan regions. Explanations to the tectonic map of the Carpathian—Balkan regions and

their foreland. M. Mahel, editor. Bratislava, 1974, p. 391—403.

229. Beloussov V. V., Sholpo V. N. Geodynamics of eastern part of the Mediterranean Alpine belt.—*Tectonophysics*, 1976, No 35, p. 27—43.

230. Bergougnan H. Relations entre les édifices pontique et taurique dans le Nord—Est de l'Anatolie.—*Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVII, 1975, N 6, 1045—1057.

231. Bertrand M. La chaîne des Alps et la formation du continent européen.—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15(3), 1887, p. 423—447.

232. Bingöl E. Evolution géotectonique de l'Anatolie de l'Ouest.—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1976, (7), XVIII, N 2, p. 431—450.

233. Blanchet R. Sur un profil des Dinarides, de l'Adriatique (Split—Omis, Dalmatie), panonique (Banja Luka—Doboj, Bosnie).—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) XII, 1970, N 6, p. 1010—1027.

234. Бончев Е. С. Проблемы на Българската геотектоника. София, 1971, 204 стр.

235. Boriani A., Sacchi R. Geology of the junction between the Ivrea—Verbano and Strona—Ceneri zones (Southern Alps). *Mem. Ist. Geol. Min. Univers. Padova*, v. 28, 1973.

236. Boriani A., Sacchi R. The Insubric and other tectonic lines in the Southern Alps (N. W. Italy). *Mem. Soc. Geol.*, v. XIII, Supplemento, 1974, p. 1—11.

237. Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton, 1928.

238. Brand J., Ricou L.-E. Eléments de continuité entre le Zagros et la Turquie du Sud-Est.—*Bull. Soc. Géol. Fr.* 1975, (7), XVIII, N 6, p. 1015—1023.

239. Bubnoff S. von. Geologie von Europa. Bd. 2. T. 3. Die Struktur des Oberbaues und das Quartär Nordeuropas. Berlin, 1936. S. 1135—1603.

240. Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust. Hafner, London, 1935. 518 p.

241. Bulle J., Rollet M. Essai de définition des zone internes des Dinarides en Macédonie (Yougoslavie).—*Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) XII, 1970, N 6, p. 1048—1059.

242. Cadet J.-P. Esquisse géologique de la Bosnie-Herzégovine méridionale et du Monténégro occidental.—*Bull. Soc. Geol. Fr.* (7) XII, 1970, N 6, p. 973—985.

243. Canadian Rockies and Tectonic evolution of the Southeastern Canadian Cordillera/A. A. Price, H. R. Balkwill, H. A. K. Charlesworth, D. G. Cook, P. S. Simony. XXIV. Int. Geol. Congr.

Montreal, 1972. Excursion A. C. 15 Guidebook Calgary, 1972. 129 p.

244. *Carraro F.* Scoperta di una seria carbonifera di copertura degli gneiss—seria.—Bull. Soc. Geol. It., No 85, 1966. p. 241—252.

245. *Central Alps and Jura Mountains*/D. Bernoulli, H. P. Laubscher, R. Trümpy, E. Wenk. Mesozoic—Cenozoic orogenic belts. London, Edinburgh, A. M. Spencer, editor. Geol. Soc. 1974, p. 85—108.

246. *Dana J. D.* On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior.—Am. J. Sci. 5, p. 423—443; Sci. 6, p. 6—14, 104—115, 161—171, 1873.

247. *Debelmas J.* (sous la direction de...). Géologie de la France. 1. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. 1974. Doin, Paris. 296 p.

248. *Debelmas J.* (sous la direction de...). Géologie de la France. 2. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. 1974, Doin, Paris. 544 p.

249. *Debelmas J., Lemoine M.* The Western Alps; Palaeogeography and structure. Earth Sci. Review, v. 6, 1970, p. 221—256.

250. *Debelmas J., Lemoine M.* La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Information Scientifique, 1964, N 1, p. 1—33.

251. *Development of the Northern Apennines geosyncline*/V. Bortollatti, P. Passorini, M. Sagri, G. Sestini. The miogeosynclinal sequences: Sedimentary Geology, v. 4, 3/4, 1970, 341—344.

252. *Dorn-Lotze (Fr-Lotze).* Geologie Mitteleuropas. 4. tulf., Stuttgart, 1971, 491 p.

253. *Ernst W. G.* Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps.—Bull. Geol. Soc. America, v. 84, N 6, 1973, p. 2053—2078.

254. *Essai sur la Géologie des Dinarides*/J. Aubouin, R. Blanchet, J.-P. Cadet.—Bull. Soc. Géol. Fr., (7) XII, 1970, N 6, p. 1060—1095.

255. *Folcon N. L.* Southern Iran: Zagros mountains. Mesozoic—Cenozoic Orogenic belts. A. M. Spencer, editor. The Geol. Soc. Spec. Publ. N 4. Edinburgh, Scottish Acad. Press, 1974, p. 199—211.

256. *Foote R. M., Manheim F.* Geology of Bulgaria: a Review.—Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 59, N 2, 1975, p. 303—335.

257. *Fourquin C.* L'Anatolie du Nord-Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire.—Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVII, 1975, N 6, p. 1058—1070.

258. *Gansser A.* Geology of the Himalayas. Interscience Publishers, 1964. 289 p.

259. *Gansser A.* Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaja und den Alpen, ein Vergleich.—Eclogae Geol. Helv., v. 66/1, 1973. S. 23—40.

260. *Gansser A.* Himalaya. Mesozoic—Cenozoic Orogenic belts. A. M. Spencer, editor. The Geol. Soc. Spec. Publ. N 4. Edinburgh, Scottish Acad. Press, 1974, p. 267—278.

261. *Gansser A.* The ophiolitic mélange—a world-wide problem on Tethyan Examples.—Ecl. Geol. Helv., v. 67/3, 1974, p. 479—507.

262. *Hall J.* Introduction, Natural History of N. Y.—Geol. Surv. N. Y., pt. 6, Paleont., v. 1, 3, 1853, p. 96.

263. *Haug E.* Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des régression et des transgressions marines.—Bull. Soc. Géol. Fr., N 28 (3), 1900, p. 617—711.

264. *Heim A.* Geologie der Schweiz. Bd. 1—2. Leipzig, 1919—1921. Bd. 1, 704S, Bd. 2, 1018 S.

265. *Introduction to the geology of the Northern Apennines*/E. Abbate, V. Bortolletti, P. Passerini, M. Sagri. Sedimentary Geology, v. 4, N 3/4 (Special Issue), 1970, p. 207—249.

266. *James G. A., Wynd J. G.* Stratigraphic nomenclature of Italian oil consortium agreement area.—Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., v. 49, N 12, 1965, p. 2182—2245.

267. *Jong K. A. de.* Tectonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpe Meridionali.—Bull. Soc. It., 1967, N 86, p. 749—776.

268. *Kailsam L. N.* Geophysical studies of the majorsedimentary basins of the Indian craton, their deep structural features and evolution.—Tectonophysics, 1976, N 36, p. 225—245.

269. *Kay M.* North-American geosynclines.—Geol. Soc. Am. Mem. N 48, 1951. 143 p.

270. *Kaya O.* Northwest Anatolian ophiolite zone (non metamorphic and mesozoic in age).—Bull. Soc. Géol. Fr., v. 7, XVIII, N 2, 1976, p. 479—480.

271. *Keith A.* Structural symmetry in North America.—Bull. Geol. Soc. Am., v. 39, 1928, p. 321—386.

272. *Kober L.* Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.

273. *Körössy L.* Tectonics of the basin areas of Hungary. Acta Geologica Acad. Sci. Hungar. T. 8, fasc. 1—4, 1964, p. 377—394.

274. *Kossmat F.* Paläogeographie und Tektonik. Berlin, 1936.

275. *Kraus E.* Baugeschichte der Alpen.

Bd. 1, 2, Berlin, 1951, Bd. 1.—552 S., Bd. 2—489 S.

276. *Krishnan M. S.* Geology of India and Burma, Madras, 1960. 604 p.

277. *Lugeon M.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. IX Congrès Géol. Intern. C. K. Wien, 1903, p. 477—506.

278. *Niggli E.* Alpine Metamorphose und Alpine Gebirgsbildung.—Fortschr. Miner., v. 47, 1970, S. 16—26.

279. *Oxburgh E. R.* Eastern Alps. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. A. M. Spencer, editor. Geol. Soc. London, Edinburgh, 1974, p. 109—126.

280. *Poole W. H.* Geology of Southeastern Canada.—In: Geology and Economic Minerals of Canada. Dept. of Energy, Mines and Resources. Ottawa, 1970, p. 227—304.

281. *Poole W. H., Rodgers J.* Eléments Géotectoniques Appalachiens, Provinces de l'Atlantique et Sud du Québec. XXIV ième Congrès Géol. Intern., Montréal, 1972, Excursion A 63—C 63. Montréal, 1972, 209 p.

282. *Rampnoux J.-P.* Regards sur Dinarides internes yougoslaves (Serbie—Monténégro oriental): stratigraphie, l'évolution paléogéographique, magmatisme.—Bull. Soc. Géol. Fr., (7) XII, N 6, 1970, p. 948—966.

283. *Richter G.* Die Rolle der epirogene Schwelle im Faltengebirge. Geol. Rundschau, Bd. 28, Hf. 5, 1937.

284. *Ricou L.-E.* Une coupe à travers les séries à radiolarites des monts Pichakun (Zagros, Iran).—Bull. Soc. Géol. Fr. (7), X, 1968, p. 478—485.

285. *Sándulescu M.* Essai de synthèse structurale des Carpathes.—Bull. Soc. Géol. Fr., 7e série t. XVII, 1975, N 3, p. 299—358.

286. *Schuchert Ch.* Sites and natures of the North-American geosynclines.—Bull. Geol. Soc. Am., 34, 1923, p. 151—260.

287. *Seguret M.* Etude tectonique des nappes et séries de collées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées.—Publ. Univ. des Sci. et Techn. du Languedoc (Ustella), Série géologie structurale, 1972, N 2, 161 p.

288. *Sestini G.* Northern Apennines. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. A. M. Spencer, editor. Geol. Soc. London, Edinburgh, 1974, p. 61—84.

289. *Sitter L. U.* de. Le style structural Nord-Pyrénéen dans les Alpes Bergamasques.—Bull. Soc. Géol. Fr. 5-e série, t. XIX, 1949, p. 617—621.

290. *Sitter L. U.* de. The structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lérida.—In: Estudios Geológicos, v. XV, Madrid, 1959, p. 349—360.

291. *Sitter L. U.* de. I. Pirenei. Memorie Geopalaontologiche dell' Università di Ferrara, v. 1, fasc. III, N 8. Ferrara, 1965, p. 199—209.

292. *Smith A. G., Moores E. M.* III. Hellenides. Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. A. M. Spencer, editor. The Geol. Soc. London, Spec. Publ. N 4, 1974, p. 159—185.

293. *Staub R.* Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., v. 52, 1971. 272 S.

294. *Steinmann G.* Die ophiolitischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge, Congr. Géol. Intern. XIV sess. Espanga, 1926, fasc. II. Madrid, 1927, p. 637—668.

295. *Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924. 443 p.

296. *Stille H.* Einführung in den Bau Nordamerikas. Borntraeger. Berlin, 1940. 717 S.

297. *Stöcklin J.* Northern Iran: Alborz mountains. Mesozoic—Cenozoic Orogenic belts. A. M. Spencer, editor. The Geol. Soc. Spec. Publ. N 4, Scottish Acad. Press, Edinburgh, 1974, p. 213—234.

298. *Suess E.* Die Entstehung der Alpen, 1875.

299. *Tectonics of the Carpathian—Balkan regions.* Explanations to the Tectonic Map of the Carpathian—Balkan regions and their foreland. M. Mahel, editor. Geological Institute of Dionýz Stf. Bratislava, 1974. 455 p.

300. *Trümpy R.* Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. Geol. Mijnbouw., N 20, 1958, p. 340—352.

301. *Trümpy R.* Palaeotectonic evolution of the Central and Western Alps.—Bull. Geol. Soc. Am., v. 71, 1960, p. 843—908.

302. *Trümpy R.* Apersu général sur la géologie des grisons.—C. R. Sommaire des séances de la Soc. Géol. France, fasc. 9, séances du 14 au 21 Septembre 1969 (1970), p. 330—364, p. 391—394.

303. *Trümpy R.* Stratigraphy in mountain belts.—Q.J.G.S. Lond., N 503, v. 126, (for 1970), pt. 3, 1971, p. 293—318.

304. *Trümpy R.* L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: interprétation des données stratigraphiques et tectoniques.—Ecl. geol. Helv., v. 66/1, 1973, S. 1—10.

305. *Trümpy R.* The timing of orogenic events in the Central Alps. In: Gravity and Tectonics (K. J. De Jong and R. S. Scholten, editors). John Wiley, 1973, p. 229—251.

306. *Trümpy R.* Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems.—Am. J. Sci., v. 275-A, 1975, p. 209—238.

307. *Uyeda S. Horai K.* Terrestrial heat-flow in Japan.—*J. Geoph. Res.*, v. 69, N 10, 1964.

308. *Van-Bemmelen R. W.* Mountain building. The Hague, 1954.

309. *Van-Bemmelen R. W.* Geodynamic models for the Alpine type of orogeny (test-case II the Alps in Central Europe).—*Tectonophysics*, 18 (1973), p. 33—79.

310. *Wein G.* Tectonic review of the Neogen-covered areas of Hungary. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*. T. 13, 1969, p. 399—436.

311. *Wheeler J. O., Gabrielse H.* (co-ordinators). The Cordilleran structural province. Variations in Tectonic styles in Canada. R. A. Price and R. J. W. Douglas, editors. The Geol. Association of Canada, Special Paper N 11, 1972, p. 1—18.

312. *Williams H., Kennedy M. J., Neale E. R. W.* The Appalachian Structural Province. Variations in tectonic style in Canada.—A. A. Price and R. J. W. Douglas, editors. Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., N 11, 1972, p. 181—261.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авлакоген 76, 104, 105, 124, 145
Анатексис 16, 95, 198
Антеклиза 106, 124
Астеносфера 5, 187—189
«Внутренний угол платформ» 77, 80, 83, 113, 182, 185
Волновод сейсмический 188
Геосинклинальный пояс 97, 155, 158
Геосинклинальные режимы: 6, 14—96
 ортогеосинклинальные 17—74, 94—96
 эвгеосинклинальный 6—7, 17—74, 45, 65, 71—72, 94
 миогеосинклинальный 6—7, 17—74, 45, 63, 65, 71, 94
 парагеосинклинальный 6—7, 74—88, 94
 срединных массивов 8—9, 89—94, 198
Диапиризм астеносферный 193, 195
— глубинный 200—204, 207, 209
— поверхностный 106—107, 136, 202
Диасклизис 101
Дифференциация вещества Земли 190—191
Зоны смятия 207
Инверсия общая 15, 29, 61, 67, 69, 71
— плотностей 107, 187, 193, 200, 202
— частная 16, 25, 38—39, 42, 47, 54, 63, 66, 69, 70—71, 73, 75, 84, 95, 166, 201
Интрагеоантиклиналь и интрагеосинклиналь 14, 23, 34, 35, 41, 42, 46, 59, 65, 69, 72
Каналы пониженной вязкости 191—193
Кимберлитовые трубки взрыва 191—193
Колебательные (вертикальные) движения земной коры:
 общие 48, 95, 108, 124, 127, 131, 164, 186
 глыбово-волновые 48, 75, 88, 94, 106, 124, 127, 131, 133, 186, 187
Консервативность колебательных движений 113—114, 171, 195
Магматизм:
 начальный 17, 186
 конечный 123, 135
 порфировый 135
Магматической активизации платформ режим 10—11, 152—153
Меланж 39, 51, 54, 55, 69
Метаморфизм:
 амфиболитовой фации 71, 154, 198
 глаукофановой фации («голубых сланцев») 23, 35, 197
 гранулитовой фации 154, 198
 зеленосланцевой фации 25, 38, 100, 198
Окраин материков режимы 10—11
Олигостромы 55
Орогенные режимы (орогенез, горообразование) 8—9, 122—123, 133—145, 168
— эпигеосинклинальный 137, 141, 143, 168
— эпиплатформенный 136, 141, 143, 159, 169
Офиолиты (офиолитовые комплексы) 17, 35, 49, 51—52, 69, 172, 193—194
Офиолитовые швы (линии, зоны) 51, 55—57, 96, 207
Параплатос 124
Параспис 124
Платформенные режимы 8—9, 97—132
— протоплатформенный 8—9, 98—102, 155
— древней платформы 8—9, 97, 102—121
— молодой платформы 10—11, 121—130
Плита 105, 110
Поднятие центральное (инверсионное) 16, 38, 47, 49, 50, 61, 66, 69, 70, 71, 73, 75, 94, 200, 201
Покровы:
 гельветские 29, 39, 138, 203
 пеннинские 26, 39, 201, 204
 хаотические (чешуйчатых глин) 31
Поперечные структуры (зоны, поднятия) 171—174, 216
Прогибы:
 краевой 17, 25, 38, 42, 47, 50, 56, 61, 66, 71, 73, 81, 201
 межгорный 42, 47, 50, 71, 73
 передовой 38, 47
 периферический (перикратонный) 108, 111, 131
 приразломный 42, 51, 56, 84, 87, 123, 125
Проницаемость земной коры:
 рассеянная 94, 165, 195, 200
 сосредоточенная 95, 134, 165, 195, 200
Простирания зон диастрофизма 159
Протогеосинклиналь 90, 98, 155
Разлом глубинный (взрез) 42, 55, 87—88, 94—95, 100, 125, 134
Ритмичность эндогенных процессов 162—168
Рифтовый режим 8—9, 145—152
Свод 124—125, 146
Синеклиза 106, 110, 124
Складчатость:
 глубинная 154
 глыбовая 52, 63, 75, 79, 80—81, 84—86,

88—89, 95, 106—107, 136, 178, 182, 202
голоморфная (общего смятия) 16, 67, 75, 86, 95, 136, 180, 202—203, 207, 209
нагнетания 75, 86, 106—107, 136, 180, 182, 202
приразломная 79, 89, 136, 180, 203, 206—207
промежуточная 52, 57, 75, 88, 136, 182
Сочетания режимов:
латеральные 176
проксимальные 176, 178
Стадия развития геосинклиналей:
предгеосинклинальная 15, 23, 34, 37, 41, 46, 61, 72
до-инверсионная 15, 25, 34, 37, 41, 46, 48, 65, 67, 77, 79, 81
инверсионная 15, 25, 38, 41, 47—48, 61, 66, 69, 71, 77, 95
после-инверсионная 15, 29, 39, 41, 47, 50, 69, 71, 77, 95
Стадия эндогенного развития коры:
пермобильная 154
протогеосинклинальная 154—155
геосинклинально-платформенная 154—185
Структуры:
«автономные» 108, 110, 131
«наведенные» 108, 111, 131

Структурные ступени («клавиши») 180, 182—183, 208
«Тектоника плит» 215—217
Тектоносфера материков (тепловые условия) 5, 10—12, 188—190, 197—200, 204—205
Фации «германские» 23, 79—80, 129
Формации:
до-инверсионная 15, 41
карбонатная (известняковая) 41, 48
лагунная 67, 133, 136
молассовая (нижняя) 15, 17, 29, 38—39, 41, 48, 55, 56, 61, 67, 69—71, 73, 77, 79
молассовая (верхняя) 133, 138—139, 141
нижне-терригенная (аспидная) 15, 41, 48, 63, 69
угленосная 70, 76, 133
флишевая 15, 17, 25, 38, 41, 47, 51, 55—56, 61, 69, 71, 73, 79, 86
Фундамент платформы 97, 102
Чехол древней платформы 104—120
— молодой платформы 122, 124—129
— протоплатформы 99—102
Щит 76, 105, 106, 110
Эндогенные (тектоно-магматические) циклы 162—168

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
 <i>Глава 1. Геосинклинальные эндогенные режимы</i>	 14
Общие замечания	14
Ортогеосинклинальные режимы (эвгеосинклинальный и миегеосинклинальный)	17
Западные Альпы	19
Динариды—Балканы	33
Герцинская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня	41
Альпийская геосинклиналь Кавказа и Юго-Западной Азии	45
Верхояно-Колымская киммерийская геосинклиналь	60
Некоторые не полно обнаженные геосинклинали	64
Уральская геосинклиналь	65
Аппалачская палеозойская геосинклиналь	67
Киммерийская геосинклиналь Канадских Кордильер	70
Парагеосинклинальный режим	74
Донецкая парагеосинклиналь герцинского цикла (Донецкий бассейн)	76
Пиренейская парагеосинклиналь альпийского цикла	77
Парагеосинклиналь Воконт альпийского цикла	79
Парагеосинклиналь Пальмирид альпийского цикла	80
Парагеосинклиналь Вичита герцинского цикла	83
Приразломная Восточно-Ферганская юрская парагеосинклиналь	84
Приразломные парагеосинклинали байкальского цикла в синеклизе Таудени (Африка)	85
Парагеосинклиналь Известнякового Дагестана	85
Парагеосинклинали с проявлением вулканизма	85
Режим срединных массивов	89
Общие замечания о геосинклинальных режимах	94
 <i>Глава 2. Платформенные режимы</i>	 97
Возраст платформ	97
Протоплатформенный режим	98
Режим древней платформы	102
Возраст фундамента древних платформ	102
Начало формирования чехла древних платформ	104
Строение чехла древних платформ	105
Закономерности развития древних платформ	108
Некоторые количественные данные о тектонических движениях на древних платформах	120
Режим молодых платформ	121
Возраст молодых платформ	121
История осадочного чехла молодых платформ	124
Об унаследованности структур молодых платформ от структур геосинклинального этапа	129
Некоторые выводы о закономерностях развития платформ	130
 <i>Глава 3. Режимы орогенные, рифтовый, магматической активизации платформ</i>	 133
Орогенные режимы	133
Общая характеристика	133
О самостоятельности орогенного режима	136
Проявления орогенного режима в некоторых областях Евразии	138
Рифтовый режим	145
Режимы магматической активизации платформ	152

<i>Глава 4. Взаимоотношения эндогенных режимов во времени и пространстве . . .</i>	154
Крупнейшие стадии в развитии эндогенных режимов	154
Эволюция эндогенных режимов материков в устойчивую геосинклинально-платформенную стадию	156
Об изменении площади распространения возбужденных и спокойных режимов	156
Об упорядоченности тектонических простирааний	159
Ритм эндогенных процессов	162
Пространственные взаимоотношения следующих друг за другом эндогенных режимов	168
Консервативность вертикальных тектонических движений	171
Пространственные взаимоотношения одновременных режимов	175
 <i>Глава 5. О глубинных источниках эндогенных режимов</i>	187
Тепловые условия верхней мантии и эндогенные режимы	188
Тепловые условия в коре и эндогенные процессы	197
Некоторые вопросы механизма складчатости общего смятия	202
 Заключение	211
 Список литературы	218
 Предметный указатель	229

ИБ № 1404

Владимир Владимирович Белоусов

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ

Редактор издательства *Л. В. Власова*
 Переплет художника *А. Я. Толмачева*
 Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
 Технический редактор *А. Г. Иванова*
 Корректор *В. И. Ионкина*

Сдано в набор 31.05.78. Подписано в печать 13.10.78. Т-15199. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага № 1. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 15,0 с 2 вкл. Усл. п. л. 19,35. Уч.-изд. л. 20,46 с вкл. Тираж 2800 экз. Заказ 212/6518-1. Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

2643