

В. Е. ХАИН, А. Е. МИХАЙЛОВ

ОБЩАЯ ГЕОТЕКТОНИКА



**ВЫСШЕЕ
ОБРАЗОВАНИЕ**

В. Е. ХАЙН, А. Е. МИХАЙЛОВ

ОБЩАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве
учебного пособия для студентов
геологических вузов и факультетов*

4510



МОСКВА „НЕДРА”1985



Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника: Учеб. пособие для вузов.— М.: Недра, 1985, 326 с., ил.

Дано определение геотектоники как науки о движениях, деформациях и развитии верхних твердых оболочек земной коры и литосферы. Рассмотрены методы геотектоники, приведены сведения о строении земной коры, литосферы и Земли в целом. Описаны океанические впадины, геосинклинальные пояса, континентальные платформы, эпиплатформенные орогенные пояса, глубинные разломы, рифтогенные и кольцевые структуры, складчатость и разрывы в земной коре. Изложены принципы тектонического районирования и методы построения тектонических карт. Освещены черты современного строения земной коры, главные этапы и закономерности развития земной коры и литосферы.

Для студентов геологоразведочных и геологических факультетов институтов и университетов.

Ил. 112, список лит.— 15 назв.

Рецензенты: Кафедра геологии МИНХ и ГП им. Губкина; *Б. П. Бархатов*, д-р геол.-минер. наук (Ленинградский государственный университет)

Термин «геотектоника» в геологической литературе появился более ста лет назад. Тем не менее обособление геотектоники в самостоятельное научное направление произошло сравнительно недавно. В программы наших вузов курс геотектоники был введен в начале 30-х годов в Ленинградском горном институте проф. М. М. Тетяевым и проф. Е. В. Милановским в Московском геологоразведочном институте. К этому же периоду относится издание в Советском Союзе и за рубежом нескольких крупных монографий по общей тектонике, и прежде всего книги М. М. Тетяева «Основы геотектоники» (1-е изд. 1935 г., 2-е изд. 1941 г.).

После Великой Отечественной войны в нашей стране вышли в свет монографии и учебные пособия: В. В. Белоусова «Общая геотектоника» (1948 г.), «Основные вопросы геотектоники» (1954 г.), «Геотектоника» (1976 г.), И. И. Потапова «Геотектоника» (1964 г.), В. Е. Хаина «Общая геотектоника» (1-е изд. 1964 г., 2-е изд. 1973 г.) и Ю. А. Косыгина «Тектоника» (1-е изд. 1969 г., 2-е изд. 1983 г.). Опубликованы также региональные тектонические карты.

Настоящее учебное пособие по общей геотектонике существенно отличается от предыдущих увязкой с учебной программой по курсу «Геотектоника» и приверженностью авторов к позициям мобилизма — наиболее современному течению. Однако авторы не могли согласиться с теми учеными, которые считают, что с появлением неомобилизма следует отбросить все традиционные представления, в частности связанные с учением о геосинклиналях. Авторы полагают, что установленные ранее эмпирические закономерности эволюции структуры земной коры сохраняют свое значение, но нуждаются в переосмыслении в свете новых идей. Они пытались также осветить разные направления в современном мобилизме и дать им критическую оценку.

**ПРЕДМЕТ, МЕТОДЫ И ОСНОВНЫЕ
ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ****§ 1. ПРЕДМЕТ ГЕОТЕКТОНИКИ**

Геотектоника — наука о структуре, движениях, деформациях и развитии земной коры и верхней мантии (тектоносферы) в связи с развитием Земли в целом. Под структурой здесь подразумевается неоднородность в распределении и условиях залегания горных пород разного состава. В этом смысле говорят о структуре отдельных материков, океанов и их участков (регионов) разного масштаба. Но термин «структура» применяется в геотектонике и в ином смысле — как сокращенное обозначение понятия «структурный элемент земной коры (структурная форма)»; такими элементами опять же разного масштаба являются платформы, геосинклинали, антиклинории, своды, антиклинали, сбросы и т. д. Необходимо четко различать понятия движений, деформаций и дислокаций земной коры. Тектонические движения — это механические перемещения отдельных участков (блоков) земной коры и верхней мантии. Они могут сопровождаться изменениями в залегании и внутреннем строении горных пород, а также деформациями. Деформации, которые представляют собой определенный процесс, вызывают, таким образом, нарушения в первичном залегании горных пород, называемые дислокациями. Среди дислокаций, являющихся результатом процесса деформации, различают пликативные (складчатые), дизъюнктивные (разрывные) и инъективные [внедрения в пластичном или жидком (магма) состоянии].

В соответствии с конкретными задачами и последовательными ступенями исследования геотектоника подразделяется на несколько более частных научных дисциплин.

Морфологическая геотектоника или структурная геология, или просто тектоника изучает структурные формы (структуры), создаваемые тектоническими деформациями, и дает основание для классификации этих форм. В соответствии со сложившимися традициями структурная геология занимается в основном изучением структур мелкого и среднего (до десятков километров в поперечнике) масштаба, более крупными структурными элементами земной коры и тектоносферы в целом — общая геотектоника (см. ниже).

Региональная геотектоника методами структурного анализа на основе геологических карт и разрезов исследует современное распределение в земной коре и верхней ман-

тии тектонических нарушений (дислокаций) разных типов, что дает возможность выделить отдельные их группировки — геоструктурные зоны (тектоническое районирование), изображаемые на тектонических картах.

Историческая геотектоника методами палеотектонического анализа изучает последовательное развитие структуры земной коры, устанавливая в нем определенные этапы и стадии. В особый раздел исторической геотектоники выделилась впервые в нашей стране неотектоника — учение о новейших (олигоцен-четвертичных) движениях и деформациях, изучаемых специальными методами. Изучение современных движений и деформаций инструментальными методами является предметом еще более молодой дисциплины — актуотектоники.

Общая (теоретическая, динамическая, генетическая) геотектоника рассматривает закономерности проявления тектонических движений и формирования тектонических структур всех рангов во времени и в пространстве, а также выясняет направленность эволюции тектоносферы в истории Земли. На этой основе, а также с привлечением методов физического и математического моделирования общая геотектоника стремится установить причины тектонических движений и деформаций и происхождение (механизм образования) всех типов тектонических структур.

Динамическая геотектоника является частью динамической геологии, подобно тому, как историческая геотектоника — исторической геологии, а региональная геотектоника — региональной геологии. В свою очередь, к динамической (общей) геотектонике примыкают такие научные направления, как тектофизика, экспериментальная тектоника, геомеханика и сейсмотектоника. Тектофизика изучает деформации земной коры и тектоносферы в целом как физического тела путем восстановления полей тектонических напряжений по данным структурного анализа, материалов геокартирования и специальных наблюдений, например трещиноватости горных пород, а также путем физического моделирования. Последнее составляет предмет экспериментальной тектоники. Поскольку физическому моделированию поддаются в основном отдельные типы структур и в лучшем случае структурные зоны, а также в связи с трудностями воспроизводства термодинамических условий глубоких недр Земли, оно дополняется использованием расчетных методов механики, т. е. математическим моделированием, которое может быть распространено на земную кору и даже тектоносферу в целом. Это направление исследований иногда называют геомеханикой.

В последние годы возникла и все большее значение приобретает новая научная дисциплина — геодинамика, родившаяся на стыке геотектоники и геофизики. Она призвана осветить методами геофизики, математического и физического

моделирования характер и закономерности течения процессов, определяющих эндогенную активность и структурные преобразования Земли в целом. Таким образом, от геотектоники геодинамика отличается анализом всех эндогенных процессов, а не только тектонических, т. е. включая магматизм и метаморфизм, и охватом этим анализом всей нашей планеты, всех ее твердых оболочек.

Еще раньше на стыке геотектоники и сейсмологии обособилась сейсмотектоника, изучающая тектонические условия возникновения землетрясений.

Прикладное, практическое значение геотектоники достаточно велико, ибо нет такого вида полезных ископаемых, включая подземные воды, размещение залежей которого в земной коре не контролировалось бы тектоническими условиями. Поэтому тектонические карты служат необходимой основой любых карт прогноза полезных ископаемых. Кроме того, данные геотектоники, особенно региональной, неотектоники, актуотектоники и сейсмотектоники имеют существенное значение при инженерно-геологическом районировании, строительстве крупных сооружений, особенно гидро- и атомных электростанций и ирригационных систем в тектонически активных районах. Все это дает основание говорить еще об одном разделе геотектоники — прикладной геотектонике, которая, в свою очередь, может подразделяться на геотектонику рудных месторождений, месторождений нефти и газа, инженерную геотектонику и пр.

Особенно велико прикладное значение геотектоники в условиях народного хозяйства социалистических стран, где планомерное развитие промышленности и сельского хозяйства требует составления прогнозов распространения отдельных видов минерального сырья, а большой размах строительства — соответствующего инженерно-геологического обеспечения.

§ 2. МЕТОДЫ ТЕКТНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геотектоника, как любая самостоятельная научная дисциплина имеет свои особые методы исследования, а также используют методы и смежных наук. К собственно тектоническим методам относятся следующие.

Структурный метод (или метод структурного анализа) заключается в изучении отдельных форм тектонических нарушений (дислокаций) — складок, разрывов осадочно-вулканогенных, метаморфических и характера залегания интрузивно-магматических пород — по данным геологической съемки и подземного картирования по материалам горных выработок — буровых скважин, шахт, штолен и др. Тектоническое строение района, выясненное этим путем, изображается с помощью структурных карт, профилей, блок-диаграмм и других графических документов. Далее на основании этих ма-

териалов анализируется взаимное расположение и ориентировка отдельных структурных элементов — осей складок, разрывов, трещин с целью восстановления поля напряжений и выявления последовательности их образования (пересечение, срезание более древних элементов более молодыми).

Структурный анализ может выполняться в различном масштабе — от изучения ориентировки минералов в шлифах горных пород с нанесением полученных замеров на специальную сетку и их статистической обработкой — микро- или петро-структурный анализ до детального структурного анализа отдельных участков, в частности рудных полей, регионального структурного анализа и вплоть до глобального структурного анализа в масштабе всей планеты. Большое значение при региональном и глобальном структурном анализе приобрело использование космоснимков.

Метод сравнительной тектоники, наиболее глубоко разработанный Г. Штилле в Германии и Н. С. Шатским в СССР, применяется в двух случаях. В первом, когда производится сравнение параметров и других характеристик однотипных структур, например, платформ с целью выявления наиболее общих для них показателей, а также различий, по которым отдельные типы могут быть подразделены на подтипы, например платформы на древние и молодые. Во втором — когда производится сравнение родственных типов структур с целью установления их эволюционной последовательности, например геосинклинали → орогены → платформы. К данному методу близко примыкает метод аналогий, позволяющий прогнозировать особенности малоизученного представителя того или иного типа структур по лучше изученным структурам того же типа.

Геодезические методы используются для изучения современных движений и деформаций. Они позволяют использовать в геотектонике метод актуализма, оправдавший себя в других областях геологии.

Геоморфологические методы применяются при исследовании новейших движений, деформаций и порожденных ими структур. Они находят непосредственное отражение в современном рельефе, который в основном создан ими и обычно не полностью изменен процессами денудации и аккумуляции.

Анализ фаций и мощностей осадочно-вулканогенных отложений, начало широкого применения которого у нас в стране связано с именем В. В. Белоусова, является одним из основных методов палеотектонического анализа. Анализ фаций применяется в двух измерениях: по площади и по разрезу. В первом случае составляются карты фаций, которые позволяют судить о расположении областей размыва (т. е. поднятия) и накопления осадков (т. е. погружения); распределение осадков различного типа позволяет установить направление

увеличения глубин бассейна, что дает качественное представление об интенсивности погружений. Смещение одинаковых (изопицеских) фаций, разделенных линиями сдвигов и надвигов, позволяет определить амплитуду горизонтальных смещений вдоль разрывов этих типов. Анализ мощностей дает количественное представление о размере тектонического прогибания в областях накопления осадков, в случае мелководных осадков достаточно точное. Совместный анализ фаций и мощностей гарантирует от ошибок при интерпретации зон больших и малых мощностей. Анализ фаций применяется также в аспекте сравнения фаций, сменяющих друг друга в вертикальном разрезе какого-либо района. Такая смена обычно интерпретируется как результат колебаний глубин бассейна, обязанных вертикальным (так называемым колебательным) движениям, но такая интерпретация нередко оказывается упрощенной (см. главу 3).

Объемный метод, предложенный А. Б. Роновым, представляет развитие предыдущего и основан на измерении объемов осадков и вулканитов разных типов по картам фаций и мощностей. Он позволяет дать количественную оценку погружениям и косвенно поднятиям и полнее охарактеризовать их развитие во времени.

Метод анализа перерывов и несогласий состоит, во-первых, в построении палеогеологических карт (впервые составленных А. И. Леворсенем в США и Н. С. Шатским в СССР), изображающих структуру определенной области к концу одного и началу нового этапа тектонического развития. Серия таких палеогеологических карт позволяет выявить изменение структурного плана от одного этапа к другому. Во-вторых, выявление несогласий разного типа в залегании отдельных стратиграфических единиц помогает уточнить историю формирования структуры данного региона. Изучение несогласий является одним из старейших методов историко-тектонического анализа (см. § 2 настоящей главы), использованным в новейшее время для установления основных фаз деформаций в истории Земли (Г. Штилле, А. А. Пронин).

Анализ формаций — комплексов генетических типов отложений, характерных для определенных стадий развития основных структурных элементов земной коры. Основы этого метода были намечены французским геологом М. Бертраном еще в конце XIX в., но свое научное обоснование он нашел, начиная с сороковых годов нашего столетия, в работах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Н. Б. Вассоевича и других советских ученых.

Выяснению генезиса тектонических структур способствует, кроме структурного анализа, их физическое и математическое моделирование. Начало применения физического моделирования, т. е. экспериментального воспроизведения тектонических структур в лабораторных условиях, восхо-

дит еще к началу прошлого века. Но на прочную научную основу этот метод стал лишь в середине XX в., когда моделирование начало производиться на базе так называемого критерия подобия, обязывающего подбирать материал для эксперимента, обладающий такими физическими (реологическими) свойствами, чтобы они компенсировали краткость времени эксперимента и размеров модели по сравнению с реальным временем формирования структуры и ее реальными размерами. В СССР работы по экспериментальной тектонике успешно ведутся в Москве (МГУ, ИФЗ АН СССР — В. В. Белоусов) и Новосибирске, за рубежом в Упсале (Швеция — Г. Рамберг). Помимо математического моделирования, применяемого к образованию складок, в геотектонике все более широко используются другие математические методы, прежде всего математической статистики, а также «распознавания образов» и др. Их необходимой предпосылкой является формализация, т. е. придание строгой математической определенности тектоническим понятиям.

Таковы основные методы современной геотектоники. Одна группа методов направлена на выяснение современной структуры земной коры; к ним относятся структурный анализ и его разновидности. Вторая группа методов (исторические) занимается изучением истории тектонических движений, деформаций и развития земной коры в целом; таковы геодезические и геоморфологические методы изучения современных и новейших движений (неотектонический анализ), методы анализа фаций, мощностей, объема отложений, перерывов и несогласий, формаций (палеотектонический анализ). Третья группа методов (генетические) — методы сравнительной тектоники, физического и математического моделирования, отчасти структурный предназначены для раскрытия происхождения тектонических структур. Но помимо своих собственных методов, геотектоника использует методы смежных наук, особенно широко геофизические, которые приобрели для нас не меньшее значение, чем геологические. Ведущее положение в этом смысле среди геофизических методов играют сейсмологические, но достаточно велика роль и практически всех других методов: магнитометрии, гравиметрии, изучения теплового потока, магнитотеллурических зондирований, в чем мы убедимся ниже. Существенное значение для геотектоники имеют и данные ряда других геологических наук — геоморфологии, палеогеографии, литологии, петрологии, петрохимии, геохимии, в частности изотопной геохимии. Но геотектоника участвует также в создании и теоретической основы перечисленных наук, а также учения о полезных ископаемых (минерагии). Но и в последнем случае связь является двусторонней, ибо некоторые рудные ископаемые характерны лишь для определенных типов структурных элементов земной коры, например алмазоносные кимберлиты — для платформ.

§ 3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ

Хотя сам термин «геотектоника» имеет уже более чем столетнюю давность (он предложен немецким геологом К. Науманом в 1860 г.) геотектоника — сравнительно молодая наука, поскольку она лишь во второй четверти XX в. обособилась в самостоятельную научную и учебную дисциплину, являясь до этого лишь разделом динамической геологии. Однако становлению геотектоники предшествовала довольно длительная предыстория.

Первый этап (вторая половина XVII — первая половина XVIII в.). Первые представления о подвижности земной коры и связанных с нею изменениях земной поверхности возникли уже у древних греков и римлян. В античное же время наметились и два основных направления в объяснении тектонических движений — нептунистическое, придававшее главную роль экзогенным процессам, в первую очередь растворяющему действию воды, и плутоническое, считавшее первоисточником движений действие внутренних сил Земли, в особенности подъем магматических расплавов. Однако идеи мыслителей античного мира не получили развития и были надолго забыты, вплоть до эпохи Возрождения.

В 1669 г. итальянский ученый Н. Стено (Стенон) сформулировал положения, закладывающие основы тектоники: 1) осадочные породы первоначально накапливаются горизонтальными слоями; их наклонное или изогнутое залегание является результатом последующих нарушений, 2) если на наклонном слое залегает слой горизонтальный (или более слабонаклонный), это значит, что наклон первого слоя произошел до отложения второго, 3) горы не представляют постоянной величины. Причину тектонических нарушений Н. Стено усматривал в оседании и обрушении пластов над подземными пустотами.

Крупнейшие естествоиспытатели XVII в. Р. Декарт и Г. Лейбниц попытались впервые представить нашу планету как развивающуюся и имеющую продолжительную и сложную историю. Они полагали, что Земля первоначально была расплавленной, а затем стала остывать и покрылась твердой корой. Сгущение паров, окутывавших расплавленную Землю, создало Мировой океан (Г. Лейбниц), а уход вод в подземные пустоты, сохранившиеся под корой, привел к образованию суши, включая горы. Идеи Р. Декарта и Г. Лейбница были развиты в XVIII в. французским натуралистом Ж. Бюффеном, а более правильные представления о причинах движений и деформаций земной коры были высказаны англичанином Р. Гуком, итальянцем А. Л. Моро и Г. В. Рихманом — адъюнктом Петербургской академии наук — первый связывал их с землетрясениями, два других — с деятельностью вулканов; все трое, таким образом, являлись последователями древнегреческих плутонистов.

Второй этап (вторая половина XVIII в.—первая четверть XIX в.). На этом этапе возникает научная геология. Один из ее основоположников — немец А. Г. Вернер еще стоял на позициях непутизма, рассматривая наклонное залегание пластов либо как первичное, либо как связанное с провалом в подземные пустоты. Несмотря на эти серьезные заблуждения, некоторые непутисты (П. С. Паллас — русский академик, швейцарец Г. Б. де Соссюр) в общем правильно подметили зональное строение горных сооружений; с залеганием гранитов в осевой части и наклоном осадочных толщ в обе стороны от оси, постепенно уменьшающимся к периферии.

Совершенно иные взгляды были высказаны М. В. Ломоносовым и затем шотландцем Дж. Хаттоном (Геттоном). М. В. Ломоносов признавал ведущую роль в образовании гор за эндогенными процессами («подземный жар»)*, подчеркивал сопряженность поднятий и опусканий, сделал первую попытку выделить среди движений земной коры несколько типов, в частности более быстрые и более медленные. Дж. Хаттон уже связывает с проявлениями «подземного жара» вулканическую деятельность и магматизм вообще, считая главным типом движений земной коры вертикальные движения. Взгляды М. В. Ломоносова и Дж. Хаттона получили дальнейшее развитие в работах немецких ученых А. Гумбольдта и Л. Буха и оформились в виде первой научной тектонической гипотезы — гипотезы поднятия, которая в первой четверти XIX в. вытеснила непутистические взгляды А. Вернера и его последователей. С развитием геологического картирования на основе биостратиграфии во второй четверти XIX в. появляются систематики складчатых нарушений, описываются не только складки, но и надвиги. При этом складчатость объясняется отеснением слоев со сводов поднятий поднимающейся магмой (Б. Штудер). Складко- и горообразование, а также тесно связаный с ними по гипотезе поднятия вулканизм считаются происходящими повсеместно одновременно в виде катастроф всемирного значения. Эти катастрофические воззрения были постепенно преодолены с появлением знаменитого труда Ч. Ляйелля «Основы геологии» (1830 г.).

Третий этап (вторая половина XIX в.). Этот этап знаменуется прежде всего отказом от гипотезы поднятия и заменой ее гипотезой контракции (Л. Эли де Бомон, 1832—1852 гг.), основывавшейся на космогонической гипотезе Канта — Лапласа, т. е. на представлении об охлаждении земного шара и приспособлении земной коры путем ее смятия к сокращающемуся объему Земли. Гипотеза контракции лучше объясняла происхождение складчатых горных систем, особенно после того, как

* Одновременно он все же указывал, вслед за предшественниками, и на обрушение слоев в подземные пустоты.

было выяснено, что они рождаются в пределах особых зон — геосинклиналей. Учение о геосинклиналях зародилось в Америке (Дж. Холл, 1859 г.; Дж. Дэна, 1873 г.), но затем получило распространение и в Европе.

Французский геолог Э. Ог (1900 г.) противопоставил геосинклиналям устойчивые континентальные площади, затем получившие название платформ. Но решающий вклад в развитие учения о платформах был внесен русскими геологами, начиная с А. П. Карпинского и А. П. Павлова. К этому же этапу относится возникновение учения об изостазии (англичане Дж. Эри и Дж. Пратт, американец К. Деттон — автор термина).

Естественным завершением данного этапа явилось создание австрийским ученым Э. Зюссом фундаментального труда «Лик Земли» (1885—1909 гг.), в котором впервые, причем на основе гипотезы контракции, было дано описание тектонического строения всей поверхности земного шара. В эти же годы французский геолог М. Бертран (1887 г.) указал, что складчатые зоны континентов имеют разный возраст и принадлежат четырем основным эпохам горообразования — гуронской (докембрийской), каледонской, герцинской и альпийской.

Четвертый этап (первая половина XX в.). Рубеж XIX в. XX в. отмечен в геотектонике кризисом контракционной гипотезы, подорванной в своих астрономических (замена «горячей» космогонии Канта — Лапласа «холодными»), физических (открытие естественной радиоактивности с выводом о разогреве Земли) и геологических (открытие шарьяжей, требовавших очень значительного сокращения объема Земли за короткий срок) основах. Вместо контракционной гипотезы в начале века был выдвинут ряд других — подкорковых течений (О. Амфегер, 1906), пульсирующей (В. Бухер, 1933 г., М. А. Усов, 1939 г., В. А. Обручев, 1940 г.) и даже расширяющейся (Б. Линдеман, 1927 г.; О. Хильгенберг, 1933 г.; М. М. Тетяев, 1934 г.) Земли. Наиболее радикально отличной от всех этих гипотез явилась гипотеза перемещения материков (Ф. Тейлор, 1910 г.; А. Вегенер, 1912 г.), положившая начало новому направлению в геотектонике — мобилизму, допускающему крупные горизонтальные перемещения континентальных масс, в противоположность фиксизму, принимающему их фиксированное положение относительно подстилающей мантии. Но наибольший успех в 30-е — 50-е годы выпал на долю концепций, возродивших представления сторонников гипотезы поднятия о ведущем значении вертикальных, особенно восходящих движений в развитии земной коры и связавших эти движения с подъемом магмы, являющейся продуктом глубинной дифференциации вещества мантии Земли под влиянием разогрева радиогенным теплом (В. В. Белоусов, 1944 г. и до настоящего времени; голландский ученый Р. В. ван Беммелен, 1933 г. и позднее).

Одновременно на этом этапе продолжали разрабатываться более конкретные разделы геотектоники, в частности учение о геосинклиналях и платформах, в чем активное участие приняли советские геологи (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, А. В. Пейве, А. Л. Яншин, А. А. Богданов, М. В. Муратов и др.), а из зарубежных прежде всего Г. Штилле, Дж. М. Кэй, Ж. Обуэн. В Советском Союзе возникло учение о глубинных разломах (А. В. Пейве, 1945 г.); обособились в виде самостоятельных направлений неотектоника (В. А. Обручев, 1948 г.; Н. И. Николаев, 1949 г., С. С. Шульц, 1948 г.), сейсмоструктурология (И. Е. Губин, 1950 г.), широкое применение в геотектонике нашел формационный анализ (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Н. Б. Вассоевич и др.), началось интенсивное изучение современных движений (Ю. А. Мещеряков и др.).

В 30—40-е годы появились первые учебные руководства сначала по структурной геологии (Б. и Р. Уиллисы, Ч. Лизс, М. А. Усов), а затем по геотектонике (М. М. Тетяев, В. В. Белоусов). Преподавание курса геотектоники было начато в 30-е же годы в Ленинградском горном (М. М. Тетяев) и Московском геологоразведочном (Е. В. Милановский) институтах.

Пятый этап (с 60-х годов XX г.). К середине 50-х годов благодаря успехам научно-технической революции на вооружение геологов, геофизиков и геохимиков поступили новые приборы, расширившие возможности познания строения и развития земной коры и тектоносферы в целом. Началось интенсивное изучение ложа океанов, приведшее к установлению коренных отличий океанской коры от континентальной, к открытию мировой системы срединноокеанских хребтов, к обнаружению увеличения мощности осадков от хребтов к периферии океанов и др. Геофизики подтвердили существование в верхней мантии ослабленного слоя — астеносферы, открыли явления остаточной намагниченности горных пород (палеомагнетизм), периодической инверсии магнитного поля Земли. Все эти и другие открытия показали недостаточность фиксистских концепций тектогенеза, особенно в части происхождения океанов и обусловили неожиданный возврат к мобилизму, в новой форме так называемой тектоники литосферных плит (1962—1968 гг.). В итоге современное развитие геотектоники, а также других наук о Земле проходит под знаком господства идей неомобилизма.

Отметим также успехи в радиометрическом датировании горных пород, позволивших распространить историческую геотектонику на докембрий, охватывающий почти 8/9 истории Земли, а также начало применения результатов съемок поверхности Земли из космоса, указавшее на большую роль в строении земной коры кольцевых структур разного масштаба и так называемых линеаментов, широкое применение глубинного сейсмического зондирования для освещения строения зем-

ной коры и верхней мантии, глубоководное океанское и сверхглубинное континентальное бурение. Все эти достижения не могли не отразиться на состоянии теоретической геотектоники, в которой начиная с 60-х годов произошел настоящий революционный скачок.

Глава 2

СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНОСФЕРЫ; ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

§ 1. ТЕКТОНОСФЕРА И ЕЕ СТРОЕНИЕ

В понятии тектоносферы (тектосферы) объединяют земную кору и верхнюю мантию, т. е. твердую Землю до глубины около 700 км. Эта область является основной ареной тектонических процессов (движений и деформаций) и обнаруживает заметные латеральные неоднородности в своем составе и строении. Это не значит, однако, что лежащая глубже нижняя мантия не участвует в тектонических процессах и латерально однородна, но по отношению к верхней мантии и коре она относительно стабильна и однородна.

Земная кора практически почти сплошным слоем одевает твердую Землю, изменяя свою мощность от 0 до 70—75 км (максимум под горными сооружениями Анд и Гималаев) — рис. 1. Ее строение и состав очень различны под континентами и океанами. Под океанами мощность коры обычно составляет не более 7 км, возрастая к континентальному подножию за счет осадочного слоя. Кора океанов имеет трехслойное строение: 1) первый или осадочный слой мощностью в центральной их части не более 1 км и до 10—15 км и более на периферии, 2) второй или базальтовый* слой мощностью в 1,5—2 км, состоящий в основном из покровов базальтов с редкими и тонкими прослоями осадков; в нижней части развиты дайки долеритов, 3) третий слой, состоящий в основном из пород типа габбро с подчиненными ультраосновными разностями. Строение первых двух слоев освещено глубоководным бурением; состав третьего слоя известен по данным драгирования. Скорость распространения продольных сейсмических волн (v_p) в первом слое — 2,0—5,0 км/с, во втором — 4,5—5,5 км/с, третьем — 6,0—7,5 км/с. Земная кора континентов имеет в среднем мощность порядка 35—40 км, но достигает 50—70 и даже 75 км под гор-

* Ранее базальтовым ошибочно считался третий слой.

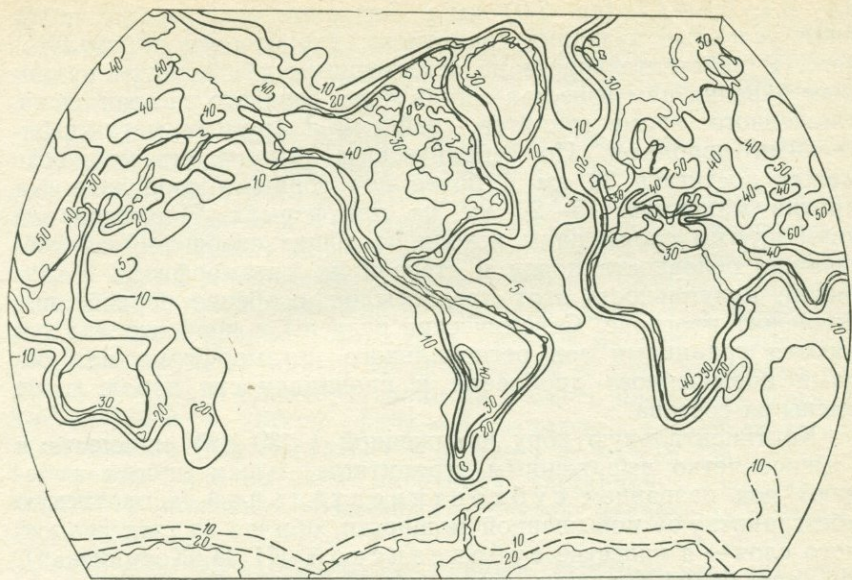


Рис. 1. Мощность земной коры (в км). По А. В. Балли (1979 г.)

ными сооружениями. Ранее для нее также принималось трех-слойное строение, но с учетом значительных отличий каждого из слоев от одноименных океанских теперь в СССР предложена четырехслойная модель. В качестве первого слоя в обеих моделях выделяется осадочный слой; его отличием от океанского эквивалента является достижение большей мощности — до 20—25 км и значительно больший диапазон возраста — до 1700 или даже 2500 млн. лет против 180 млн. лет в океанах. $v_p = 2,0—5,0$ км/с, с максимумом для карбонатных пород. Остальные два или три слоя континентальной коры часто объединяют в понятие консолидированной коры, что вполне оправдано, учитывая трудность и неоднозначность ее дальнейшего подразделения. В более традиционной двухслойной модели в консолидированной коре выделяют гранитный (гранитно-метаморфический, гранитно-гнейсовый) и базальтовый (гранулит-базитовый) слои, с $v_p = 5,5—6,5$ и $6,5—7,5$ км/с, разделенные так называемой поверхностью Конрада. Однако материалы глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) показали, что поверхность Конрада (К) далеко не всегда уверенно выделяется; Кольская сверхглубокая скважина, забуренная в консолидированной коре, не обнаружила этой границы до глубины 12 км, хотя на профиле ГСЗ она была намечена на глубине около 7 км. В новой модели, предложенной Н. И. Павленковой, в консолидированной коре выделяются три слоя, разделенные поверхностями K_1 и K_2 , с v_p соответственно равными 5,5—6,4;

6,4—6,7; 6,8—7,7 (ср. 7,0) км/с. Эти слои еще раньше получили условные названия гранитного, диоритового и базальтового. В действительности по естественным обнажениям и данным бурения нам известен состав лишь верхнего из этих слоев, сложенного, кроме гранитов, гнейсами и другими метаморфическими породами. По сейсмическим данным, его мощность может достигать 30 км и более под горными сооружениями против максимум 15—20 км на платформах. Наименования двум другим слоям даны исходя из общих сообщений об увеличении основности пород и степени их метаморфизма с глубиной; правильность этих предпосылок, особенно первой, еще подлежит проверке. Сейсмические разделы в коре нередко являются границами зон регионального метаморфизма или зонами повышенного дробления и проницаемости пород, а не смены их состава.

Континентальную кору пониженной (<30 км) мощности и с менее четко выраженным «гранитным» слоем иногда выделяют под названием субконтинентальной, а океанскую «безграницную» повышенной мощности, обычно за счет осадочного слоя — в качестве субокеанской (И. П. Косминская). Но, как будет показано ниже, эти термины лучше использовать в генетическом смысле, называя субконтинентальную кору, переходную (в смысле развития) от океанской к континентальной, а субокеанской — от континентальной к океанской.

Гораздо более отчетливо выражен, как правило, раздел между земной корой и верхней мантией — поверхность Моховичича (Мохо, или просто М), на которой наблюдается скачок v_p от 7,5—7,7 до 7,9—8,2 км/с, а нередко и больше, за счет меньших значений в низах коры. Тем не менее в ряде районов, например на Украинском щите (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов), переход от коры к мантии носит более сложный характер и выделяется несколько поверхностей М (M_1 , M_2 и т. д.). В океанах достоверно известно, что ниже поверхности М залегают серпентинизированные, а затем и нормальные ультрабазиты — перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты), дуниты, местами выступающие на поверхность дна, а в скалах Св. Павла в Атлантике против берегов Бразилии — даже над поверхностью океана. Под континентами состав верхней мантии нам известен по более косвенным данным — включениям в лавах вулканов, кимберлитах из трубок; из них можно заключить, что и здесь мантия в основном имеет ультраосновной состав, но с некоторым участием глубокометаморфизованных основных пород — эклогитов. Есть основания предполагать, что верхняя часть мантии вторично обеднена рядом компонентов, в том числе кремнеземом, щелочами, ураном, торием, редкими землями благодаря выплавлению из нее базальтовых пород земной коры. Эта «истощенная» («деплетированная») мантия простирается под континентами на большую глубину, чем под океанами, сменяясь глубже «неистощенной» («недеплетирован-

ной») корой, обогащенной указанными элементами. Средний первичный состав мантии должен быть близок к шпинелевому лерцолиту или гипотетической смеси перидотита и базальта в пропорции 3:1 — пиролит.

На глубине около 400 км начинается быстрое возрастание скорости сейсмических волн; отсюда до 700 км простирается так называемый слой Голицына. Это возрастание скорости упругих колебаний объясняется, скорее всего, увеличением плотности вещества мантии примерно на 10 % в связи с переходом одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов: оливина в шпинель, пироксена в гранат. В отношении границы верхней и нижней мантии выдвигается аналогичное, в принципе, предположение — здесь возможен переход граната в ильменит, шпинели в смесь ильменита и периклаза (либо в другую фазу — β , а затем γ — шпинель), существование (Mg, Fe, SiO₃) в форме перовскита. Однако эксперименты при высоких давлениях заставляют допускать и некоторое изменение химического состава: увеличение отношения Fe/Mg.

Внешнее ядро Земли, по данным сейсмологии, является жидким, а внутреннее — снова твердым. Состав ядра принимается железным, но, опять-таки по экспериментальным данным, с небольшой примесью никеля, а также серы, либо кислорода, либо кремния.

Литосфера и астеносфера. Земная кора и мантия это понятия геологические, вещественные; возникла, однако, необходимость выделения наряду с ними в верхней части твердой Земли, тектоносфере оболочек по их физическому, точнее геологическому* состоянию. Такими оболочками являются литосфера и подстилающая ее астеносфера. Литосфера, первоначально отождествлявшаяся с корой, на большей части Земли охватывает кору и верхнюю часть мантии. Она отличается упругими свойствами в верхней части и упруго-пластичными (вязкими) — в нижней. Это относительно хрупкая оболочка — в ней развиваются и сохраняются разрывы, к ней в основном приурочены очаги землетрясений. Но выделение литосферы имеет смысл лишь при ее противопоставлении астеносфере. Астеносфера более пластичная, т. е. менее вязкая, оболочка Земли была первоначально выделена, вернее предсказана, Дж. Баррелом (1916 г.) как оболочка, по отношению к которой осуществляется изостатическая компенсация. Напомним, что понятие об изостазии, равновесном состоянии коры относительно мантии, возникло в середине XIX в., когда было обнаружено, что горные сооружения не создают, вопреки ожиданию, избыточного притяжения. Это заставило предположить (гипотеза Дж. Эри), что горы обладают корнями, погруженными

* Реология — наука о деформациях и течении вязких веществ.

в мантию. Денудация гор должна вести к поднятиям, возникновение дополнительной нагрузки на кору (ледники, вулканы, осадки) — к прогибанию. Но этот процесс изостатического выравнивания осуществим лишь в том случае, если кора подстилается оболочкой, по своим свойствам близкой к жидкости, способной к перетеканию. Ею и могла быть астеносфера. Существование астеносферы было подтверждено лишь много позже, в 50-е годы (Б. Гутенберг), когда было обнаружено, что на некоторой глубине уже внутри мантии происходит либо замедление, либо даже снижение скорости прохождения сейсмических волн, вопреки нарастанию давления. Объясняется это влиянием еще более значительного нарастания температуры, благодаря которому некоторая часть вещества мантии (~1 %) переходит в расплавленное состояние (твердые зерна в жидкой пленке или капле жидкости).

В первое время после установления существования астеносферы представлялось, что ее свойства мало изменяются по латерали, а глубина залегания довольно постоянна — 50—60 км под океанами, 100—200 км под континентами. В дальнейшем оказалось, что действительная картина много сложнее. Выяснилось, что под рифтовыми зонами срединноокеанских хребтов кровля астеносферы местами залегает на глубине всего 2—3 км от поверхности дна, в частности под Восточно-Тихоокеанским поднятием. На периферии океанов глубина залегания астеносферы возрастает до 80—100 км, а под континентами она залегает еще глубже и в их центральных частях, под платформами и особенно щитами, она не «прощупывается» до глубин 150—200 км (рис. 2). Кроме сейсмологического метода обнаружения астеносферы — по уменьшению или хотя бы прекращению увеличения скорости распространения сейсмических колебаний с глубиной, стал использоваться предложенный А. Н. Тихоновым метод магнитотеллурического зондирования, в котором показателем существования астеносферы служит возрастание электропроводности, также связанное, очевидно, с переходом части мантийного материала в расплавленное состояние. Более косвенным сейсмологическим показателем достижения астеносферы служит предельная глубина распространения очагов землетрясения. Установлено, что в пределах сводовых частей молодых горных сооружений кровля астеносферы поднимается до глубин 20—25 км от поверхности. Это означает, что здесь, как и в осевых зонах срединноокеанских хребтов, кровля астеносферы пересекает границу кора — мантия и, таким образом, в этих высокоподвижных зонах объем литосферы оказывается меньше объема земной коры, в то время как в спокойных районах, занимающих преобладающую часть земной поверхности, литосфера охватывает не только кору, но и существенную часть мантии. Заметим, что зоны резкого уменьшения мощности литосферы за счет подъема поверхности астеносферы совпадают с зонами антиизостатических восходя-

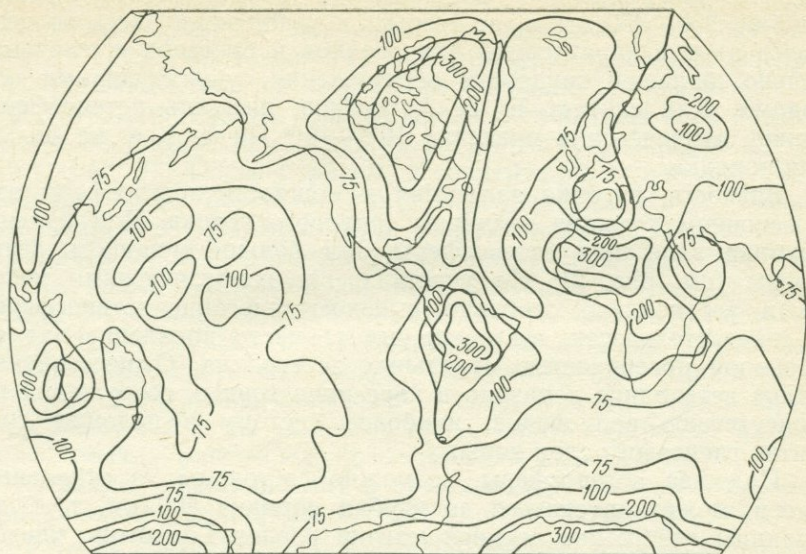


Рис. 2. Мощность литосферы (в км). По А. В. Балли (1979 г.)

сих движений, т. е. движений, направленных на дальнейшее нарушение, а не восстановление изостатического равновесия.

То обстоятельство, что в центральных частях континентальных платформ астеносфера не обнаруживается до глубины 200—250 км, породило сомнение в непрерывности ее распространения, т. е. в том, что она может рассматриваться как сплошная оболочка Земли. Некоторые геофизики считают, что правильнее говорить не об астеносфере, а об отдельных астенолинзах, выклинивающихся по простиранию. Этот вывод имел бы большое значение (негативное) по отношению к возможности крупных горизонтальных смещений континентальных блоков литосферы по поверхности астеносферы (см. главу 10). Однако он вызывает серьезные сомнения. Астеносфера должна существовать везде, где осуществляется изостатическое равновесие*, т. е. отсутствуют изостатические аномалии, в особенности под континентальными и океанскими платформами, включая, естественно, кристаллические щиты. Подтверждением этого служит факт изостатической уравновешенности ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии благодаря прогибанию земной коры под ними, а также быстрого подъема (всплывания) Балтийского и Канадского щитов после снятия ледовой нагрузки. Причина кажущегося отсутствия астеносферы под щитами

* Термин астеносфера был впервые предложен Дж. Барделом еще в 1916 г. для объяснения уравновешенности коры относительно мантии в соответствии с законом Архимеда.

mergene, ca 17

заключается, очевидно, во-первых, в ее залегании местами глубже 200—250 км и, во-вторых, в увеличении здесь ее вязкости против характерной для океанов и орогенов и, следовательно, большей трудности обнаружения существующими методами. Как считает Е. В. Артюшков, вязкость астеносферы может изменяться в пределах 10^{16} — 10^{19} Па·с, т. е. на целых три порядка.

Вязкость, глубина залегания и мощность астеносферы это в основном функция величины теплового потока. Чем больше глубина залегания астеносферы, тем больше мощность литосферы (см. рис. 2). На участках, где геофизическими методами установлено особенно высокое залегание астеносферы, в действительности, возможно, имеет место появление над ее основной поверхностью отдельных астенолинз. Существование таких астенолинз доказано в коре ряда горных сооружений по присутствию волноводов, наиболее частому в подошве гранитно-гнейсового слоя коры.

Подошва астеносферы, возможно состоящей из отдельных слоев, может опускаться до глубин порядка 400 км, т. е. до границы собственно верхней мантии и слоя Голицына, иногда называемого мезосферой*.

§ 2. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

Отмеченные в § 1 настоящей главы существенные отличия континентальной и океанской коры показывают, что основными структурными элементами земной коры являются континенты и океаны, понимаемые в геофизическом, а не географическом смысле, т. е. граничащие не по береговой линии, а по зоне выклинивания континентальной коры, т. е., грубо говоря, по континентальному подножию. В этом понимании континенты слагают 2/5 коры, океаны остальные 3/5; им отвечают основные ступени рельефа земной поверхности, разделенные перепадом порядка 5 км. Различия между корой континентов и океанов распространяются на верхнюю мантию, значительная и притом истощенная часть которой под континентами входит в состав литосферы, обладающей здесь мощностью вдвое — вчетверо большей, чем под океанами. На больших протяжениях, особенно в Тихом океане граница континент — океан определяется сверхглубинными разломами — так называемыми зонами Беньофа, достигающими местами глубины порядка 700 км, т. е. границы между верхней (включая слой Голицына или мезосферу) и нижней мантией.

Литосфера может быть подразделена в латеральном направлении и по другому, не структурному, а геодинамическому принципу — на отдельные плиты — литосферные плиты, разделенные швами, к которым приурочена вся основная тек-

* Мезосфера включает и подастеносферные низы верхней мантии.

тоническая, в том числе сейсмическая, а также магматическая активность Земли. Основанием для выделения литосферных плит, а также проведения границ между ними служит распределение эпицентров землетрясений, наглядно показывающее их концентрацию в узких полосах вдоль границ плит и их практическое отсутствие или редкость на больших площадях внутри плит (рис. 3). Таким образом, в современной структуре Земли выделяют семь основных плит: Североамериканскую, Южноамериканскую, Евразийскую, Африканскую, Индийско-Австралийскую, Антарктическую, Тихоокеанскую (рис. 4). Эти плиты, кроме Тихоокеанской, включают как континентальные, так и океанские участки. Кроме них выделяется такое же число более мелких плит. Некоторое исключение составляют современные орогенные пояса (Кордильерский, Средиземноморский, Центрально-Азиатский, Северо-Востока Азии), представляющие, как мы увидим в конце книги, агломерат из еще более мелких плит — так называемых микроплит.

Основная площадь плит в пределах континентов и океанов принадлежит устойчивым блокам коры и литосферы — платформам, соответственно континентальным и океанским; последние чаще именуются океанскими плитами (см. главу 5). Платформы отличаются в общем плоским, равнинным рельефом, которому соответствует субгоризонтальное положение поверхности Мохо, выдержанной мощностью соответственно 30—40 и 5—7 км и однообразным строением земной коры, а также литосферы. Именно к ним относятся понятия о типичной континентальной и океанской коре.

К границам между литосферными плитами в океанах приурочены срединноокеанские подвижные пояса — хребты, а их осевые обычно рифтовые зоны непосредственно отвечают этим границам. По периферии океанов, в переходных зонах между ними и континентами, в непосредственном тылу зон Беньофа простираются геосинклинальные подвижные пояса окраинно-континентального типа. Другой тип этих поясов — межконтинентальный протягивается между континентальными плитами (например, современный Средиземноморский пояс между Евразийской и Африканской плитами).

Восточное продолжение этого пояса, проходящее уже между Евразийской и Индостанской (Индийско-Австралийской) плитами, представлено еще одним типом подвижных поясов — орогенным. Среди орогенных поясов различаются два типа: 1) эпигеосинклинальные, образовавшиеся непосредственно из геосинклиналей, и 2) эпиплатформенные, возникшие на месте первых в результате их (обычно частичного) возрождения после достаточно длительного господства платформенного режима. Для рельефа геосинклинальных поясов характерно чередование глубоководных морских бассейнов и островных дуг, окаймленных обычно со стороны океана желобами. Размах рельефа здесь достигает максимальной амплитуды —

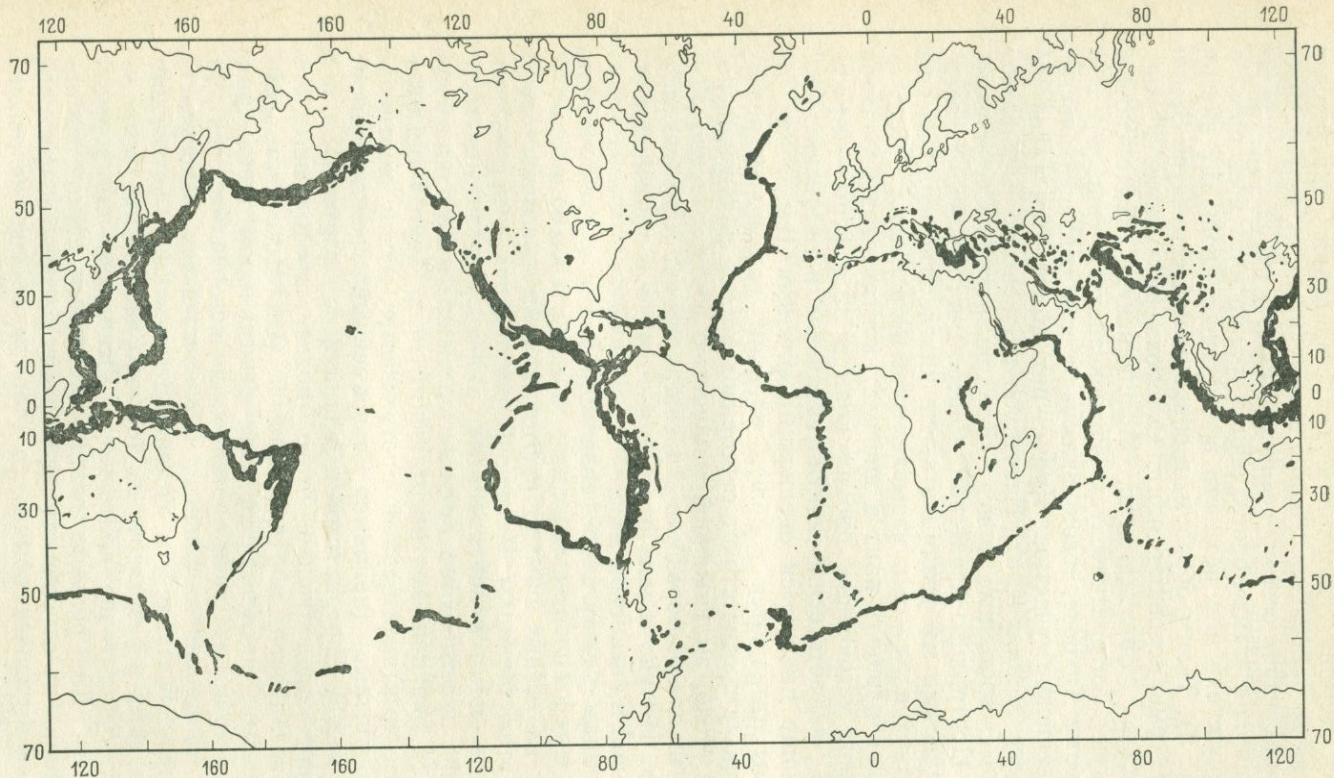


Рис. 3. Сейсмичность Земли за период 1960—1980 гг. По А. Ф. Эспиноса, Р. Райнхарту и М. Тарп (1981 г.), сильно упрощено

Заливкой показано расположение эпицентров землетрясений с магнитудой $> 4,5$

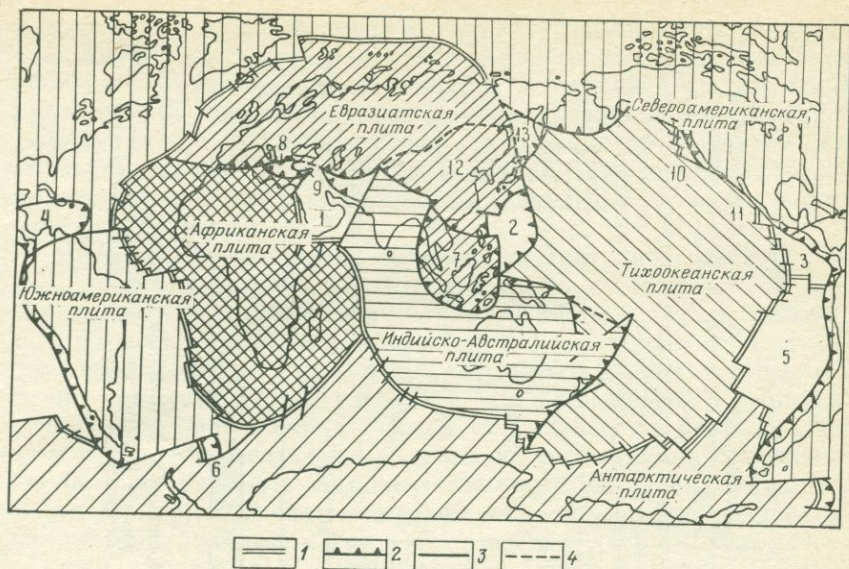


Рис. 4. Литосферные плиты Земли

1—3—границы плит: 1—оси спрединга (наращивания коры); 2—зоны субдукции (поглощения коры); 3—скольжения (трансформные разломы); 4—условные границы. Малые плиты и микроплиты: 1—Аравийская, 2—Филиппинская, 3—Кокосовая, 4—Карибская, 5—Наска, 6—Южно-Сандвичева, 7—Индокитайская, 8—Эгейская, 9—Анатолийская, 10—Хуандефука, 11—Ривера, 12—Китайская, 13—Охотская

до 15 км. Резко изменяются и строение и мощность коры — от океанской или субокеанской в глубоководных котловинах до субконтинентальной или континентальной в островных дугах. В орогенах кора континентальная и достигает максимальной мощности 55—75 км. Мощность литосферы оказывается сокращенной, а поверхность астеносферы приподнятой под всеми подвижными поясами.

Таким образом, в океанической коре выделяются срединно-океанские хребты и океанские плиты (платформы), в континентальной коре — континентальные платформы, эпиплатформенные и эпигеосинклинальные орогенные пояса. Переходные зоны между континентами и океанами (кроме так называемых пассивных континентальных окраин — см. главу 5) заняты геосинклинальными подвижными поясами. Эти шесть типов структурных элементов, выраженных не только в земной коре, но и в надастеносферной мантии, являются элементами второго порядка по отношению к континентам и океанам (рис. 5). Каждый из этих элементов характеризуется своим тектоническим и эндогенным режимом — определенным типом проявления тектонических движений, а также магматизмом, геофизическими полями, рельефом, различием осадконакопления.

На рис. 5 структурные элементы океанов и континентов составляют определенный ряд. Как мы увидим дальше, этот

ряд является эволюционным и отражает последовательность их взаимоперехода в процессе прогрессивного развития, а в более широком плане переход от океанов к континентам, от более примитивной океанской коры к более сложной по составу и мощной континентальной. Однако в природе это развитие оканчивается частично обратимым и иногда идет в обратном направлении — от континентов к океанам через процесс рифтогенеза (см. главу 8).

Выделенные два ранга крупнейших тектонических структур объединяют в понятие глубинных структур, так как они охватывают не только земную кору, но и верхнюю мантию, т. е. всю тектоносферу. По площади они являются глобальными (планетарными). Разделяющие их часто разломы соответственно именуют глубинными разломами. Глубинным структурам противопоставляются слагающие их более мелкие коровые или региональные, их разделяют и осложняют коровые же разрывы. Коровые структуры по своему масштабу могут быть разделены на крупные — сотни, многие десятки километров в длину, средние — первые десятки километров в длину, мелкие — единицы километров в длину. Средние и мелкие структуры геологи-нефтяники нередко называют локальными структурами.

Коровые структуры могут быть разделены и по другому признаку. Часть из них являются общекоровыми, охватывая кору на всю или большую часть ее мощности; другая часть это покровные или чехольные структуры, локализованные в пределах осадочной оболочки.

Как глубинные, так и коровые структуры распадаются на две категории — плавные или связные и разрывные. Первые представляют изгибы разного масштаба, формы и происхождения, образующиеся без нарушения сплошности слагающих их пород. Изгибы корового типа называются складками и составляют складчатые или пликативные дислокации. Изгибы глубинного типа можно называть структурными волнами (М. А. Усов) или мегаскладками (С. С. Шульц). Складчатым, пликативным дислокациям противопоставляют разрывные, или дизъюнктивные (глубинные и коровые) разрывы. Кроме того, целесообразно выделить инъективную форму дислокаций (Ю. А. Косыгин), к которой относятся как соляные и глиняные диапиры и грязевые вулканы, так и интрузивные магматические внедрения.

§ 3. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Попытки выделить определенные типы движений земной коры предпринимались с самого начала развития научной геологии: уже М. В. Ломоносов делил эти движения на медленные и быстрые, связывая с последними землетрясения. Но первая классификация, удержавшаяся в литературе (в западной до наших дней), принадлежит американскому геологу, исследова-

телю Скалистых гор Г. К. Гилберту (1890 г.); она приобрела популярность после ее конкретизации немецким геологом Г. Штилле (1913 г.). Г. К. Гилберт разделял тектонические движения на эпейрогенические, или создающие континенты, и орогенические, или создающие горы. В понимании Штилле эпейрогенез это медленные и длительные поднятия обширных областей земной поверхности, сопровождающиеся трансгрессиями и регрессиями морей и не вызывающие существенных изменений структуры коры этих областей. Орогенез это движения кратковременные, проявляющиеся лишь эпизодически, т. е. время от времени, но со значительной интенсивностью и одновременно в пределах относительно ограниченных областей в разных частях Земли; эти движения вызывают перестройку структуры последних и возникновение горного рельефа в их пределах. В соответствии с господствовавшей контракционной гипотезой как эпейрогенические, так и орогенические движения считались результатом приложения горизонтально ориентированных сжимающих усилий — орогенические более интенсивных, эпейрогенические — ослабленных.

Главным недостатком классификации Гилберта — Штилле является объединение в понятии орогенеза двух фактически различных типов движений и деформаций — создающих складки и разрывы и создающих горы. Такое отождествление этих процессов вытекало из контракционистских представлений авторов, когда считалось, что горные сооружения образуются нагромождением складок. Между тем выяснилось, что образование складок не обязательно сопровождается горообразованием, а образование гор — складчатостью. Последнее относится к эпиплатформенным орогенам, а в эпигеосинклинальных орогенах основная складчатость предшествует главному горообразованию. Так как термин орогенез означает горообразование, в советской (но не зарубежной) литературе этот термин сохранен именно в этом смысле.

С отказом большинства геологов от контракционной гипотезы возникла необходимость в новой классификации тектонических движений. В нашей стране такая классификация была впервые предложена М. М. Тетяевым и усовершенствована В. В. Белоусовым. В ней предусматривалось разделение движений на колебательные, с дальнейшим выделением общих и волновых колебаний*, складчатые и разрывные. Следует отметить, что термин колебательные движения был применен еще во второй четверти XIX в. русским геологом А. Д. Озерским, а в последней четверти того же века А. П. Карпинский писал о волнообразно-колебательных движениях. Под общими колебаниями имеются в виду перемежающиеся поднятия и опускания обширных территорий, под волно-

* Собственно колебательные и волновые движения Н. Б. Вассоевича — В. Е. Хаина.

выми колебаниями — длительные поднятия или опускания более ограниченных областей. Причиной тех и других считаются вертикальные движения земной коры, рассматриваемые как первичные; складчатые и разрывные движения — их производными. Так как колебательные движения примерно соответствуют эпейрогенезу Гилберта — Штилле, а складчатые и разрывные — орогенезу (не в смысле горообразования), то можно видеть, очевидно, что их соотношения трактуются в классификации Тетяева — Белоусова обратно первой классификации.

Классификация Тетяева — Белоусова также оказалась малоудовлетворительной — в ней смешиваются понятия движений и деформаций. Образование складок или разрывов это результат деформаций, которые могут быть связаны с однотипными движениями одинаковой интенсивности, но проявляющимися в разной форме в зависимости от реологических свойств пород. Кроме того, определенная категория разрывов — глубинные разломы — сочетаются с волновыми движениями («колебаниями»), и движения, их порождающие, относятся к тому же рангу. И, наконец, современная тектоническая наука вернулась к представлению об определяющей роли горизонтальных (тангенциальных) движений в тектогенезе, что противоречит исходному положению классификации Тетяева — Белоусова.

Заметим далее, что обе основные классификации тектонических движений являются чисто описательными и характеризуют эти движения в основном по их результатам. Явно необходима генетическая классификация движений, но вопрос об их причине, их механизме является спорным. Некоторым шагом в направлении создания такой классификации являются попытки разработки классификации тектонических движений по глубине их зарождения, предпринятые В. Е. Хаиным и В. В. Белоусовым исходя из того принципа, что чем шире площадь, охваченная однозначными движениями и деформациями, тем глубже лежит источник их возбуждения. Соответственно предлагается различать движения поверхностные или верхнекоровые, коровые или общекоровые, глубинные и сверхглубинные или верхне- и общемантийные. Однако такое разделение движений требует более основательного, чем достигнутое к настоящему времени, знания глубины зарождения движений разного типа. Поэтому на современном уровне наших знаний рекомендуется ограничиться чисто кинематической классификацией. С ее позиций тектонические движения могут характеризоваться как вертикальные и горизонтальные с разделением первых на колебательные и направленные, вернее коротко- и долгопериодические, а обоих типов на медленные, вековые и быстрые, скачкообразные (сейсмогенные), а также интенсивные и слабые. Необходимо иметь в виду определенную условность разделения движений на вертикальные и горизонтальные, ибо в реальной обстановке тектоносферы одни

и те же ее деформации могут иметь горизонтальную и вертикальную компоненту перемещений. Например, горообразование с ярко выраженным вертикальным поднятием может быть связано горизонтальному сжатию с сокращением поперечника основания поднятия.

Глава 3

СОВРЕМЕННЫЕ И НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Выше уже указывалось, что изучение новейших движений земной коры выделилось в самостоятельную ветвь геотектоники — неотектонику. Связано это с особенностями развития структуры земной коры на новейшем этапе, начиная с олигоцена, т. е. за последние 40 млн. лет, а также со спецификой применяемых при этом методов. Дело в том, что к олигоцену уже сложились, в виде близком к современному, основные черты структуры и рельефа Земли. Последнее определило возможность решения обратной задачи — по современному рельефу судить о направленности, амплитуде и скорости новейших движений, что и составляет основу геоморфологических методов их изучения. Из этапа новейших движений особо выделяют современные, а иногда еще и молодые движения. Под современными движениями и обычно понимают движения последних трех веков, когда для их изучения стали применяться инструментальные, геодезические методы. Начало их применения относится к XVIII в., когда знаменитый шведский естествоиспытатель А. Цельсий, заинтересовавшись колебаниями уровня Балтийского моря, сделал засечки на гранитных скалах шведского побережья (позже И. Д. Черский сделал то же на берегах Байкала). В XIX в. по таким засечкам в Швеции и Финляндии установили, что северная часть этого побережья испытывает поднятие, южная — опускание. Наряду с новейшими и современными иногда различают еще молодые движения, понимая под последними движения голоценовой эпохи, т. е. последних 10—12 тыс. лет. К изучению этих движений привлекается историко-археологический метод, основанный на том, что многие сооружения античной древности и более позднего времени были расположены на морском побережье и некоторые довольно точно привязаны к береговой линии, а теперь или затоплены, или подняты на значительную высоту. В благоприятных условиях это дает возможность определить скорость поднятий или опусканий, принимая во внимание, однако, собственные колебания уровня моря.

§ 1. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Существуют два основных метода изучения современных вертикальных движений: водомерный и повторного нивелирования.

Водомерный метод. Начиная с 80-х годов прошлого столетия, во многих портах мира были установлены водомерные приборы — сначала рейки, затем мареографы с самозаписывающим устройством для наблюдений за изменением положения уровня моря. Эти изменения обусловлены двумя причинами: 1) собственными, так называемыми эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, обязанными изменению объема его водной массы или рельефа дна; 2) поднятием или опусканием берегов. Алгебраическое суммирование результатов наблюдений по всем портам мира, где установлены водомерные приборы, показывает, что в последнее столетие происходит систематическое повышение уровня океана со скоростью примерно 1,2 мм/год. Оно вызвано, скорее всего, таянием ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии в связи с потеплением климата Земли. Между тем регистрируемые изменения уровня имеют, как правило, более высокие значения и различный знак, что указывает на решающее значение второго фактора — движений береговой суши. Очевидно, чтобы получить правильное представление об амплитуде и скорости последних, надо вычесть (в случае опускания) или сложить с замеренной величиной эвстатическую компоненту — 1,2 мм/год.

Водомерные наблюдения ведутся не только на берегах океанов и морей, но и на крупных озерах и реках, где интерпретация их результатов не отличается от вышесказанной.

Метод повторного нивелирования. По мере строительства железных дорог появилась необходимость периодического высокоточного нивелирования вдоль их линий для обеспечения безопасности движения. Повторное нивелирование выявило изменение отметок реперов со временем. Оказалось, что в большинстве случаев эти изменения нельзя объяснить деформацией поверхности за счет экзогенных явлений (просадка или выпучивание грунта), что они носят систематический характер, т. е. происходят в данном пункте с одним знаком и что этот знак обычно совпадает со знаком той структуры, на которой репер расположен. Это привело к выводу, что основной причиной смещения реперов являются движения земной коры и что, следовательно, результаты повторного нивелирования вдоль железнодорожных линий могут быть использованы для выявления современных вертикальных движений суши (рис. 6). При этом необходимо увязать между собой измерения вдоль различных линий и привязать их к уровню океана в портах, где ведутся водомерные наблюдения. Подобная обработка данных повторного нивелирования позволила составить карту современных движений европейской части СССР (1958, 1963 гг.), а затем

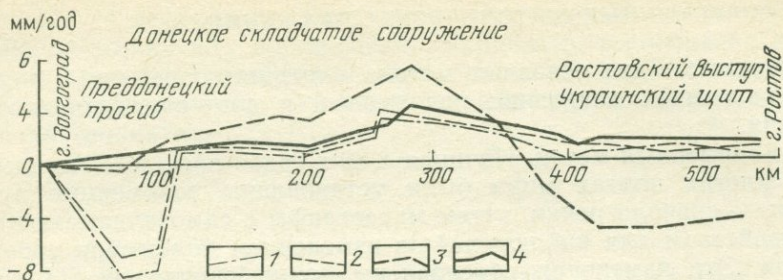


Рис. 6. Современные вертикальные движения по линии Волгоград—Ростов-на-Дону. Кривые — скорости вертикальных движений, вычисленных путем сравнения нивелирования разных лет. По В. А. Матцковой (1965 г.)

1 — по первому и второму нивелированиям (интервал 43 года); 2 — по первому и третьему нивелированиям (интервал 51 год); 3 — по второму и третьему нивелированиям (интервал 8 лет); 4 — по первому и второму нивелированиям (уравнение значения скорости движений)

и всей Восточной Европы (1971 г.); карты эти были составлены под руководством Ю. А. Мещерякова.

В дальнейшем повторное высокоточное нивелирование вошло в комплекс наблюдений, производимых на специальных геодинимических полигонах, которые организованы в нашей стране в ряде районов (пос. Гарм в Таджикистане, окрестности Ашхабада, Ташкента, оз. Баскунчак в Астраханской области, Кольский полуостров и др.).

Результаты изучения современных вертикальных движений обоими описанными выше методами показали, что они происходят со скоростью от долей до нескольких миллиметров, реже более 10 мм/год. В большинстве случаев, как отмечалось, знак движений согласуется со структурным планом, указывая на унаследованное развитие поднятий и прогибов; для Русской равнины такое соответствие наблюдается примерно в 70% случаев. Тем не менее, в ряде районов знак движений и структур не совпадает (рис. 7): — так, например, Прикаспийская впадина по данным нивелировок испытывает поднятие, а Урал с прилегающими районами — опускание (но относительное поднятие в сравнении с непосредственным обрамлением). Парадоксально то, что на Русской равнине местами, например в центральной части Украинского щита, скорость поднятий оказывается не меньшей, чем на Кавказе — более 10 мм/год. Если допустить, что поднятие здесь шло с такой скоростью хотя бы в течение всего последнего миллиона лет, оно должно было создать (без поправки на денудацию) горы высотой в 10 км! И вообще скорость современных движений оказывается минимум на один-два порядка выше, чем измеренная методом анализа мощностей для движений более отдаленного геологического прошлого, и на порядок выше, чем установленная геоморфологическими методами для новейших движений. Этот «парадокс скоростей» может иметь двойное объяснение: 1) реальное ускорение верти-

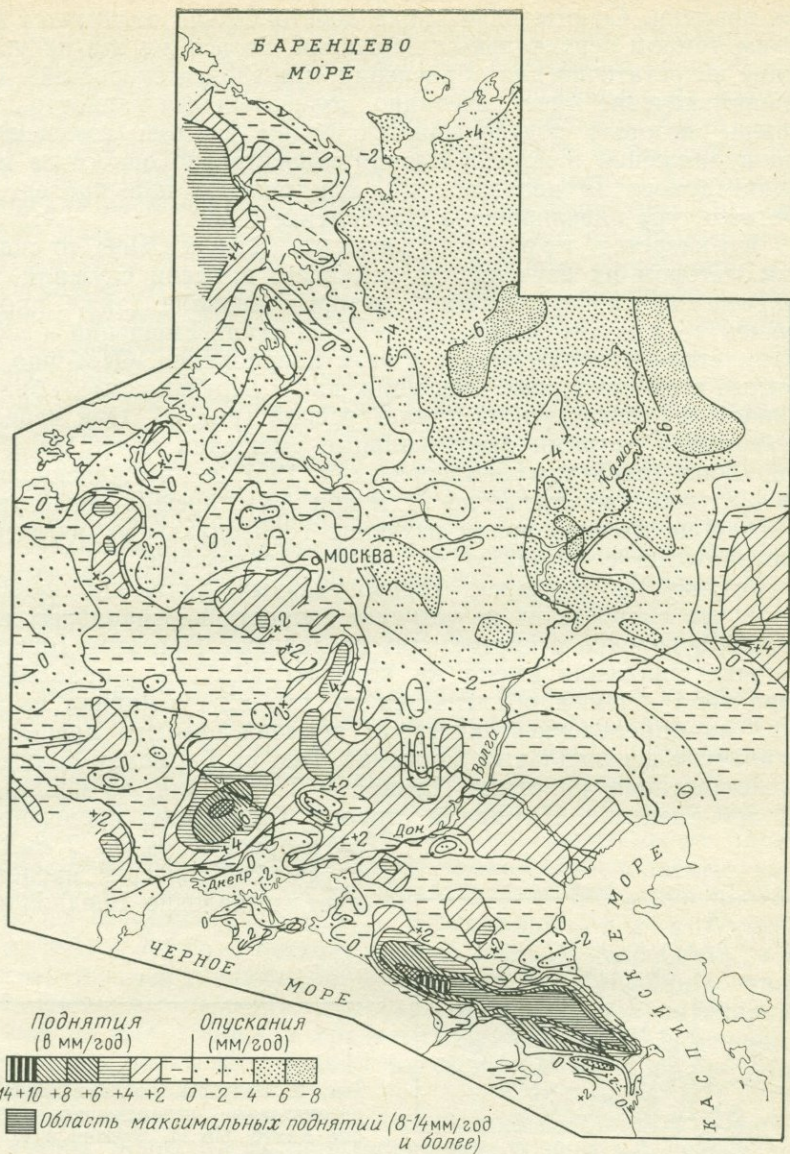


Рис. 7. Фрагмент карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (главный редактор Ю. А. Мещеряков, 1973 г., с изменениями)

кальных движений в новейшую и особенно современную эпоху и 2) вертикальные движения имеют колебательный характер и истинное представление об их скорости может дать лишь алгебраическое суммирование за достаточно длительный промежу-

ток времени. Современная эпоха действительно отличается высоким темпом вертикальных движений, но все же это их ускорение недостаточно для объяснения «парадокса скоростей». Основное значение имеет, очевидно, колебательный характер движений, который подтверждается рядом фактов: изменением знака движений в портах Каспия относительно одного из них, принимаемого за неподвижный, или реперов при проведении третьего тура нивелировок в Прибалтике и др.

Что касается горизонтальных движений, то основным методом их изучения до недавнего времени служили повторные триангуляции*, которые вначале также проводились не в целях выявления тектонических смещений и лишь затем стали использоваться в этом направлении. Особенно заметные горизонтальные смещения, как и вертикальные, обнаруживаются после крупных землетрясений (рис. 8). Они нередко измеряются метрами (вертикальные смещения почти до 10 м при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. и Аляскинском 1964 г.; горизонтальные до 21 м при Аляскинском землетрясении). В настоящее время изучение горизонтальных движений производится с помощью лазерных дальномеров.

Результаты изучения горизонтальных движений показывают, что скорость их не уступает скорости вертикальных движений, а нередко и превосходит последнюю. При этом горизонтальные движения имеют не колебательный, а направленный характер**, чем и объясняется то, что их суммарная амплитуда за определенный интервал времени намного превышает амплитуду вертикальных движений. Так, на Гармском полигоне, расположенном на стыке Памира и Тянь-Шаня, за последние 40 лет смещение Памира в сторону Тянь-Шаня, происходило со скоростью около 2 см/год.

Особый интерес представляет выявление предполагае-

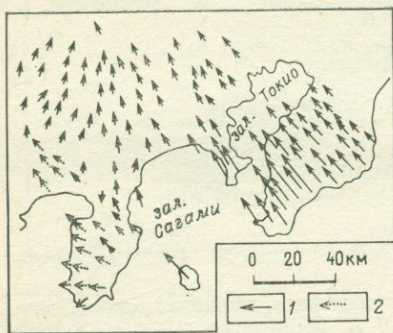


Рис. 8. Векторы, показывающие горизонтальные перемещения в районе Канто. По И. Фудзии и К. Накане (1983 г.)

В течение: 1 — 1924—1980 гг.; 2 — 1931—1980 гг. Величина стрелки указывает на интенсивность перемещения с максимальным значением 2 м

* В настоящее время вместо триангуляций производятся трилатерации, при которых измеряется длина не одной, а всех сторон треугольника.

** Исключение составляют кратковременные обращения знака движений во время крупных землетрясений, отмеченные для Токийского землетрясения 1923 г.

мых относительных смещений литосферных плит. Прежние попытки измерения этих смещений путем повторного определения географических координат пунктов, расположенных на разных континентах, обычным астрономическим методом были признаны недостаточно надежными. В настоящее время используются два других, значительно более точных метода повторного измерения расстояния между удаленными пунктами: 1) с помощью лазерных отражателей, установленных на Луне или на искусственных спутниках Земли; 2) с помощью регистрации радиосигналов от квазаров (длиннобазовый радиоинтерферометрический метод). Наблюдения этими методами уже организованы в международном масштабе и существует надежда, что в ближайшие годы будут получены первые достаточно точные результаты. Тем временем в 1983 г. были опубликованы первые результаты 8-летних наблюдений третьим — доплеровским методом со спутников. Эти данные подтвердили реальность смещений литосферных плит и в отдельных случаях показали совпадение направления предполагаемого смещения, но со скоростью, вдвое превышающей рассчитанную для значительно более длительного времени по линейным магнитным аномалиям (см. главу 5).

Подобное совпадение отмечено и для данных о современных и голоценовых горизонтальных движениях.

На основании изучения современных движений установлено, что вся поверхность Земли в современную эпоху охвачена этими движениями, происходят как вертикальные, так и горизонтальные движения, первые носят колебательный, а вторые — направленный характер. Поскольку скорость вертикальных движений, замеренная в подвижных поясах и на континентальных платформах, оказывается соизмеримой, можно предполагать, что на платформах колебательный характер этих движений проявлен более отчетливо, чем в подвижных поясах, т. е. что здесь они являются более короткопериодическими. В подвижных поясах вертикальные движения также более дифференцированы по площади, т. е. сопряженные волны поднятий и опусканий уже чем на платформах, а градиент движений, т. е. изменение скорости движений на единицу расстояния, — на порядок или два выше.

Помимо изучения вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности производится изучение изменения ее наклонов специальными приборами — наклономерами, а также деформаций — деформографами. Последние представляют собой закрепленные с двух концов кварцевые стержни, изменение длины которых и регистрируется. Большой интерес, наконец, представляет измерение напряжений в земной коре, производимое в горных выработках, в частности у нас на Кольском полуострове и Тянь-Шане. Оно указывает, что земная кора повсеместно находится под большими горизонтальными напряжениями сжатия, заметно превосходящими величину геостатиче-

ского напряжения вызванного, массой вышележащих пород. Этот факт, как мы увидим дальше (глава 10), представляет очень большой интерес.

§ 2. НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Поскольку новейшими движениями созданы основные черты современного рельефа земной поверхности, главными методами их изучения, как указывалось, являются геоморфологические. Они направлены на изучение не только новейших движений, но и новейших, еще «живых», т. е. продолжающих свое развитие, структур. Выявление таких структур имеет большое практическое значение — для поисков залежей нефти и газа, на размещение которых новейшие движения оказывают нередко решающее влияние, для поисков россыпных месторождений, рудных месторождений новейшей металлогенической эпохи (Hg, Sb, As и др.), при строительстве атомных и гидроэлектростанций, портовых сооружений и пр. Результатом развития исследований этого направления явилось становление особой дисциплины, пограничной между геоморфологией и геотектоникой — структурной геоморфологии.

Орографический и батиметрический методы являются наиболее простыми из геоморфологических методов. Первый из них применим в тех областях суши, где скорость вертикальных движений намного превышает скорость денудации. В областях эпиплатформенного орогенеза, таких как Тянь-Шань, Саяны, Забайкалье, сводовые и сводово-глыбовые поднятия в рельефе. Более мелкие, «живые», складчатые дислокации особенно хорошо выражены орографически на погружениях складчатых систем, на периферии, реже в осевых зонах предгорных и межгорных депрессий, например в Куринской, Ферганской впадинах (в последней антиклинальные возвышенности именуются «адырами»). В центральных частях горных систем проявление складчатых деформаций подавлено деформациями более крупного радиуса — сводовыми, а в центральных частях прогибов — накоплением осадков, и для выявления развивающихся складок требуется применение более детальных исследований. Непосредственно выражены в рельефе морского дна и могут обнаруживаться батиметрическим методом поднятия и прогибы разного масштаба, находящиеся ниже базиса действия волн, т. е. в среднем порядка 150—200 м (рис. 9).

Морфометрические методы. Для более точного оконтуривания поднятий и впадин и выявления активных разломов в пределах сильно расчлененных денудацией молодых горных стран и денудационных равнин платформ применяются различные морфометрические методы, разработанные в основном в нашей стране — для равнин В. П. Философовым, Л. Б. Аристарховой, для горных стран — Н. П. Костенко, А. В. Орловой, Н. П. Коч-

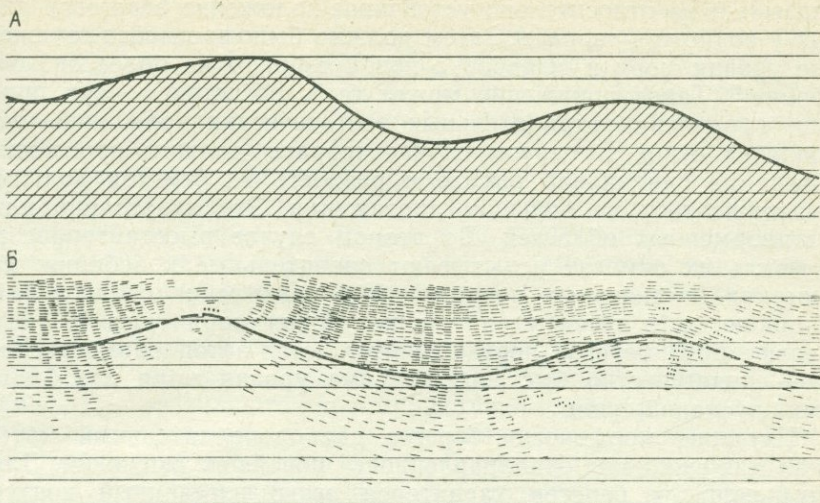


Рис. 9. Фрагмент батиметрического (А) и сейсмического (Б) профиля через впадину Южного Каспия. По А. Ю. Юнову (1961 г.)

невой. Исходным материалом служат топографические карты, которые обрабатываются таким образом, чтобы снять влияние денудационного расчленения, в особенности эрозионного вреза. Конкретные приемы такого снятия различны: в методике В. П. Философова они заключаются в проведении огибающих кривых, проходящих через пересечение тальвегов долин одного порядка одноименными изогипсами (карты базисных поверхностей), в методике Л. Б. Аристарховой такими кривыми соединяются положительные выступы одноименных и отдельные отметки близких по значению горизонталей (карты морфоизогипс). Исследователи горных стран ориентируются на отметки вершинных поверхностей и полосы крутых уступов рельефа, интерпретируемые как отражение разломов; в результате выявляется глыбовое (блоковое) или сводово-глыбовое (блоковое) расчленение горных стран.

Изучение морских побережий. Наличие такого естественного репера, как уровень моря (то же относится к озерам), создает возможность выявления и количественной оценки поднятий и опусканий побережий. Наилучшие условия для этого находятся в районах с развитием морских террас. Террасы представляют полого наклонные в сторону моря площадки, отвечающие верхней части былой материковой отмели, примыкающей к древнему береговому уступу. Ее тыльный шов соответствует береговой линии времени формирования террасы и именно по нему замеряется ее современная высота над уровнем моря. Выработка уступа и выровненной поверхности самой террасы

указывает на относительно устойчивое положение береговой линии у подножия террасы. Затем должно было произойти понижение уровня моря и выработка новой террасы на более низком уровне*. Такое понижение может быть следствием двух причин: проявления отрицательных эвстатических колебаний или поднятия суши. В первом случае террасы должны прослеживаться на одинаковой высоте и разность их отметок должна выдерживаться на большом протяжении. Это характерно для платформенных областей. Во втором случае высота террас и разность их отметок испытывают значительные колебания; на участках интенсивных погружений и накопления осадков они сближаются, а затем уходят ниже уровня моря (рис. 10). На шельфе близ берегов нередко встречаются затопленные террасы — свидетельство быстрого подъема уровня моря или быстрых опусканий суши.

Изучение морфологии берегов дает дополнительный материал для суждения о направленности новейших движений. Для опускающихся берегов характерен резко изрезанный контур с многочисленными заливами, бухтами, полуостровами, мысами, абразионным типом берега**, с устьями рек в виде эстуариев или уменьшающихся в размерах дельт, а также уменьшающиеся благодаря наступанию баров лагуны, понижающиеся в сторону моря береговые валы. На шельфе против таких бере-

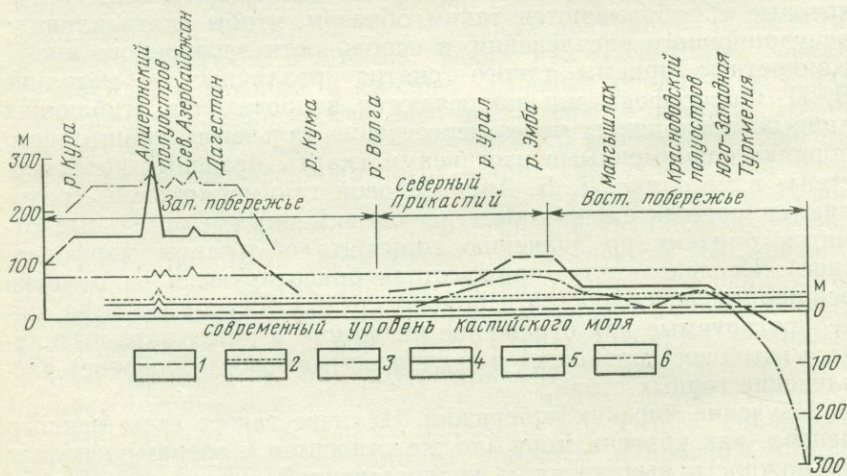


Рис. 10. Схема деформаций древних береговых линий Каспийского моря. По П. В. Федорову (1957 г.)

Береговые линии: 1 — новокаспийская, 2 — позднехвалынская, 3 — раннехвалынская, 4 — раннехазарская (гюргянская), 5 — то же, предполагаемая, 6 — бакинская

* Советские исследователи теоретически показали, что террасы могут возникать и при равномерном снижении уровня моря или поднятии суши.

** Этот признак не имеет абсолютного значения: при малой устойчивости пород берег усиленно размывается и при медленном поднятии.

гов часто наблюдаются следы затопленного наземного рельефа — подводные продолжения речных долин, моренные гряды, дюны, барханы, затопленные леса, торфяники, коры выветривания, почвы, погребенные льды, обращенные формы рельефа (понижения на месте антиклиналей), погруженные ниже уровня обитания рифостроящих организмов (до 45—50 м) и отмершие коралловые рифы. Поднимающимся берегам свойственны: более или менее выровненные очертания, преимущественно аккумулятивный тип берега, устья рек в виде дельт, испытывающих разрастание*, серии береговых валов с отметками, повышающимися в сторону суши, разрастающиеся бары, а иногда и отгороженные ими лагуны, поднятые коралловые рифы.

Изучение речной сети и речных долин. Заложение речных долин, как правило, предопределяется тектоническими условиями — они развиваются преимущественно вдоль разрывов, зон повышенной трещиноватости и синклинальных понижений. При перестройке структурного плана реки вынуждены приспособляться к растущим антиклинальным поднятиям, наиболее активные из которых отклоняют течение реки и вызывают изгибы речного русла. При особенно быстром росте поднятий реки покидают свои прежние долины, сохраняющиеся в виде висячих долин, и прокладывают новые в обход этих поднятий, образуя излучины. Но если речной поток обладает большой живой силой, река оказывается в состоянии преодолеть подъем складки и сохранить свое прежнее положение, углубляя свое русло с постепенным возрастанием глубины вреза. Так образуются антецедентные долины — прорывы реки через более молодые антиклинальные возвышенности. В таких долинах нередко наблюдаются врезанные меандры — признак того, что река первоначально текла по равнине. Перестройки структурного плана часто являются также причиной речных перехватов — расширения одного речного бассейна за счет другого. Обычно таким бассейном оказывается тот, который расположен в области большего относительного тектонического погружения.

Тектонические движения, испытываемые местностью, по которой протекает река, находят свое отражение и в форме продольного и поперечного профиля и во всем строении ее долины (рис. 11).

На участках относительных поднятий увеличивается уклон русла реки, меандры испытывают спрямление или исчезают вовсе, пойма суживается, аллювий представлен наиболее грубыми разностями, обладает небольшой мощностью, относится к типу перестилаемого аллювия или вообще отсутствует, ширина долины невелика, террасы узкие, цокольного или

* Но дельты крупных рек обычно локализируются в крупных прогибах, перпендикулярных побережью и их рост связан с превышением темпа накопления осадочного материала над скоростью опускания субстрата дельты.

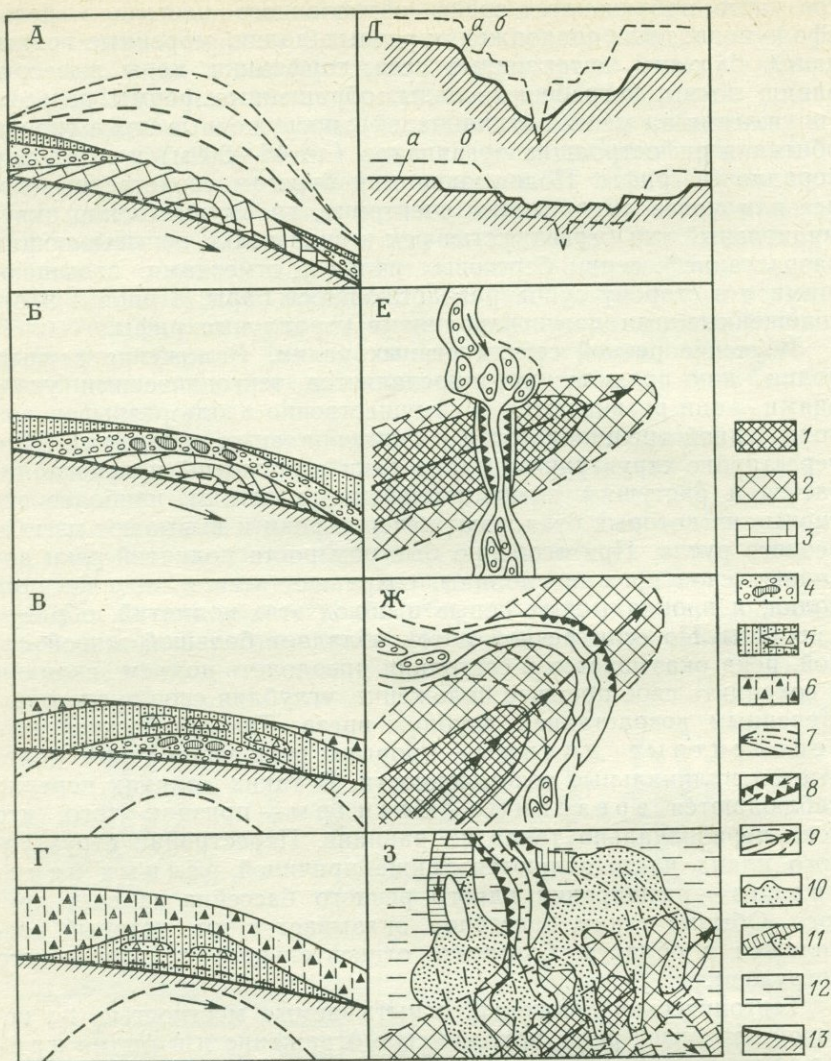


Рис. 11. Строение речной долины и террас на участке развития локальных поднятий в пределах аккумулятивной равнины. По Н. П. Костенко (1972 г.)
 А—Г—местные изменения строения аллювиальной свиты; Д—изменение строения поперечного сечения долины на участке поднятия, развивающегося в рельефе (а—начальный, б—конечный профиль); Е—изменение строения речной долины в плане при пересечении поднятия; Ж—миграция потока, его последующее закрепление на склоне растущего поднятия и деформация речной долины в плане (образование излучины); З—отмирание речной долины на участке активно развивающегося поднятия и возникновение обратного стока поверхностных вод в связи с новыми уклонами поверхности. 1—2—области, охваченные поднятием (1—выраженные в рельефе в виде возвышенностей, 2—не выраженные в рельефе или весьма слабо выраженные); 3—дочетвертные породы, слагающие цоколь речных террас; 4—русловая песчано-галечниковая фация аллювия, обогащенная обломками местных пород; 5—пойменная суглинистая фация с линзами обломочного материала; 6—супесчаные, иногда лёссовидные или суглинистые отложения конуса выноса, обогащенные обломками местных пород; 7—явление расщепления уровня террас (на схеме А); 8—направление современного (сплошная стрелка) и древнего (пунктирная стрелка) стока; 9—стадии последователь-

эрозионного типа, достигают значительной высоты над руслом, число их относительно велико. При особенно быстром поднятии долина суживается до ширины поймы, террасы вообще исчезают, эрозионный врез резко увеличивается, река течет в каньоне.

На участке относительных опусканий уклон русла уменьшается, пойма и вся долина расширяются, появляются меандры, аллювий относится к выстилающему типу, сложен тонким материалом, представлен пойменной и старичной фациями, обладает значительной мощностью, его подошва нередко залегает заметно глубже современного ложа реки (переуглубленные долины), террасы широкие, аккумулятивного типа, сравнительно малочисленны, так как при переходе от участков поднятий происходит их слияние и частичный уход под уровень русла, начиная с более молодых и низких; высота террас и разности их отметок понижаются. В аридных зонах характерно появление пойменной растительности на участках речных долин, расположенных сразу выше по течению от зон поднятий, благодаря подпруживанию подруслового потока, остающегося на месте реки в жаркое и сухое время года.

Нередко наблюдаемая асимметрия речных долин — один берег крутой, другой пологий, если она не подчиняется закону Бэра* связана с неравномерным поднятием берегов. Вообще, если река течет параллельно растущему поднятию, она постепенно сползает с него и подмывает противоположный берег. Но иногда наблюдается и обратная картина — антиклиналь, которой отвечает значительный гравитационный максимум, как бы притягивает к себе реку и тогда та подмывает «антиклинальный берег» (подмыв Волгой Жигулевских гор и т. п.).

Изучение поверхностей выравнивания. Подобно тому, как изучение высотных отметок морских террас дает представление об амплитуде и скорости новейших поднятий морских побережий, а речных террас — речных долин, в пределах междуречных, водораздельных пространств горных стран и денудационных равнин подобными реперами служат так называемые поверхности выравнивания. В то время как наиболее древние речные террасы имеют плиоценовый возраст, наиболее молодые поверхности выравнивания относятся к раннечетвертичному времени, а наиболее ранние восходят к олигоцену — миоцену в эпигеосинклинальных орогенах (Кавказ, Карпаты и др.), к палеогену — мелу в эпиплатформенных орогенах

* Согласно этому закону реки, протекающие в Северном полушарии, отклоняются вправо вследствие вращения Земли (в Южном полушарии — влево).

ного роста поднятия в рельефе; 10 — песчаные скопления в дельте отмирающего потока; 11 — древние русла отмирающего потока; 12 — разлив паводковых вод в долине, подпруженной растущим поднятием; 13 — продольный профиль реки

(Тянь-Шань, Урал и др.), к мелу — юре на древних платформах (Сибирская, Африканская, Южноамериканская). Поэтому изучение поверхностей выравнивания, их деформаций служит практически единственным методом восстановления тектонических движений суши неоген-палеогенового и мезозойского времени.

Поверхности выравнивания (пенеплены) в горных странах представляют относительно слабо волнистые, располагающиеся почти горизонтально или полого наклоненные к периферии горных сооружений нагорные равнины, срезающие складчатую структуру этих сооружений. Они образуют в их рельефе как бы «лестницу», служащую продолжением вверх «лестницы» речных и морских террас. Наиболее высокая и наиболее древняя поверхность занимает центральную часть хребта, нередко охватывая его главный водораздел* и переходя с одного склона на другой. Остальные поверхности выравнивания развиты по периферии хребта и располагаются концентрически, последовательно понижаясь к окраинам горной страны. На этих поверхностях, особенно более низких и молодых, местами сохраняются осадки, чаще всего речные, озерные, иногда морские, что создает возможность непосредственного определения условий их образования и возраста.

Первично поверхности выравнивания представляли собой денудационные, абразионные или абразионно-аккумулятивные (ближе к морскому бассейну) равнины. Образование их «лестницы» связано, очевидно, с периодическим оживлением и усилением восходящих движений (рис. 12). Поднятие вызывает оживление попятной глубинной эрозии, распространяющейся от смежных бассейнов передовых и межгорных прогибов. Эрозия, сначала глубинная, затем боковая и последующий плоскостной смыс с отступанием склонов, а нередко и абразия, связанная с трансгрессией моря на периферии горного сооружения, частично уничтожают более раннюю поверхность выравнивания и создают новую на более низком уровне. Этот процесс обычно не доходит до конца и прерывается новой фазой воздымания. В результате в центральной части горного сооружения (или континентальной платформы) сохраняются останцы более древней поверхности, окаймленной по периферии более молодой. Так возникает целая серия поверхностей выравнивания, пока, наконец, восходящие движения не станут настолько интенсивными, а периоды их затухания настолько непродолжительными, что начнется энергичное врезание речных долин, а боковая эрозия ограничится выработкой террасовых поверхностей в пределах последних.

* В некоторых горных сооружениях свидетелем былого существования такой поверхности служит лишь примерная одновысотность водораздельных вершин («уровень вершин»).

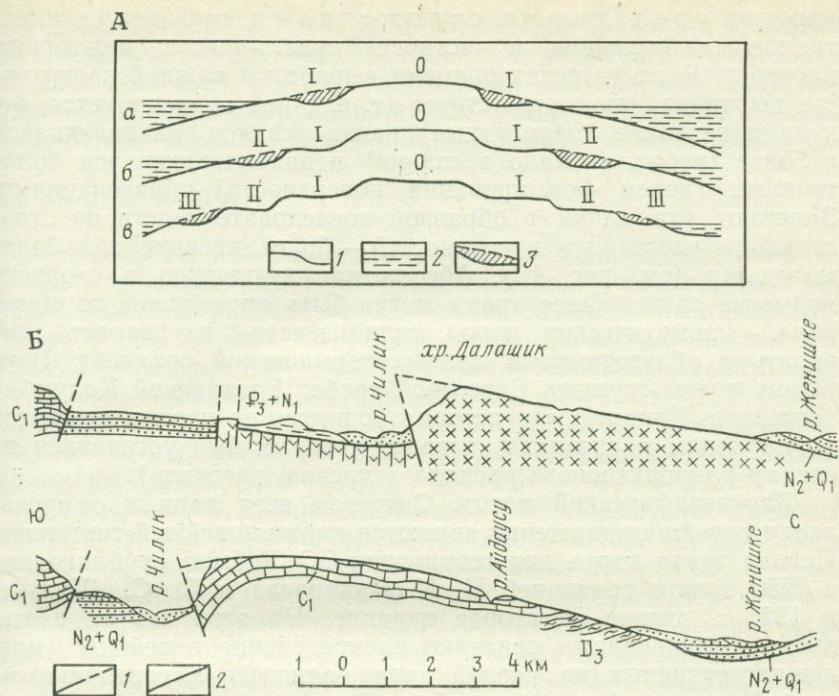


Рис. 12. Схема формирования поверхностей выравнивания (А) и деформации древней поверхности выравнивания хр. Далашик в Заилийском Алатау (Б). По В. Е. Ханну (1973 г.) — А, А. В. Горячеву (1959 г.) — Б

А: 1 — поверхность Земли; 2 — уровень моря; 3 — участки склонов, уничтоженные денудацией, 0, I, II, III — последовательно формирующиеся поверхности выравнивания.
 Б: 1 — разломы; 2 — допалеогеновая поверхность выравнивания

Поскольку поверхности выравнивания образуются на небольшой высоте над уровнем моря и их поверхность может быть приближенно принята за горизонтальную, современная абсолютная высота данной поверхности дает возможность определить общую амплитуду и скорость поднятия горной страны со времени ее образования. Разность же отметок между двумя смежными поверхностями позволяет определить амплитуду и скорость поднятия за время, отделяющее возникновение более высокой и древней поверхности от более низкой и молодой. Изменение отметок одной и той же поверхности и испытываемые ею вертикальные смещения указывают на ее деформацию и позволяют выявить характер этой деформации путем построения соответствующих карт. Это по существу основной метод изучения структуры эпи платформенных орогенов (см. рис. 12, Б).

Затруднения вызывает определение возраста отдельных поверхностей выравнивания в том случае, если они не перекрыты палеонтологически охарактеризованными отложениями. В этом случае приходится прибегать к сопоставлению с так называемыми

мыми коррелятными отложениями и смежных седиментационных бассейнов, в частности предгорных и межгорных прогибов. В их разрезах времени выработки каждой поверхности выравнивания соответствует (т. е. с ней коррелируется, откуда и название коррелятные) пачка осадков, начинающаяся с более грубых (начало врезания) и заканчивающаяся более тонкими (конец формирования поверхности) образованиями. Залегают эти пачки в обратной последовательности по отношению к «лестнице» поверхностей — более древние под более молодыми (см. рис. 12). Абсолютная амплитуда и скорость поднятия за новейшее время могут быть определены по минералам магматических пород, если известны их возраст, температура образования и палеогеотермический градиент. Примером может служить Береговой хребет Британской Колумбии (Западная Канада), где история поднятия за неоген изучалась по цирконам и апатитам, возраст которых был установлен по следам радиоактивного распада («трекам деления»).

Картографический метод. Синтезом всех данных о проявлении новейших движений являются карты новейшей тектоники. Первая такая карта для территории СССР была опубликована в 1950 г. под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца, в 1977 г. вышло ее второе издание. На этих картах цветовыми обозначениями показано распределение новейших (миоцен-четвертичных на первой карте, олигоцен-четвертичных на второй) поднятий и опусканий; для них установлены различные цветовые гаммы. Амплитуда поднятий оценена по отметкам поверхностей выравнивания и современного рельефа, амплитуда опусканий — по положению подошвы миоценовых (на первой карте) или олигоценых (на второй карте) отложений во впадинах. Несоввершенством обеих карт, особенно первой, является недостаточное отражение горизонтальных движений; показаны лишь некоторые надвиги и сдвиги, без указания их амплитуды.

Глава 4

МЕТОДЫ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Чем дальше мы проникаем в прошлое Земли, тем меньше мы находим следов древнего рельефа и тем меньше, следовательно, можем опираться на геоморфологические методы изучения тектонических движений. На палеогеографических картах ранних геологических периодов все большую площадь занимают морские отложения и осадки крупных внутриматериковых водоемов. Соответственно геоморфологические методы исследования тектонических движений отодвигаются на второй план, а для

доюрской истории и вовсе утрачивают свое значение. Ведущую роль начинают играть методы палеотектонического анализа, основанные на изучении распространения, состава, мощности, соотношений осадочно-вулканогенных толщ — анализ их фаций, мощностей, объемов, формаций, перерывов и несогласий.

§ 1. АНАЛИЗ ФАЦИИ

Под фациями большинство современных исследователей понимают определенные типы осадочных пород, возникшие в определенных же физико-географических условиях, например русловые пески, озерные известняки, прибрежные галечники и т. п. Иногда ограничиваются выделением литологических разностей пород независимо от их генезиса; они именуется литофациями. Но всесторонний фациальный анализ с выяснением физико-географической обстановки накопления осадков больше применим в палеотектонике.

Распределение фаций отражает топографию дна древнего бассейна и его берегов, выявляя одновременно области суши данного времени. Но рельеф, в особенности подводный, служит, как мы видели в предыдущей главе, отражением структуры и движений этого времени. Области устойчивого накопления морских осадков крупных внутриматериковых водоемов это всегда зоны тектонических опусканий; области суши — тектонических поднятий. Наибольшие глубины моря соответствуют, очевидно, зонам наиболее интенсивного погружения; возвышенные участки суши — зонам наиболее интенсивного поднятия. Чем грубее отложения, окаймляющие сушу, чем шире занимаемая ими полоса (и чем больше мощность), тем интенсивнее были восходящие движения суши. Таким образом, анализ распределения фаций того или иного геохронологического интервала по площади дает качественное представление о размещении областей погружения и поднятия соответствующего времени и об интенсивности этих движений. Этот анализ в определенных случаях может применяться и для выявления горизонтальных смещений и в этих случаях служит основанием для их количественной оценки.

С целью анализа распределения фаций составляются, по данным изучения разрезов в естественных обнажениях, а также в буровых скважинах, специальные карты. Наиболее обычный стратиграфический интервал — ярус, подъярус, реже более мелкие (горизонт, слои) или более крупные подразделения (рис. 13). Примером мелкомасштабных карт фаций (и мощностей) могут служить карты «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» в масштабе 1:7 500 000, изданного в 1967—1969 гг. Карты эти названы литолого-палеогеографическими потому, что в них использованы две системы параллельных обозначений: литология показана штриховыми знаками, физико-географические условия — цветом.

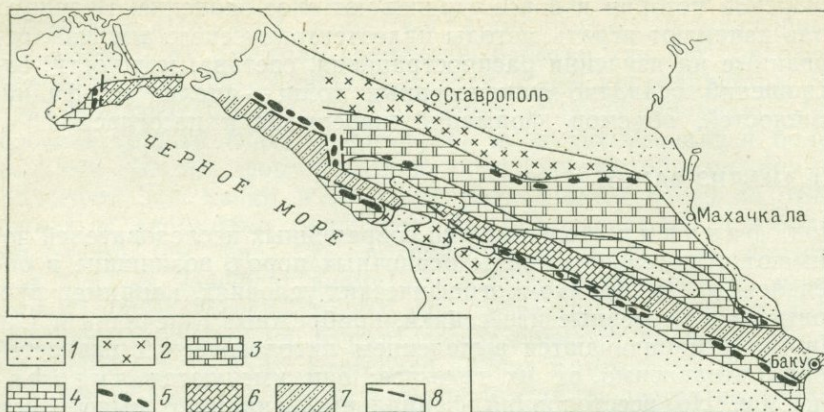


Рис. 13. Распределение фаций верхней юры (оксфорд — титон) Горного Крыма и Большого Кавказа. По В. Е. Ханну (1973 г.)

1 — суша; 2 — пестроцветные лагунные осадки с эвапоритами; 3 — лагунные и эвапоритовые морские осадки с преобладанием доломитов и развитием гипсов; 4 — неритовые известняки; 5 — рифовые массивы; 6 — карбонатный флиш; 7 — терригенный флиш; 8 — глубинные разломы

Истолкование карт фаций встречает некоторые трудности. Области отсутствия отложений данного возраста на карте не обязательно должны соответствовать, полностью или даже частично, древним областям суши и, следовательно, поднятиям. Они могут быть обязаны последующему размыву отложений этого возраста, и только изменение состава осадков и появление признаков сноса с данной площади могут свидетельствовать о том, что она была областью поднятия и размыва. Установлению таких областей способствует изучение ориентировки косых слоев, струйчатых гироглифов — слепков борозд подводного размыва и течений, а также минерального состава осадков.

Изменение состава морских или озерных отложений в направлении от берега не всегда идет по идеальной схеме галечник → гравий → песок → алеврит → глина → мергель → известняк (кремнистая порода). У низких берегов грубообломочные осадки могут не отлагаться, и непосредственно у берега могут накапливаться пески и даже глины или известняки; последнее характерно для областей аридного климата или для побережий, сложенных известняками же (в последнем случае накапливаются обломочные известняки). Деятельность приливотливных или вдольбереговых течений обуславливает накопление песков, а иногда галечников не непосредственно у берега, а на определенном удалении от него, мористее глинистых осадков. Мутьевые потоки выносят песчаный или гравийный материал на большие глубины, вплоть до ложа океанов; их отложения обладают характерной — так называемой градационной

текстурой* и называются турбидитами (от англ. turbidity current — мутьевой поток). Контурные течения, действующие вдоль подножий континентальных склонов, разносят этот материал в направлении, параллельном побережью, с образованием контуров.

Детальные карты фаций дают возможность установить расположение не только крупных поднятий и прогибов, но и отдельных складок, развивавшихся в подводных условиях. В очень мелководных бассейнах с обильным поступлением обломочного материала своды растущих антиклиналей отличаются повышенной песчаностью (функция более сильного волнения), синклинали — глинистостью (пример — плиоцен Апшерона и Туркмении). На несколько больших глубинах (рис. 14) картина обратная — на сводах антиклиналей отлагаются чистые глины, а на крыльях появляются прослой песков, очевидно отложенных течениями (например, миоцен Северо-Восточного Предкавказья). При полном отсутствии приноса песчаного материала на антиклинальных подводных возвышенностях развиваются рифовые известняки, а в синклиналиях происходит накопление глинистых осадков (например, миоцен Керченского полуострова); в случае поступления в бассейн крупного обломочного материала рифы могут смещаться на края и даже в осевые части синклиналей (оксфорд Горного Крыма). Фациальная дифференциация в зависимости от расположения антиклинальных и синклиналиных складок наблюдается и в областях распространения чисто карбонатных или карбонатно-кремнистых осадков: в среднем эоцене Ферганы на поднятиях отлагались органогенные, отчасти оолитовые известняки, в синклиналиях — преимущественно оолитовые, часто доломитизированные; в позднем эоцене Ростовской области — на поднятиях мергели, в синклиналах — глины и опоки.

Наиболее резкая фациальная дифференциация отмечается при блоковом расчленении подводных окраин континентов — на поднятых блоках образуются рифовые массивы большой мощности, сопровождаемые по краям склоновыми брекчиями,

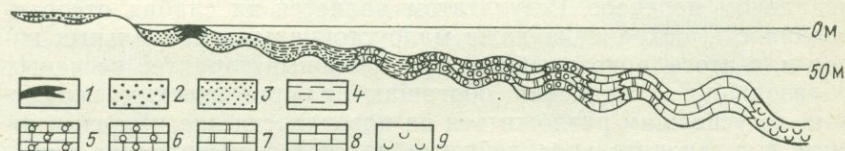


Рис. 14. Схема влияния растущих антиклинальных поднятий на изменение фаций осадков. По В. Е. Ханну (1973 г.)

1 — угли; 2 — грубые пески; 3 — тонкие пески (алевролиты); 4 — глины; 5 — органогенные, в том числе рифогенные известняки; 6 — оолитовые известняки; 7 — доломитизированные известняки и доломиты; 8 — пелитоморфные известняки; 9 — кремнистые породы

* Градационная структура выражается закономерным убыванием размера обломков от подошвы к кровле пласта.

в пределах опущенных блоков отлагаются глубоководные и мало мощные слоистые известняки, мергели, глины (триас Альп, Памира, пермь Предуральяского прогиба, Западно-Техасского бассейна и др.). Для участков дна бассейна, испытывающих относительно поднятие характерны еще горизонты конденсации осадков с накоплением галечников, концентрацией фосфоритовых конкреций и смешанной фауной нескольких смежных стратиграфических горизонтов. Такие образования носят название хардграунд (англ. hardground — твердая почва), а их грубообломочные разности — апикальных* конгломератов.

Рост складок влияет на распределение фаций и в континентальных или паралических бассейнах — в первых угли более характерны для синклиналей, во вторых — для антиклиналей.

Особые типы отложений характерны для флексурно-разломных зон. К ним относятся, в частности, барьерные рифы, приуроченные, как правило, к зонам перегиба от шельфа к континентальному склону, где возникают особенно благоприятные условия для их развития (удаленность от берега, обеспечивающая чистоту воды; малая глубина; относительно быстрое опускание). Также весьма примечательны олистостромы — подводно-оползневые или обвальные отложения с глыбами твердых пород — олистолитами в глинисто-алевритовом заполнителе (матрице). Они образуются в зонах активных разломов по периферии геосинклинальных бассейнов и фронтальных частях движущихся шарьяжей.

О тектоническом режиме в областях древней суши позволяют судить ископаемые коры выветривания. Мощные коры могут возникнуть лишь в условиях длительного сохранения восходящих движений относительно небольшой интенсивности.

Различия в скорости погружения дна бассейна не только определяют степень площадной дифференцированности, ширину отдельных фациальных зон, но отражаются и на всем облике формирующихся отложений, степени их диагенетических и катагенетических изменений. Быстрое погружение дна бассейна обеспечивает быстрое захоронение осадков при сравнительно недалеком переносе. Результатом является их слабая отсортированность, сохранение даже малоустойчивых минеральных видов и, в итоге, аркозовый или граувакковый характер песчаных образований. Отложения обогащаются органическим веществом, не успевшим разложиться на поверхности дна и оказывающим восстановительное действие на железосодержащие минералы с образованием сульфидов и карбонатов железа, придающих породам темную окраску. Длительное интенсивное погружение ведет в конечном счете к глубоким катагенетическим изменениям пород, вплоть до метазенеза с появлением хлорита и мусковита. Напротив, при медленном погружении дна бас-

* От лат. arx — вершина.

сейна осадки в силу длительного перемыва оказываются гранулометрически однородными, хорошо отсортированными, лишены малостойких минералов и обогащены кварцем, вплоть до образования чисто кварцевых песков и алевритов, а также наиболее устойчивыми тяжелыми минералами — цирконом, гранатами, рутилом, дистеном и др. Органическое вещество разрушается, а неустойчивые минералы подвергаются химическому изменению, в частности окислению — образуются глауконит, закисные и окисные соединения железа, придающие породам зеленый или красный цвет.

Карты фаций могут использоваться также для определения величины горизонтальных смещений по сдвигам. Эта величина соответствует расстоянию между однотипными (изопическими) фациальными зонами, ныне разобщенными данным сдвигом. Примером может служить определение смещения по Талассо-Ферганскому сдвигу в Тянь-Шане (рис. 15). В случае другого крупного сдвига — Сан-Андреас в Калифорнии для этой же цели использовано расположение миоценовых конгломератов и служившего источником материала для их образования гранитного массива.

Анализ фаций помогает также определить амплитуду смещений по крупным надвигам — шарьяжам. Так, зоной «корней» известняковых покровов северного склона Восточных Альп считается зона развития сходных фаций триаса —

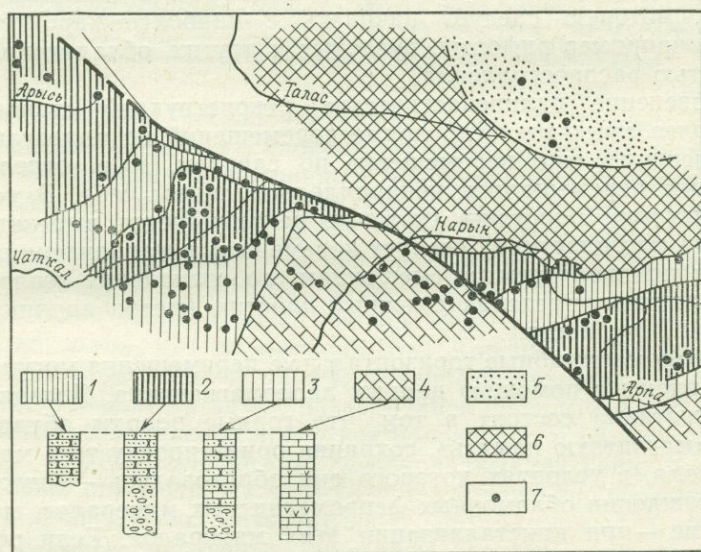


Рис. 15. Схема распространения живецко-франкских отложений девона на территории, прилегающей к Талассо-Ферганскому разлому. По В. С. Буртману (1963 г.)

1-4 — типы разрезов; 5 — терригенные пестроцветные отложения в Северном Тянь-Шане; 6 — область денудации; 7 — местоположение стратиграфических разрезов

неокома к югу от Инсубрийского (Периадриатического) разлома, между которыми развиты существенно иные фации; соответственно амплитуда перемещения этих шарьяжей оценивается минимум в 150 км.

Палинспастические реконструкции. В горных сооружениях шарьяжного строения, т. е. представляющих нагромождение надвинутых друг на друга тектонических пластин, для восстановления первичного расположения осадков в геосинклинальном бассейне необходимо построение карт специального типа, получивших название палинспастических (Дж. М. Кэй). В советской литературе методика таких реконструкций излагалась Ч. Б. Борукаевым, С. В. Руженцевым и А. А. Беловым и О. А. Щербаковым. Принцип их заключается в раздвижении надвиговых пластин в направлении, обратном перемещению при надвигании, т. е. перпендикулярно простиранию надвигов, и их расположении рядом друг с другом (рис. 16). При этом желательно переместить пластины в область их «корней», если последние известны, что бывает, однако, далеко не часто. Желательно также произвести распрямление складок в пределах пластин, что может привести к увеличению их ширины до 20—25 %, но это практически необходимо лишь при относительно крупномасштабных реконструкциях (1 : 200 000 и крупнее). Затем составляются карты фаций, участвующих в строении надвиговых пластин отложений. Для этого необходимо произвести увязку фациальных зон, прослеживаемых в смежных пластинах, которую следует начинать с наиболее характерных фаций, например рифовых, русловых и других, обладающих линейностью распространения.

Проведение палинспастических реконструкций становится еще более сложным, если кроме перемещений по надвигам регион испытал еще перемещение по сдвигам, т. е. отдельные пластины перемещались непараллельно самим себе. В подобной ситуации пластины (которые рекомендуется вырезать из ватмана или пластика) следует перемещать в направлениях, обратных предполагаемым смещениям, до совпадения геологических границ в пределах смежных пластин (метод аппликаций, по О. А. Щербакову).

Крупномасштабные горизонтальные перемещения могут быть установлены с помощью данных палеомагнетизма. Явление палеомагнетизма состоит в том, что горные породы обнаруживают «магнитную память», сохраняя ориентировку того магнитного поля, в условиях которого они образовались — осадочные при осаждении обломочных ферромагнитных минералов, магматические — при кристаллизации этих минералов. Если порода не подвергалась в дальнейшем интенсивному нагреву, выше так называемой точки Кюри (примерно около 400°) или деформации, первичная ориентировка сохраняется и может быть измерена в ориентированных образцах соответствующих пород (если породы залегают не горизонтально, вносится поправка). При

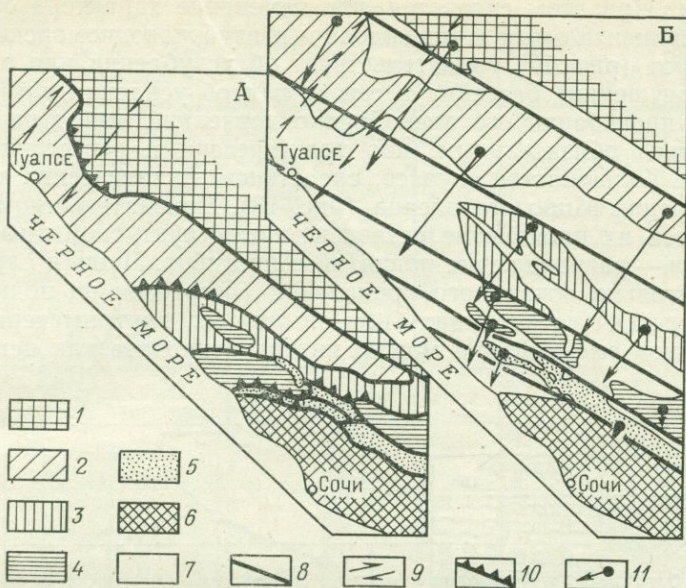


Рис. 16. Схема структурно-фациальной зональности юго-восточной части Новороссийского синклиория (А) и палинстастическая реконструкция для этапа седиментации (Б). По Ч. Б. Борукаеву (1970 г.)

1-6 — структурно-фациальные зоны; 7 — участки палеобассейна, перекрытые фациями северных зон, уничтоженные эрозией и скрытые под водами Черного моря; 8 — крупные разрывы; 9 — границы Туапсинской зоны поперечных сдвигов; 10 — линии надвигов; 11 — векторы минимального смещения на стадии регионального сжатия

этом магнитное наклонение укажет на палеошироту места образования породы, а склонение — направление на древний полюс. Отклонения ориентировки древнего поля от современного тем больше, чем более значительные горизонтальные перемещения испытал данный блок коры. Так, определения палеоширот Индостана указывают на его постепенное перемещение, начиная с мела, из Южного полушария в Северное, вплоть до достижения современного положения. Палеомагнитные данные показали, что до миоцена о-ва Корсика и Сардиния располагались широтно и непосредственно примыкали к подводной окраине Европы, а затем развернулись против часовой стрелки и заняли современное долготное положение; в раздвиге образовался Алжиро-Прованский глубоководный бассейн. Таким же способом определяется взаимное расположение целых материков в прошлые геологические эпохи.

Линейные магнитные аномалии, развитые на океанском ложе, помогают восстановить историю образования и контуры океанских впадин в разные моменты этой истории.

Еще одна разновидность фациального анализа — анализ смены фаций по вертикали, т. е. во времени по разрезу определенных пунктов, изученному по обнажениям или сква-

жинам. При этом считается, что изменение характера осадков от континентальных к мелководно- и глубоководноморским или наоборот (рис. 17) свидетельствует об углублении или обмелении (осушении) бассейна и тем самым об усилении или ослаблении прогибания его дна. Однако последний вывод не может считаться обязательным, ибо трансгрессии и регрессии являются в большинстве случаев, следствием эвстатических колебаний уровня Мирового океана (рис. 18). Доказательством этого является их проявление независимо от структурной дифференциации — расположения поднятий и прогибов. Лишь в случае их относительно локального проявления (регрессии на поднятиях, трансгрессии во впадинах) или замкнутых, внутриматериковых бассейнов смену фаций можно интерпретировать как непосред-

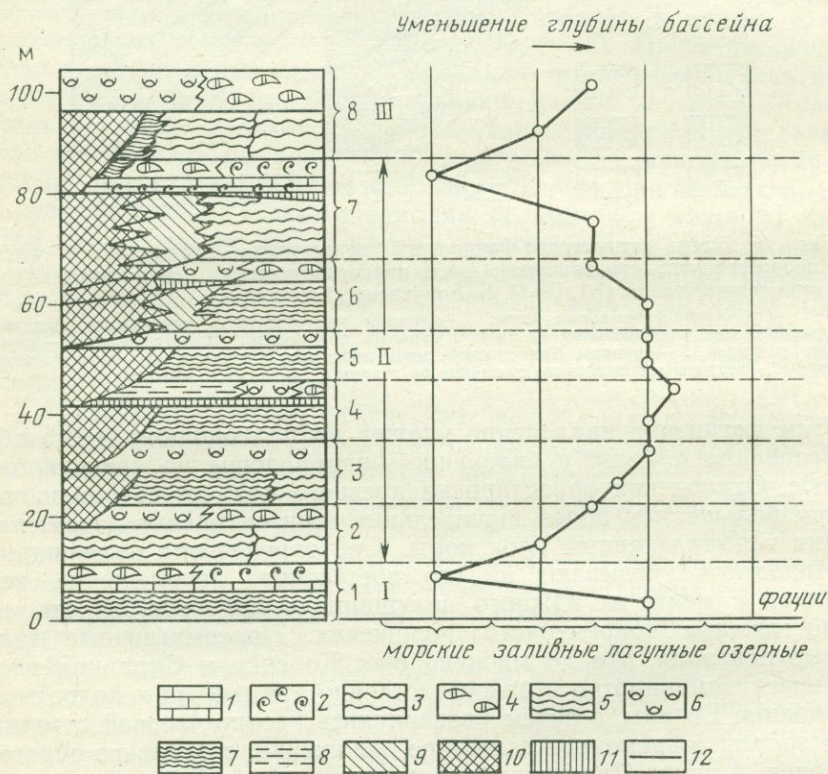


Рис. 17. Колебания уровня моря в течение накопления одного цикла параличской угленосной формации. По А. П. Феофиловой (1954 г.)

1 — морские карбонатные илы (известняки); 2 — морские глинистые илы; 3 — отложения морских побережий, преимущественно алевритовые; 4 — алеврито-глинистые отложения заливов; 5 — песчано-алевритовые отложения прибрежной части заливов; 6 — алеврито-глинистые отложения лагун; 7 — песчано-алевритовые отложения лагунного побережья; 8 — песчано-глинистые отложения озер; 9 — песчаные выносы рек в залив-лагуну; 10 — отложения русел и пойм рек, преимущественно песчаные; 11 — алевритовые отложения застойных водоемов и болот; 12 — отложения торфяного болота (угольный пласт — см. 11)

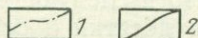
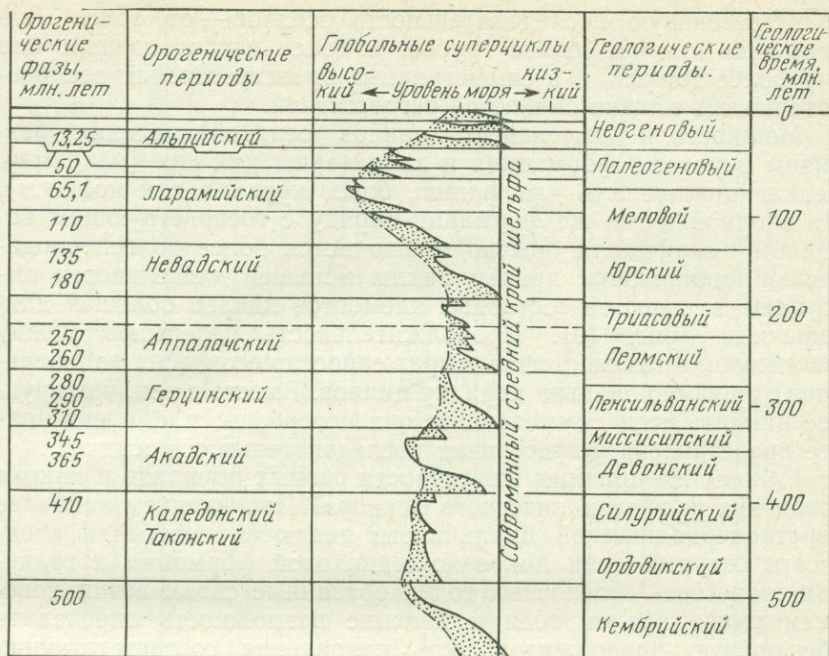


Рис. 18. Схема глобальных суперциклов и их корреляция с фазами орогенической активности. По П. Р. Вейлу и др. (1977 г.)

1—2 — эвстатические компоненты (1 — долгопериодический, 2 — короткопериодический)

ственное отражение изменения знака и (или) скорости вертикальных движений.

Цикличность осадконакопления. Характерной особенностью строения многих, если не всех осадочных толщ (формаций) служит одинаковая повторяемость в их разрезе определенной последовательности пород (фаций), получившая название цикличность или ритмичность*. Отдельные пачки пород, обнаруживающих такую последовательность, называются циклотемами или циклитами; они обычно разделены следами перерыва в накоплении осадков и размыва подстилающих отложений, что обуславливает неполноту циклитов. Последние могут быть симметричными, если в их верхней половине последовательность слоев повторяется в обратном порядке, или асимметричными, если такого повторения не наблюдается. Соответственно в асимметричных циклитах мы наблюдаем только

* Ритмичность более узкое понятие, чем цикличность, ибо предполагает равную длительность накопления одинаковых последовательностей пород. Но имеются основания считать, что циклы действительно имеют равную продолжительность.

трансгрессивную последовательность осадков — от более мелководных или (и) более грубых к более глубоководным или (и) более тонким, а в симметричных трансгрессивная последовательность плавно сменяется регрессивной.

Мощность и длительность циклов осадконакопления различны в разных формациях и характерны для них (например, мелкая цикличность для флиша, более крупная для молассы). Но в одной и той же формации наряду с господствующим порядком цикличности обычно наблюдается более долгопериодическая цикличность, причем циклы меньшей длительности выступают в качестве составных элементов циклов большей длительности (рис. 19). Продолжительность перерывов между циклитами, а также степень выраженности несогласия на их границах пропорциональна порядку циклов. Вместе с тем, чем крупнее циклиты, тем симметричнее они построены, т. е. в них полнее представлена регрессивная последовательность осадков.

Каковы же причины цикличности разных порядков и какова среди них роль тектонического фактора? Проявлением наиболее короткопериодической цикличности являются ленточная слоистость озерных глин покровно-ледниковой формации и годичная слоистость соленосных толщ, обязанные своим возникновением смене времен года и дающие возможность определить абсолютную продолжительность накопления соответствующих толщ. Можно полагать, что и следующие 2—3 порядка цикличности с периодичностью в десятки и сотни лет связаны с климатическими изменениями, с циклами солнечной активности. Начиная с цикличности флишевых формаций периодичностью в тысячи лет, в действие вступает тектонический фактор*. Флишевая цикличность связана с мутьевыми потоками, которые, в принципе, могут быть обусловлены накоплением на шельфе «критического» объема обломочного материала, обусловливающим его последующий срыв и образование мутьевого потока (подробнее см. главу 6). Но, скорее всего, роль «спускового крючка» тут принадлежит землетрясениям, в проявлении которых, как и вулканической деятельности, все больше обнаруживается эпизодичность. Еще больше оснований связывать с периодическим оживлением и затуханием тектонической активности цикличность обломочных молассовых формаций, которой синхронно образование морских и речных террас. Но цикличность паралических угленосных формаций, накапливающихся на прибрежных аллювиально-озерных равнинах, периодически заливаемых морем, обязана, очевидно, эвстатическим колебаниям уровня моря. Последние, в свою очередь, могут быть обусловлены изменением емкости океанских впадин, имеющих тектоническую природу. Наиболее долгопериодическая цикличность осадконакопления в десятки и сотни миллио-

* Но колебания тектонической активности Земли могут находиться в резонансной связи с периодичностью космических явлений.

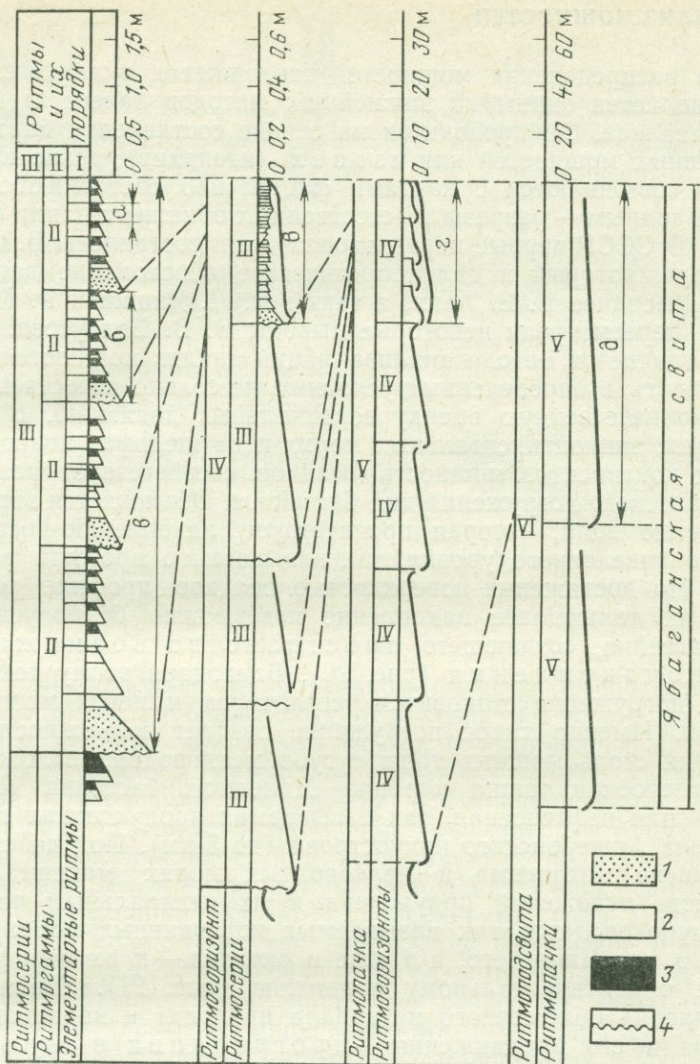


Рис. 19. Соотношение ритмов (циклов) I—IV порядка в отложениях верхнего ордовика (нижнемолассовая формация) Горного Алтая. По И. А. Вильцану (1967 г.)

1 — песчаники; 2 — алевролиты, песчаный алевролит; 3 — глинистый алевролит; 4 — контакт с размывом; а — элементарный ритм, б — ритмогамма, в — ритмосерия, г — ритмогоризонт, д — ритмомакра.

нов лет уже непосредственно увязывается с тектонической цикличностью, проявленной в развитии крупных структурных элементов земной коры — геосинклиналей, платформ и выраженной в повторении формационных рядов (см. ниже).

§ 2. АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ

Анализ распределения мощностей осадочных и вулканогенных толщ является одним из важнейших методов палеотектонического анализа. Он проводится на основе составления карт линий равных мощностей или изопах (изопахит); такие карты обычно совмещаются с картами фаций, ибо составляются по тем же данным — разрезы в естественных обнажениях или скважинах. В СССР первые карты изопах были составлены В. В. Белоусовым, который и дал теоретическое обоснование данного метода. Позднее В. Е. Хаин, а также А. Л. Яншин и Р. Г. Гаредкий пересмотрели некоторые выводы В. В. Белоусова.

В отличие от метода анализа фаций анализ мощностей позволяет дать, в определенных условиях, не только качественную, но и количественную оценку вертикальных движений. В мелководных, эпиконтинентальных морях и на шельфах подводных окраин континентов мощность осадков соответствует размеру тектонического погружения дна бассейнов. Объясняется это деятельностью волн, которая препятствует накоплению осадков выше определенного уровня, так называемого профиля равновесия. По достижении поверхностью осадков профиля равновесия их дальнейшее накопление невозможно без опускания дна бассейна, создающего пространство возможного осадконакопления (рис. 20). Благодаря этому тектоническое погружение становится регулятором и мерой мощности осадков. Именно такое погружение создает возможность накопления столь мощных толщ сугубо мелководных отложений, как угленосная толща карбона Донецкого бассейна (около 12 км) или нефтеносная, так называемая продуктивная толща плиоцена Апшеронского полуострова (до 5 км). Под действием описанного механизма в мелководных морях максимальная мощность отложений приурочена к их центральным частям, а в глубоководных, так называемых котловинных морях типа Черного или Японского, а также в океанах — к их периферии, точнее к континентальному подножию (рис. 21). Увеличение поступления обломочного материала приводит к наращиванию шельфа и его продвижению — проградации в глубь бассейна. В центральных частях глубоководных бассейнов и особенно в открытом океане погружение опережает поступление с суши обломочного материала; это так называемое некомпенсированное погружение. Признаком некомпенсированного погружения в разрезах древних бассейнов служит смена вверх по разрезу мелководных отложений все более глубоководными. Обратное явление наблюдается в замкнутых или полузамкнутых эпиконтинентальных бассейнах. Здесь, особенно в заключительные фазы их развития, темп поступления обломочного материала превосходит скорость тектонического погружения и он накапливается уже выше профиля равновесия; наступает избыточная компенсация или перекомпенсация погру-

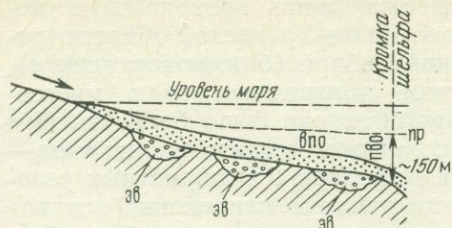
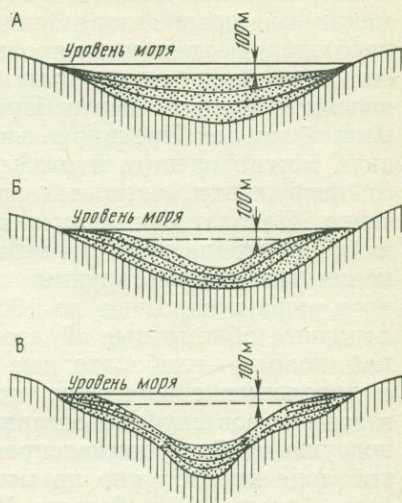


Рис. 20. Схема, поясняющая формирование мощностей отложений в пределах шельфа. По В. Е. Ханну (1973 г.)

пр — профиль равновесия; впо — верхняя поверхность осадков на данный момент времени; пво — пространство возможного осадконакопления; эв — эрозионные впадины, заполняются в начале трансгрессии, без тектонического погружения. Стрелка — направление сноса обломочного материала

Рис. 21. Схема распределения мощностей: А — в шельфовых морях; Б — в котловинных морях; В — в узких трогах с продольными течениями. По В. Е. Ханну (1973 г.)



жения накоплением. Ее признаком является смена вверх по разрезу более глубоководных отложений все более мелководными и, наконец, континентальными, что типично, в частности, для предгорных и межгорных прогибов. Свидетельством же точной компенсации погружения осадконакоплением служит однородный состав разреза, например мощные толщи песчаников или известняков, или переслаивание по всему разрезу нескольких близких по глубине отложения типов осадков (такое переслаивание связано с колебаниями уровня водоема). Косвенным доказательством соблюдения равновесия между погружением и осадконакоплением служит сходство и даже тождество распределения мощностей разнофациальных осадков от континентальных до мелководно-морских, например палеозоя и мезозоя в Московской синеклизе, с максимумом в центре впадины.

В условиях компенсированного осадками погружения мощность осадков достаточно точно, нередко в пределах нескольких метров, соответствует размеру тектонического опускания. Такие условия характерны для платформенных областей, где глубины моря редко превышают 50 м, для внешних зон геосинклиналей (миогеосинклиналей), отвечавших шельфу континентальных окраин, срединных массивов (микроконтинентов — см. главу 6) и для определенных, обычно средних стадий развития передовых и межгорных прогибов орогенов. Таким образом, диапазон применимости метода анализа мощностей без каких-либо поправок достаточно велик, но все же его нельзя считать

универсальным. Если на платформах лишь временами и местами, например в позднем девоне Волго-Уральской области (доманик) или поздней юре Западной Сибири (бажендовская свита), наблюдалось некомпенсированное погружение, то в миогеосинклиналях или передовых прогибах оно было более частым явлением (ранняя пермь Предуральского прогиба, олигоцен — ранний миоцен Предкавказья и др.). При благоприятных условиях можно оценить и размер отставания накопления осадков от погружения, истинный размер последнего и глубину бассейна. Показателен пример сакмарско-артинских (P_1) отложений Предуральского прогиба. На западном его борту в это время развивались крупные рифовые массивы — звенья барьерного рифа мощностью до 1000 м и более, на восточном — мелководные обломочные образования близкой мощности, а в осевой полосе — глубоководные глинистые известняки и глины с прослоями спонголитов мощностью всего 200 м. Очевидно, в зоне рифов глубина оставалась неизменной и, следовательно, погружение было компенсированным и составило 1000 м. В осевой зоне прогиба оно не могло быть меньше, а должно было быть больше, т. е. больше 1000 м; из них только 200 м было компенсировано осадконакоплением, т. е. глубина бассейна была не менее 800 м.

Таким образом, величина тектонического погружения в осевой, глубоководной части бассейна всегда должна была превосходить мощность мелководных осадков на его периферии. Если бы можно было во всех случаях точно определить начальную и конечную глубину бассейна по характеру осадков, истинный размер погружения было бы легко вычислить по формуле: $x = h + (p_2 - p_1)$, где h — мощность; p_1 — начальная и p_2 — конечная глубина бассейна. Аналогичная формула в случае избыточной компенсации: $x = h - (p_1 - p_2)$. К сожалению, точное определение палеоглубин бассейнов остается нерешенной задачей, особенно для больших глубин. Косвенными показателями являются: 1) состав и текстура осадочных пород; 2) состав минеральных новообразований (доломиты, фосфориты, глауконит и др.); 3) органические остатки. Минимальная оценка глубины бассейна возможна с учетом расстояния, на которое оказались перемещены олистолиты, принимая минимальный уклон, необходимый для этого, в $1-1,5^\circ$.

В бассейнах ограниченных размеров и особенно полузамкнутых недокомпенсация погружения накоплением нередко оказывается кратковременной. В приведенном примере Предуральского прогиба полная компенсация наступила уже в кунгурский век, когда образовавшееся пространство возможного осадконакопления было быстро заполнено толщей солей. В этих случаях суммарная мощность относительно крупных стратиграфических интервалов достаточно точно соответствует размеру тектонического погружения, в то время как для более узких интервалов наблюдаются существенные отклонения.

В условиях, когда морская трансгрессия (ингрессия) затопляет сильно расчлененный эрозионный рельеф, становится возможным пассивное заполнение осадками впадин этого рельефа, без тектонического прогибания, еще до выработки профиля равновесия. Ясно, что по мощности этих осадков нельзя судить о размере прогибания. В таких случаях избыток мощности осадков, выполняющих углубления древнего рельефа, против мощности на его выступах в точности соответствует размытой мощности подстилающих отложений, если подошва свиты, подвергшаяся размыву, параллельна кровле свиты, выполняющей углубления, а мощность осадков между этими двумя уровнями остается постоянной или испытывает лишь региональные изменения (рис. 22).

Подобно анализу фаций анализ мощностей может применяться в региональном и детальном плане. Детальный анализ используется для установления времени зарождения и истории развития локальных поднятий, что очень важно для поисков залежей нефти и газа*. Активные локальные поднятия проявляются уменьшением мощностей, выражаясь на дне бассейна возвышенностями.

Определенные трудности при применении анализа мощностей создают их вторичные изменения. Эти изменения могут быть связаны с разными причинами: 1) уплотнением осадков под влиянием веса вышележащих отложений; 2) изменением

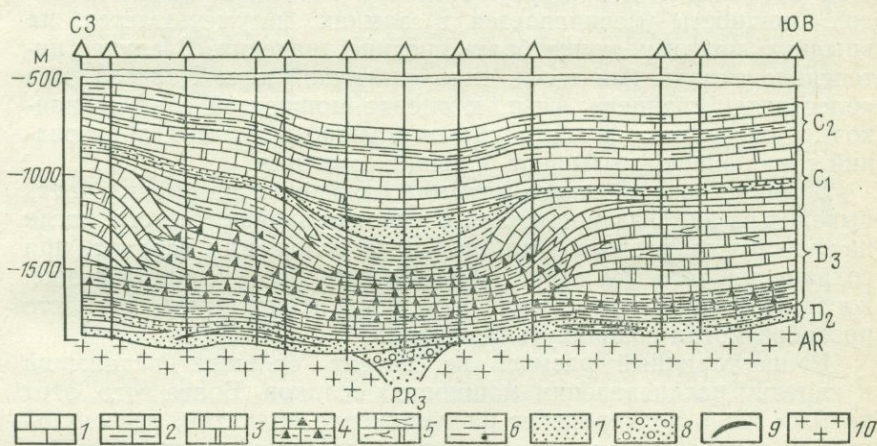


Рис. 22. Схематический геологический разрез Усть-Черемшанского прогиба по линии Камское Устье — Новообраткино. По М. Ф. Мирчинку, Р. О. Хачатряну и др. (1965 г.)

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — битуминозные глинисто-кремнистые известняки и сланцы; 5 — массивные, преимущественно рифогенные известняки и доломиты; 6 — глины; 7 — песчаники; 8 — гравелиты; 9 — угли и углистые сланцы; 10 — гранито-гнейсы

* Залежи нефти и газа обычно приурочены к поднятиям, сформированным до главной фазы нефтегазообразования.

мощности при складкообразовании; 3) последующим размывом отложений.

Уплотнение затрагивает в основном пелитовые и алевитовые осадки и идет наиболее быстрым темпом сразу за осадкообразованием, пока еще не закончилось накопление отложений данного стратиграфического интервала. А это значит, что оно тут же компенсируется дальнейшим осадконакоплением. Тем не менее уплотнение, особенно глини, продолжается и позднее, и при детальном анализе мощностей с ним приходится считаться, ибо в некоторых случаях разница между первоначальной и наблюдаемой мощностью может достигать 35—50 %. Во избежание связанных с недоучетом этого явления ошибок рекомендуется пользоваться специальной таблицей изменения мощности глинистых пачек с глубиной, составленной И. И. Нестеровым.

Перераспределение мощностей при складкообразовании также наблюдается в основном в глинистых и соленосных толщах. Оно выражается, в частности, в нагнетании солей и глин в ядра диапировых складок, где их мощность оказывается значительно большей, чем первичная, в противоположность синклиналям, откуда материал выжимается. Изменения настолько велики, что делают практически невозможным детальный анализ мощностей; с трудом удается вычислить среднюю первичную мощность толщи. Перераспределение мощностей происходит и при формировании многих линейных складок: мощность увеличивается в замках и уменьшается на крыльях; поэтому лучше брать средние значения. В случае интенсивно складчатых толщ, типа сланцевой юры Кавказа, или «блестящих сланцев» Альп, к оценке мощностей следует подходить осторожно, а для глубокометаморфизованных образований такие оценки вызывают большие сомнения.

Влияние последующего размыва отложений на правильность выводов из анализа мощностей во многом зависит от того, когда наступил этот размыв — вскоре после отложения осадков, при сохранении того же структурного плана, или намного позже, когда этот план существенно изменился и, например, на месте прогибов могли возникнуть поднятия.

Ранневторичный размыв не вносит больших искажений в картину распределения мощностей осадков. Более того, этот размыв лишь подчеркивает расположение поднятий, региональных и локальных, уменьшая, иногда до нуля, мощность осадков на участках первично малых мощностей. Поздневторичный размыв, напротив, нередко приводит к существенному искажению первичного структурного плана, вплоть до уничтожения отложений на участках их первоначального максимального накопления, вследствие обращения (инверсии) знака вертикальных движений. Чтобы отличить, обязана ли данная зона современного отсутствия отложений того или иного возраста тому, что эта зона была в это время областью размыва или тому, что

эти отложения были размыты в более позднее время, следует привлечь распределение фаций. В первом случае должно наблюдаться концентрическое окаймление рассматриваемой зоны сначала более грубыми, затем более тонкими осадками, во втором случае может иметь место несогласное наложение зоны нулевых мощностей на фациальную зональность и полное отсутствие признаков сноса обломочного материала со стороны этой зоны (рис. 23). Точно так же комплексный анализ фаций и мощностей необходим для решения и другого вопроса — отвечает ли данный минимум мощностей на карте изопах участку относительного поднятия или, наоборот, максимального погружения, некомпенсированного осадконакоплением. Очевидно, в первом случае к этому участку должны быть приурочены более мелководные отложения, во втором — более грубоководные, по сравнению со смежными участками.

Суммируя максимальные мощности отложений более узких геохронологических интервалов для получения суммарной мощности более крупного интервала, следует соблюдать большую осторожность, особенно в условиях линейных прогибов подвижных поясов. Дело в том, что во времени происходит

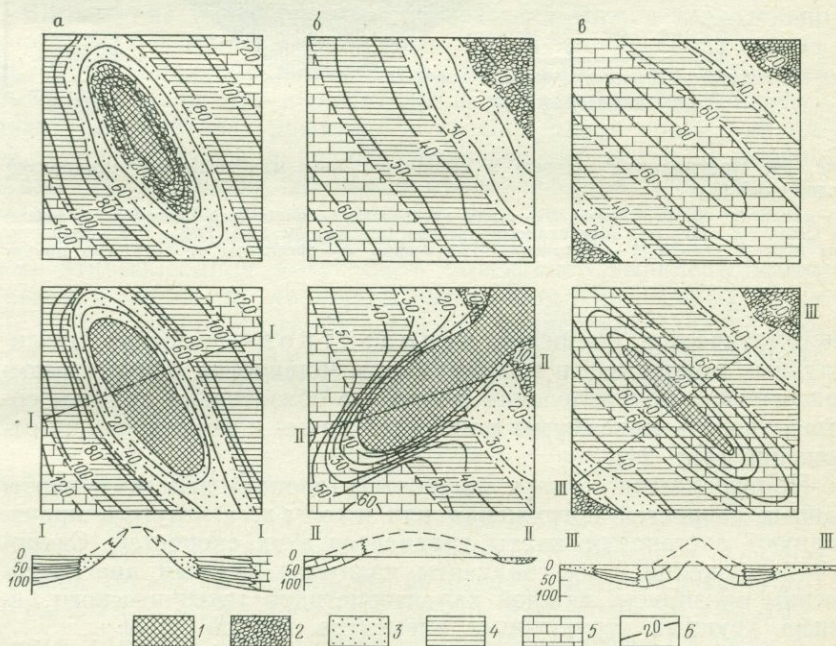


Рис. 23. Схема распределения фаций мощностей в случае раннетертичного (а) и поздневторичного (б, в) размыва. По В. Е. Ханну (1973 г.).
 1 — зона отсутствия отложений данного возраста; 2 — галечники (конгломераты); 3 — пески (песчаники); 4 — глины (аргиллиты); 5 — известняки; 6 — изолинии мощностей (в верхнем ряду показана первоначальная картина распределения осадков и их мощностей, в нижнем ряду — после размыва)

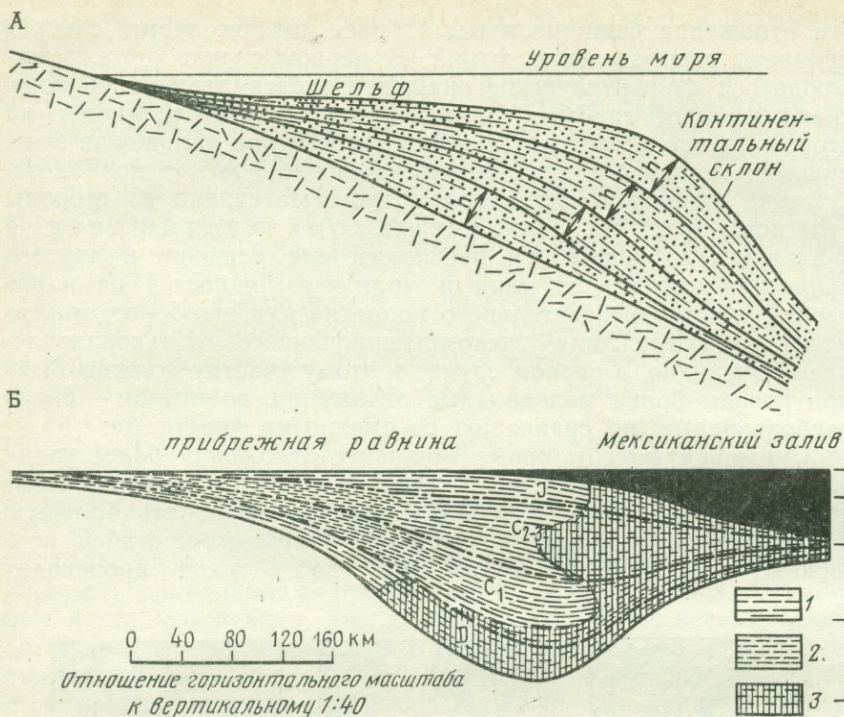


Рис. 24. Проградация шельфа и смещение зоны максимальных мощностей отложений (h)

А — схема (по В. Е. Хаину); Б — схема распределения мощностей палеоцена и эоцена на Северном побережье Мексиканского залива (по Дж. М. Кэю, 1955 г.): 1 — терригенные морские осадки, 2 — континентальные осадки, 3 — аргиллиты от неритовых до баттиальных

систематическое смещение депоцентров — участков максимальных мощностей, и максимальным мощностям одних стратиграфических подразделений далеко не обязательно должны соответствовать максимумы мощностей ниже- и вышележащих отложений (рис. 24).

Производными от карт мощностей (изопах) являются карты равных скоростей погружения или изотах, а «вторую производную» составляют карты градиентов этих скоростей. Скорости погружения и их градиенты являются важным диагностическим признаком, важной характеристикой тектонического режима крупных структурных элементов земной коры.

§ 3. ОБЪЕМНЫЙ МЕТОД

В дополнение к анализу фаций и мощностей А. Б. Роновым (1949 г.) был разработан объемный метод изучения вертикальных движений. Этот метод предусматривает:

1) подсчет суммарных объемов отложений (по картам мощностей),

2) измерение относительных объемов различных типов отложений [по картам фаций (литофаций) и мощностей],

3) определение среднего размера погружения и средней мощности отложений,

4) определение средней скорости погружений (частное от деления среднего размера погружения на абсолютную продолжительность соответствующего интервала времени),

5) определение средней интенсивности вулканизма (частное от деления объема вулканогенных пород на произведение площади и времени их накопления),

6) определение размера и средней скорости поднятия по объему снесенного с него обломочного материала, переотложенного в сопряженных прогибах (цифры получаются несколько заниженные, так как учитывается лишь та часть поднятия, которая компенсирована денудационным срезом и игнорируется вынос растворимых компонентов в океан),

7) определение так называемого коэффициента поднятия (отношение общего объема обломочных пород к общему объему всех отложений).

Вычисление перечисленных показателей может значительно дополнить обычный качественный палеотектонический анализ. Так, определение среднего размера погружения дает надежный критерий для оценки относительной интенсивности движений различных геоструктурных зон в течение одной эпохи или одной и той же зоны в разные геологические эпохи. В первом случае оно позволяет отвлечься от неравенства площадей отдельных зон, а во втором — от влияния эвстатических колебаний уровня океана, изменяющих площадь осадконакопления. Сами эти колебания могут быть объективно выявлены путем сравнения изменения площадей накопления в различных зонах и в различные промежутки времени. Вычисление средней скорости погружения или поднятия позволяет устранить влияние неравенства продолжительности различных геологических веков, эпох, периодов.

§ 4. АНАЛИЗ ФОРМАЦИИ

Важное место среди методов палеотектонического анализа в нашей стране занял анализ формаций. Формация (геоформация) это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры. Понятие формации приложимо ко всем типам горных пород — осадочным,

вулканогенным, интрузивно-магматическим, метаморфическим*. Сочетание осадочных и вулканогенных, вулканогенных и плутонических пород называют литологическими ассоциациями (например, трапповая, офиолитовая ассоциации — см. ниже). В относительно редких случаях формация бывает сложена какой-то одной породой (например, формации песчого мела, кварцево-глауконитовых пород, толеитовых базальтов, гранитоидов). Обычно же число породных компонентов составляет три-четыре, реже больше. Помимо основных «формациеобразующих» пород в сложении формаций могут участвовать другие, подчиненные (акцессорные) компоненты, иногда настолько характерные и важные, что формация по ним получает свое название, например угленосные формации. Каждая порода, входящая в состав осадочной формации, отвечает определенной фации, точнее генетическому типу отложений, и, таким образом, осадочная формация (литоформация) это комплекс фаций (генетических типов). Но если облик фации (генетического типа) определяется физико-географической обстановкой ее образования, то основным фактором обособления формаций является тектонический режим, проявленный через форму тела формации (мощность, площадь распространения), набор и характер переслаивания слагающих ее пород. Существенное влияние на облик осадочных формаций, особенно континентальных и мелководно-морских, оказывают и климатические условия, а также состав пород (петрофонд, по И. В. Хворовой) и тип их выветривания в области сноса, а иногда и вулканизм. Области распространения отдельных типов осадочных формаций отвечают областям осадконакопления — бассейнам разного типа, например эпиконтинентальным, внутренним или окраинным морям, межгорным котловинам, аллювиальным равнинам, пустыням, одновременно являющимся крупными геоструктурными зонами или их частями.

Поскольку именно тектонический режим является определяющим фактором обособления формаций, причём всех их типов, сами формации являются показателями определенных тектонических режимов и в этом их значение для геотектоники. Правильно определив принадлежность той или иной формации к определенному типу, мы тем самым можем установить, какой из основных геоструктурных зон (платформа, геосинклиналь — ее внешняя или внутренняя зона, ороген и т. п.) принадлежала область ее накопления и на какой стадии развития она находилась. Следует подчеркнуть, что для правильного определения типа формации надо выяснить ее вертикальные и латеральные связи, ее положение в вертикальном

* Применительно к метаморфическим породам необходимо учитывать как их первичный состав, так и тип наложенных метаморфических преобразований (фации метаморфизма).

и латеральном рядах. Формации, характерные для крупных геоструктурных зон, образуют по вертикали (разрезу) определенные формационные ряды, отвечающие последовательным стадиям их развития. Формационный ряд, типичный для геосинклиналей, впервые был установлен еще в конце прошлого века французским геологом М. Бертраном, а его повторение в разрезе разновозрастных геосинклиналей дало ему основание для выделения тектонических циклов — гуронского (докембрийского), каледонского, герцинского, альпийского. Формационные ряды свойственны каждому из основных типов структурных элементов земной коры. Кроме вертикальных формационных рядов, формации образуют и латеральные ряды, характеризующие переход от одной геоструктурной зоны к другой на площади. Сочетание вертикальных и латеральных рядов может быть изображено на формационных профилях (рис. 25).

Карты формаций определенных геохронологических интервалов используются, в сочетании с картами их мощностей, в качестве основы для построения палеотектонических карт, например Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1967—1969 гг.) или специального Атласа палеотектонических карт СССР (1977 г.) под редакцией Т. Н. Спижарского. На картах атласов основными цветовыми обозначениями показано распределение главных структурных элементов земной коры (платформ, внешних и внутренних зон геосинклиналей, орогенов), на картах под редакцией Т. Н. Спижарского — стадий их развития. Атласы составлены с фиксированных позиций и сохраняют свое значение в основном для платформ.

В составе формаций часто выделяют, обычно по латерали, субформации или градации. Например, в составе

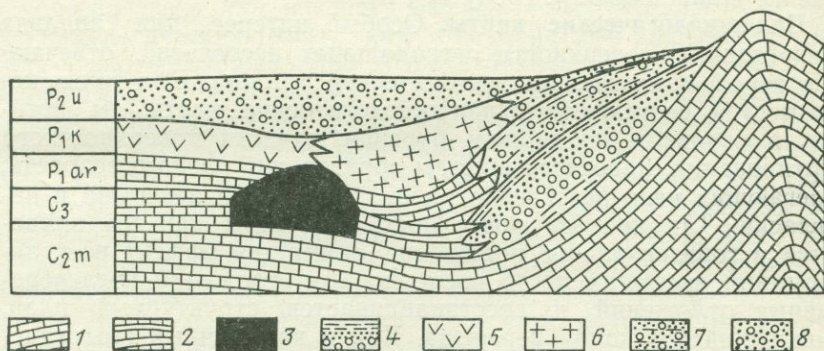


Рис. 25. Соотношение формаций Предуральского передового прогиба. По В. Д. Наливкину (1949 г.), с изменениями

1—3 — платформенная известняковая формация (1 — слоисто-известняковая субформация, 2 — субформация горячих сланцев, битуминозных мергелей и глин, 3 — рифовая субформация); 4 — флишевая формация; 5 — платформенная эвапоритово-красноцветная формация; 6—7 — нижняя молассовая формация (6 — соленосная субформация, 7 — терригенная субформация); 8 — верхняя молассовая формация (красноцветная грубообломочная континентальная субформация)

платформенной карбонатной формации можно различить массивно-известняковую (биогермовую; рифовую), обломочно-известняковую (склоны рифов), слоисто-известняковую, мергельную субформации. Их нередко рассматривают в качестве самостоятельных формаций.

§ 5. АНАЛИЗ ПЕРЕРЫВОВ И НЕСОГЛАСИЙ

Тектонические движения, развивающиеся на фоне общего погружения и накопления, осадков фиксируются в изменениях фаций, мощностей и формаций, изучаемых соответствующими методами. Когда эти движения проявляются в условиях господства суши, они деформируют земную поверхность и образуют формы наземного рельефа, исследуемые структурно-геоморфологическими методами. Но особые условия создаются в периоды обычно относительно кратковременных общих или местных поднятий (осушений), которые затем снова сменяются погружениями. Эти события отмечаются перерывами в отложении осадков, а в условиях залегания разделенных перерывами толщ несоответствием, получившими название несогласий. Движения и деформации, сопровождающие накопление осадков, как бы конденсируются в плоскости перерывов и несогласий. Перерывы совпадают с фазами усиления движений, деформаций и перестроек структурного плана. Не случайно поэтому, вследствие относительной легкости фиксации несогласий благодаря их наглядности, рассматриваемый метод является по существу старейшим методом изучения истории движений земной коры. Им пользовался еще Н. Стено при восстановлении истории геологического развития Тосканы на основе разработанных им принципов (см. главу 1, § 3).

Палеогеологические карты. Особый интерес для анализа представляют поверхности региональных несогласий, отвечающие переломным эпохам тектонической истории. Для таких поверхностей составляются палеогеологические карты, на которые, в основном по данным бурения, отчасти поверхностного картирования, наносятся выходы образований разного возраста, залегающих непосредственно ниже поверхности перерыва и несогласия. Так как эта поверхность при этом как бы приводится в горизонтальное положение, снимается эффект всех деформаций, имевших место после начала отложения послеперывных отложений и восстанавливается структурный план, сложившийся к концу перерыва. Как и на обычных геологических картах, площади распространения наиболее древних образований отвечают поднятиям этого палеоструктурного плана, наиболее молодых — впадинам, которые будучи несогласно перекрытыми послеперывными отложениями не могут быть выявлены при поверхностном картировании.

Первые, еще мелкомасштабные карты для Русской плиты были опубликованы в 1945 г. Н. С. Шатским. По карте доде-

вонской поверхности им была впервые выявлена важнейшая погребенная положительная структура восточной части Русской плиты — Волго-Уральская антеклиза, с отдельными поднятиями которой оказались связаны крупнейшие нефтяные месторождения этой области. Благодаря интенсивным погружениям, испытанным Поволжьем в позднем палеозое и отчасти мезозое, Волго-Уральская антеклиза никак не вырисовывается на обычных геологических картах — она поглощена обширной Восточно-Русской областью опусканий.

Для территории США серия палеогеологических карт была впервые составлена геологом-нефтяником А. И. Леворсеном, монография которого была издана в 1962 г. в русском переводе. В ней очень образно определено значение палеогеологических карт: «Палеогеологическая карта какой-либо поверхности несогласия — это как бы вспышка света, озаряющая прошлое, проникающая в геологическую историю определенной площади. Она отображает перерыв, зияние в последовательном ходе геологической истории, рубеж, часто означающий конец одного природного события и начало следующего и поэтому служащий исходным моментом для исследования» (с. 5).

Учитывая значение палеогеологических карт, ВСЕГЕИ опубликованы такие карты для европейской территории СССР для предрифейской (поверхность кристаллического фундамента), предсреднедевонской, предверхнетриасовой поверхностей. Тектоническая карта фундамента СССР (1974 г.) также относится к категории палеогеологических карт.

Кроме основного типа палеогеологических карт предложены различные их модификации. Так, в качестве дополнительной нагрузки наносятся изогипсы современной структуры доперерывного комплекса или изогипсы структуры опорного горизонта в доперерывном или послеперерывном комплексе. Особый тип палеогеологических карт, как бы обратный основному их типу — карты, отражающие возраст базальных отложений послеперерывного комплекса, т. е. развитие послеперерывной трансгрессии. На таких картах трансгрессий выходы наиболее древних отложений соответствуют наиболее прогнутым участкам, раньше всего охватываемым трансгрессией (или континентальным осадконакоплением), а наиболее молодых отложений — наиболее поднятым участкам, где позже всего начинается накопление осадков. К этой категории по существу относятся геологические карты океанов (под ред. Б. С. Хейзена); на них показан возраст отложений, начинающий разрез осадочного (первого) слоя океанской коры.

Существуют карты, являющиеся продуктом наложения друг на друга палеогеологических карт обоих основных типов. На этих картах, именуемых картами контакта, изображены стратиграфические подразделения послеперерывной серии, налегающие на подразделения доперерывной серии. На них видно, какова в каждом пункте длительность перерыва, а чем дли-

тельное перерыв, тем, очевидно, больше интенсивность восходящих движений. Другую разновидность представляют карты условий или типов залегания тех или иных отложений на подстилающих слоях (рис. 26).

Несогласия и их типы. Наиболее простым видом несогласий является параллельное или стратиграфическое несогласие (рис. 27—1а). Характерным для этого вида несогласий является то, что слои, залегающие выше поверхности перерыва, остаются параллельными слоям, залегающим ниже этой поверхности. Это свидетельствует о том, что произошло общее поднятие местности или эвстатическое понижение уровня моря (океана), сменившееся погружением или новым повышением уровня моря. Различить эти две возможные причины параллельного несогласия позволяет установление площади его распространения и отношения к региональным структурам — если оно проявлено на площади целой платформы или даже нескольких платформ безотносительно к их внутренней структуре, это несогласие должно быть связано с эвстатическими колебаниями уровня океана. В противном случае несогласие является региональным или даже локальным, местным, если оно приурочено к сводам локальных платформенных поднятий, испытавшим осушение.

Разновидность параллельного несогласия составляет параллельное прилегание, или эрозионное несогласие. Оно характеризуется резко неровной поверхностью перерыва с заполнением послеперерывными осадками эрозионных углублений в более древних слоях; эти осадки прислоняются к более древним слоям, но сохраняют параллельность залегания по отношению к ним (рис. 27—1б). Если эта параллельность не соблюдается и слои послеперерывной серии на склонах эрозионных выступов залегают с первичным наклоном (рис. 27—1в), говорят о плащеобразном облегании. Первичный наклон обычно довольно быстро сглаживается вверх по разрезу, и вышележащие слои послеперерывной серии (как и базальные слои в эрозионных впадинах) залегают уже параллельно слоям доперерывной толщи. Для возникновения этих двух разновидностей параллельного несогласия необходимо, чтобы поднятие или понижение уровня моря, приведшее к перерыву в осадконакоплении, было достаточно значительным, чтобы вызвать врез эрозионной сети, а последующее погружение, или подъем уровня моря — достаточно быстрым, чтобы возникшие неровности рельефа не успели сгладиться эрозией. Глубина эрозионных врез позволяет приблизительно оценить размер поднятия в течение перерыва или понижения уровня океана, или замкнутого бассейна. На материале новейшего этапа развития Кавказа Е. Е. Милановский эмпирически установил, что амплитуда поднятия обычно в 1,5—2 раза превосходит максимальную глубину врез. Раннеплиоценовые врезы по периферии Каспийского бассейна, связанные с резким понижением его уровня, превосхо-

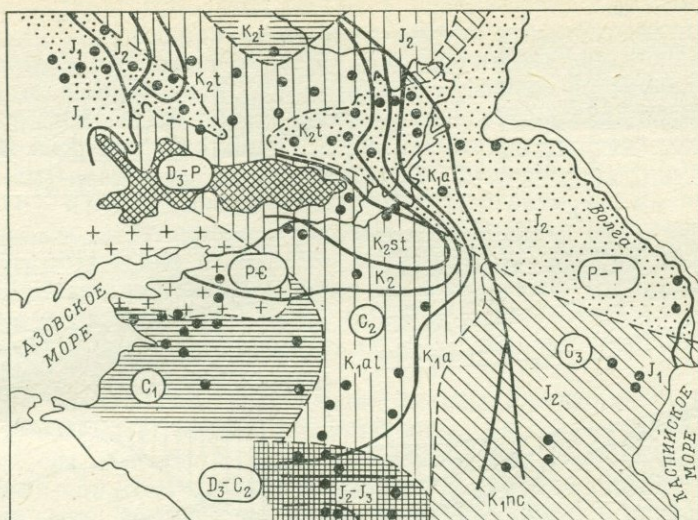


Рис. 26. Схема возраста поверхности фундамента и трансгрессий юрских и меловых бассейнов в пределах Предкавказья, Донбасса и Припатья. Возраст фундамента показан штриховкой с индексами в кружках, возраст подошвы трансгрессивных осадков — индексами без кружков (залитые кружки — скважины)

дли 500 м, а позднемiocеновые (мессинские) по периферии Средиземного моря — 1,5 км.

Следующий вид несогласий составляют краевые несогласия. Они наблюдаются по краям бассейнов осадконакопления, т. е. областей тектонического погружения, в результате неоднократных изменений положения береговой линии, обусловленных эвстатическими колебаниями уровня моря. Иначе говоря, эти несогласия являются следствием наложения эвстатических колебаний на региональные вертикальные нисходящие (волновые) движения, нарастающие к центру бассейна. Проявляются параллельные несогласия в утонении и выклинивании слоев к краю бассейна с наложением более молодых отложений не только с перерывом, но и с несколько меньшим наклоном на более древние отложения. Разница в наклоне, как правило, настолько незначительна, что подобные несогласия устанавливаются лишь путем сопоставления нескольких обнажений или (и) разрезов скважин, расположенных по одному профилю, поперечному к краю бассейна.

Существуют три разновидности краевых несогласий: 1) трансгрессивное перекрытие (англ. overlap) заключается в том, что трансгрессивная свита по направлению к краю бассейна ложится на все более и более древние слои, последовательно срезая абрадированные пласты (рис. 27—2а); 2) трансгрессивное и несогласное прилегание

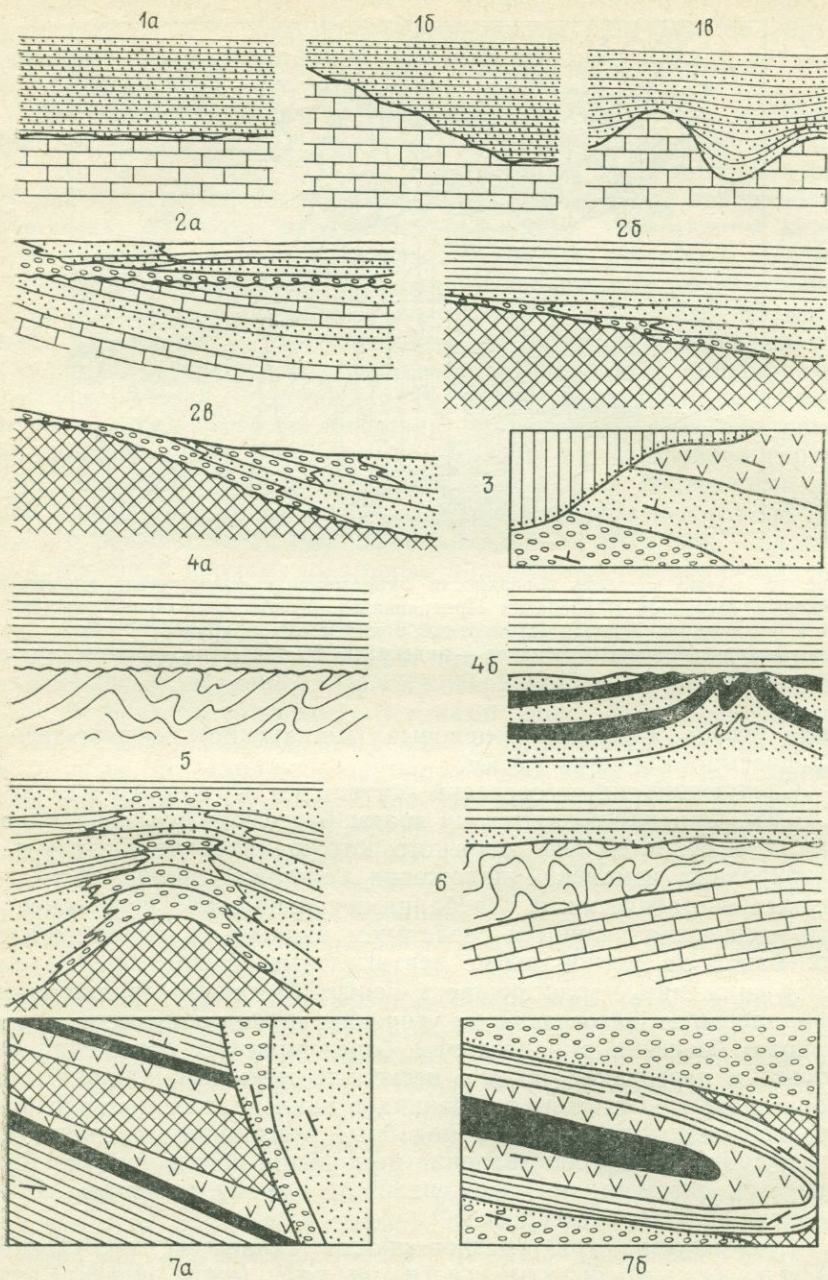


Рис. 27. Основные виды и разновидности несогласий. По В. Е. Хаину (1973 г.)

1 — стратиграфическое (параллельное) несогласие (а — параллельное несогласие, б — параллельное прилегание, в — плащеобразное облагание); 2 — краевые несогласия (а — трансгрессивное перекрытие, б — трансгрессивное прилегание, в — регрессивное приле-

(англ. onlap) образуется ближе к центральной части бассейна в результате расширения его контуров при нарастающей интенсивности погружения и (или) повышения уровня моря. В отличие от предыдущей разновидности абразия не успевает срезать тектонически обусловленные топографические склоны по краям бассейна; этот вид краевого несогласия вверх по региональному восстанию может перейти в предыдущий; 3) регрессивное прилегание (англ. offlap), отличающееся последовательным отступанием береговых линий более молодых морей к центру бассейна вследствие усиления нисходящих движений, отставания накопления осадков от погружения или понижения уровня моря. При этом более молодые отложения часто как бы вложены в более древние, отделяясь от них абразионным уступом (рис. 27—2в).

При образовании всех перечисленных разновидностей краевых несогласий общая конфигурация бассейна может оставаться без изменений; береговые линии, более древние и более молодые при этом сохраняют взаимную параллельность. Однако в ходе геологического времени структура бассейна нередко подвергается перестройке, вследствие чего контуры морей более молодых эпох оказываются непараллельными контурам более ранних морей и их пересекают. В плане, на геологической карте это выражается тем, что подошва послеперерывных отложений контактирует с разными горизонтами доперерывных отложений, последовательно срезая границы этих горизонтов. Подобное несогласие обычно отчетливо выступает лишь на мелкомасштабных картах; поэтому оно было названо Н. С. Шатским географическим, а французскими геологами картографическим несогласием. Хорошим примером такого несогласия может служить соотношение нижнего и среднего палеозоя по северо-западной периферии Русской плиты. Подошва девона по мере продвижения от Рижского залива к южному концу Ладожского озера последовательно срезает отложения силура, ордовика и, наконец, ложится на кембрий, а на Ладожско-Онежском водоразделе — и на протерозой. При этом изменяется и возраст отложений, с которых начинается разрез девона — сначала это средний, затем верхний девон, а к северо-востоку от Онежского озера девон выклинивается, и нижний карбон ложится непосредственно на протерозой. Это несогласие отражает перестройку структуры Русской плиты при переходе от каледонского этапа ее развития к герцинскому — общее простиранье контуров бассейнов первого этапа было ближе к широтному, второго — к долготному.

Следующий основной вид несогласий — это угловое несогласие, которое выражается в наблюдаемой в отдельных обнажениях, разрезах скважин и на сейсмических профилях и

гание); 3 — географическое (картографическое) несогласие; 4 — угловое несогласие (а — региональное, б — местное); 5 — конседиментационное (дисперсное) несогласие; 6 — подводнооползневое несогласие; 7 — азимутальное несогласие (а — региональное; б — местное); 3, 7 — в плане (остальное — в профиле)

подающейся замеру горным компасом разнице в наклоне слоев ниже и выше поверхности перерыва. Возникает оно вследствие проявления складчатых деформаций до и (или) в течение перерыва в накоплении осадков и денудации сводов складок во время самого перерыва. Новое погружение или повышение уровня моря приводит к перекрыванию размытых дислоцированных пластов горизонтально лежащими на них более молодыми осадками. В дальнейшем и эти отложения могут подвергнуться складчатости, но разница в наклоне их и подстилающих слоев сохранится.

Угловые несогласия разделяются на региональные и местные; последние проявляются лишь в сводах антиклиналей и затухают в синклиналях. Региональные несогласия характерны для зон линейной складчатости, а местные — прерывистой. При росте складок на фоне непрерывного погружения и накопления осадков вместо углового образуется рассеянное (дисперсное, конседиментационное) несогласие, выражающееся в постепенном возрастании наклона слоев со стратиграфической глубиной, параллельно с увеличением их мощности от антиклиналей к синклиналям. Более древние слои обладают большим наклоном, так как испытали более длительное воздействие процесса складкообразования. Определенный градиент нарастания мощности соответствует определенному углу несогласия; так, изменение мощности в 150 м на 1 км отвечает увеличению наклона на 10° . Рассеянное несогласие не может быть выявлено в одном обнажении; оно обнаруживается при построении профилей по нескольким обнажениям или скважинам, а также отражается на сейсмических профилях.

Региональные угловые несогласия к центру бассейна по мере усиления погружений и сокращения длительности перерыва сменяются местными, а затем рассеянными несогласиями (рис. 28). Иногда местные угловые несогласия возникают и в подводных условиях, без осушения сводов складок вследствие подводного оползания отдельных пакетов слоев со склонов растущих поднятий и налегающих более молодых осадков непосредственно на сильнее наклоненные, не затронутые оползанием более древние; это подводно-оползневое несогласие.

В последнее время обнаружен еще один вид угловых несогласий, связанных не со складкообразованием, а с растяжением коры при рифтообразовании и наклоном образующихся при этом блоков. Этот вид несогласий — несогласие растяжения будет рассмотрен в главе 8, § 5.

Подобно тому как изменение плана расположения крупных структур вызывает образование географических несогласий, изменение ориентировки простирания складок в процессе их роста приводит к возникновению азимутальных несогласий. Последние выражаются в том, что залегание слоев, разделенных поверхностью перерыва, отличается не только величиной угла наклона, но и направлением падения. Так обра-



Рис. 28. Переход региональных угловых несогласий в местные и местных угловых несогласий в рассеянное несогласие. По В. Е. Хаину (1973 г.)

зуются региональные азимутальные несогласия (см. рис. 27—7а); для образования же местных азимутальных несогласий достаточно изменения степени волнистости (наклона) шарниров складок — наложения более длинных складок на более короткие, и наоборот. Местные азимутальные несогласия наблюдаются только на периклиналях и центриклиналях складок. Постепенная переориентировка складок в процессе одновременной с погружением и осадконакоплением конседиментационной складчатости приводит к образованию рассеянно-азимутальных несогласий; такими же могут быть и географические несогласия.

При наложении нескольких угловых несогласий древние пласты приобретают все более крутой наклон. Но если при этом наблюдается и азимутальное несогласие, то такое сложение носит уже алгебраический характер, и в случае изменения направления падения пластов более чем на 90° молодая складчатость фактически как бы вычитается из более древней и приобретенный в период образования последней наклон не увеличивается, а уменьшается.

Крайней степенью несогласия является общее или структурное несогласие. Оно выражается в полном несовпадении простираения, положения осей, числа и формы складок в доперерывном и послеперерывном комплексах.

Таким образом, различные виды несогласий отражают различные типы тектонических движений (деформаций) и их сочетаний. Параллельные несогласия представляют результат колебательных вертикальных движений или эвстатических колебаний уровня моря (океана); краевые несогласия возникают на границе зон региональных поднятий и опусканий; угловые несогласия фиксируют складкообразование или рифтообразование; географические и азимутальные несогласия отражают изменение плана расположения соответственно региональных структур и складок. Общие структурные несогласия приурочены к границам тектонических этапов (циклов), ко времени смены тектонических режимов (геосинклинального — орогенным, орогенного — платформенным).

Но несогласия не всегда четко выражены в естественных разрезах или разрезах скважин (например, в метаморфических толщах, — об этом свидетельствуют скачки метаморфизма).

Эрозионные несогласия возникают также на океаническом дне, что выявлено в последние годы при проходке буровых скважин. Вызываются они движениями воды, существующими даже на глубинах в несколько километров, скорость которых может достигать нескольких километров в час, а также размывом ранее отложившихся осадков мутьевыми потоками и придонными течениями. На существование подводных размывов указывает присутствие на современной поверхности океанического дна выходов дочетвертичных отложений от плиоцена до нижнего мела, не прикрытых более молодыми отложениями.

В Индийском океане, к югу от Шри-Ланки, в центральной котловине бурением под верхнемиоценовыми радиоляриевыми илами вскрыты эоценовые отложения; в западной части Индийского океана верхнекайнозойские карбонатные отложения отделены перерывом от верхнемеловых отложений длительностью около 70 млн. лет. В некоторых из скважин между эоценовыми и кампанскими известняками отмечается угловое несогласие.

Изучение несогласий очень важно не только с теоретической, но и с практической точки зрения. К несогласиям нередко приурочены залежи бокситов, оолитовых железных руд, руд никеля, нефти, газа, россыпей ценных минералов и др. При этом нефть и газ могут залежать как в доперерывных слоях, срезанных и запечатанных поверхностью несогласия, так и в базальных песчаных пачках послеперерывных серий, в частности в выветрелых и трещиноватых породах фундамента платформ и в основании их осадочного чехла (см. главу 7). Автохтонные бокситы, никелевые руды в коре выветривания серпентинитов залегают под поверхностью несогласия, переотложенные бокситы и железные руды — над этой поверхностью.

Глава 5

ОКЕАНЫ, ИХ СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

§ 1. ОКЕАНЫ И ИХ КОРА

Океаны, включая окраинные моря, занимают около 71 % поверхности нашей планеты, но из этой площади около 23 % приходится на подводные окраины континентов, обладающие корой не океанского, а континентального или переходного типа. Однако подводные окраины континентов целесообразно рассматривать вместе с собственно океанским ложем, поскольку в своем развитии они тесно связаны с развитием океанов.

Изучение океанов началось в эпоху Возрождения, в конце XV—XVI вв. Путешествия Васко де Гама, Ф. Магеллана,

С. Дежнева, Дж. Франклина доказали единство Мирового океана и островное положение континентов, но только в середине XX в. очертания отдельных океанов были точно нанесены на карты, в последнюю очередь в районах Арктики и Антарктики, в значительной степени благодаря советским экспедициям. К изучению геологии океанов начиная с рельефа дна и современных осадков приступили в последней четверти XIX в.; но особенно интенсивно в сочетании с геофизическими исследованиями и с помощью современной аппаратуры оно ведется с 50-х годов нашего века. Только в эту эпоху, в 50—60-е годы, стали известны основные черты рельефа, а следовательно, и структуры (поскольку в океане они практически совпадают) океанского ложа, строение океанской коры, поля силы тяжести и магнитного поля океанов, их сейсмичность, тепловой поток. Работы советских и американских экспедиций внесли большой вклад в эти достижения. В 1968—1983 гг. в океанах проводилось глубоководное бурение с американского судна «Гломар Челленджер», на протяжении ряда лет при участии советских ученых. С этого судна пробурено более 620 скважин во всех океанах мира, за исключением покрытой вечным льдом центральной части Северного Ледовитого океана.

Подводные окраины континентов спускаются до глубин порядка 3,5—4 км, откуда начинается область развития собственно океанской коры. Океанская кора, как отмечалось в главе 2, коренным образом отличается от континентальной и по мощности, обычно не превышающей 6—8 км, и по составу, прежде всего по отсутствию характерного для континентов гранитно-гнейсового слоя. Она состоит из трех слоев, верхние два из которых изучены глубоководным бурением, а все три — драгированием (взятием проб драгой) в стенках крупных разломов на океанском дне. Верхний слой океанской коры — осадочный*; его мощность минимальна в центральной части океана, где он выклинивается, и максимальна у подножия континентальных окраин, где нередко достигает 10—15 км, а иногда и больше. На большей же части площади океана мощность осадков измеряется сотнями метров. Весь осадочный чехол океанов сформирован за последние 160—180 млн. лет, начиная с юрского периода, ибо нигде глубоководным бурением в его основании не вскрыты отложения древнее верхнеюрских (келловейских), и только на относительно небольшой площади в центрально-западной части Тихого океана существует возможность обнаружения более древних осадков, вероятно не древнее нижнеюрских. По своему возрасту осадочный слой океанов, таким образом, принципиально отличается от подобного же слоя континентов, формировавшегося на протяжении более полутора миллиардов лет, если включать в него рифейские отложения.

* Местами в нем присутствуют покровы базальтов и силлы основного состава.

Второй слой океанской коры — базальтовый*; он пройден скважинами в Тихом океане почти на полную мощность и в Атлантическом примерно на половину мощности, составляющей в среднем 0,8—1,2 км, а его верхняя часть вскрыта уже довольно многочисленными скважинами. Везде этот слой сложен достаточно однообразными низкокалиевыми толеитовыми базальтами то в виде пиллоу (подушечных) лав, то массивными с вкрапленниками или без них (афировыми). Встречаются тонкие прослои туфов того же состава, фораминиферных илов и брекчий из пород третьего слоя — габбро, серпентинизированных перидотитов и др. Скорости продольных сейсмических волн — v_p составляют в этом слое от 4,0 до 6,7 км/с, в среднем около 5,1 км/с. Определение возраста фораминифер из осадочных прослоев в Атлантике показало, что он не отличается от возраста базальных слоев осадочного чехла в данном месте. Это означает, что накопление базальтов второго слоя происходило очень быстро, в течение не более миллиона лет, что согласуется со скоростью накопления лав Исландии, установленной наземными наблюдениями (до 4 км за 1 млн. лет). Нижняя часть второго слоя обнаруживает признаки регионального метаморфизма, вверху цеолитовой, внизу зеленосланцевой и даже эпидот-амфиболитовой фации. В основании второго слоя, по данным бурения в Тихом океане, к югу от побережья Коста-Рики располагается дайковый комплекс, состоящий из параллельных даек долеритов. Этот комплекс относят либо к самым низам второго, либо уже к верхам третьего слоя. Его мощность достигает 1 км; он метаморфизован в зеленосланцевой или амфиболитовой фации.

Третий слой океанской коры сложен, по данным многочисленных драгировок во всех океанах, кроме Арктического, полнокристаллическими основными магматическими породами — преимущественно габбро, нередко превращенными в амфиболиты и в подчиненном количестве ультрамафическими породами — перидотитами, пироксенитами, обычно серпентинизированными. Главным образом по аналогии с офиолитами суши (см. главу 6) предполагается, что эти породы слагают в нижней части третьего слоя так называемый полосчатый комплекс, т. е. комплекс расслоенных в магматической камере дифференциатов той же базальтовой магмы, за счет которой образовался второй слой. Верхняя часть третьего слоя сложена массивными габбро. Мощность третьего слоя от 3 до 5 км, $v_p = 6,7—7,5$ км/с. Породы верхней мантии выступают на поверхность дна и даже в виде острова (о-в Сан-Паулу у берегов Бразилии) в ряде мест Мирового океана, вдоль наиболее крупных разломов. Это обычно серпентинизированные перидо-

* Ранее это название применялось для третьего слоя океанской коры, по аналогии с «базальтовым» слоем материков, но позже оказалось, что именно второй слой сложен базальтами, а третий имеет другой состав.

титы — клинопироксеновые гарцбургиты, двупироксеновые лерцолиты, реже дуниты. На поверхности Мохоровичича, отделяющей их от коры, всегда наблюдаются признаки тектонических подвижек, скольжения и дробления. $v_p = 7,9—8,2$ км/с.

В строении океанского ложа различают два главных элемента: срединноокеанские поднятия (хребты) и океанские плиты.

§ 2. СРЕДИННООКЕАНСКИЕ ПОДНЯТИЯ (ХРЕБТЫ)

Лишь в конце 50-х годов было выяснено, что на дне океана существует единая и могучая система срединноокеанских хребтов длиной более 60 тыс. км, шириной от 0,5 до 2 тыс. км, высотой над абиссальными равнинами до 3—4 км, пронизывающая все океаны и занимающая около $\frac{1}{3}$ поверхности их дна (рис. 29). Наиболее типичным звеном этой системы является Срединно-Атлантический хребет, простирающийся примерно по середине Атлантики на всю ее длину и продолжающийся в Северный Ледовитый океан в виде хр. Гаккеля, названного в честь открывшего его, по данным советских экспедиций, нашего географа. На юге, у о-ва Буве, хребет поворачивает к востоку — северо-востоку, проходя между Африкой и Антарктидой и продолжаясь в Индийский океан. В середине этого океана он разветвляется, образуя так называемое тройное сочленение; одна ветвь направляется к северу и северо-западу, достигая Аденского залива, и далее проникая в Красное море; другая протягивается к юго-востоку, продолжаясь затем между Австралией и Антарктидой; через мощную зону разломов она со-

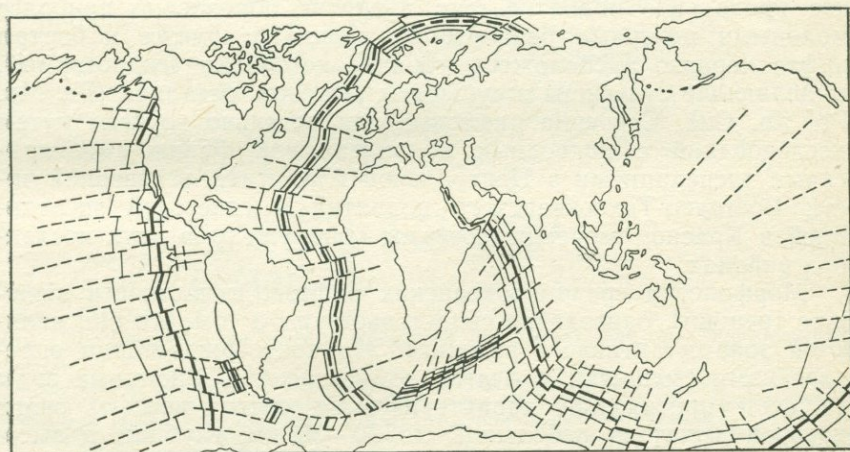


Рис. 29. Мировая система срединноокеанских хребтов

Оси хребтов показаны жирными черными линиями; параллельно им следуют тонкие линии, отвечающие линейным магнитным аномалиям; пунктир—трансформные разломы

членяется с Южно-Тихоокеанским поднятием, а последняя далее к востоку — с Восточно-Тихоокеанским. Восточно-Тихоокеанское поднятие, постепенно сближаясь с Южной и Центральной Америкой, простирается на север до Калифорнийского залива (второй, после Аденского залива район, где срединный хребт смыкается с внутриматериковой структурой). Хребт вновь появляется к северу от Калифорнии и окончательно срезается разломом у архипелага Королевы Шарлотты (Канада).

Из сказанного можно видеть, что срединноокеанские хребты вполне соответствуют своему названию лишь в Атлантическом, Индийском океанах; в Тихом и Северном Ледовитом океанах они сдвинуты к одному краю океана.

В поперечном сечении срединных хребтов выделяются три типа зон: фланговые, гребневые и осевые (рис. 30). Фланговые зоны — наиболее широкие (многие сотни километров); тонкий слой осадков, возрастающий к подножию хребта, проходящему на глубине 3,5—4 тыс. м, перекрывает расчлененный базальтовый фундамент. Гребневые зоны имеют ширину порядка 50—100 км; они разбиты продольными разломами на узкие (от 1 до 10 км, 2,5 км в среднем) блоки — пластины, приподнятые в виде гряд или опущенные друг относительно друга. Средняя глубина этих зон 2—2,5 км, местами значительно меньше. Осадки, по возрасту плиоценово-четвертичные, выполняют карманы — грабены, имея небольшую (десятки метров) мощность. Осевые зоны в своем наиболее типичном виде выражены рифтами — узкими (25—30 км) щелями сложного внутреннего строения, наиболее схематично могущего быть охарактеризованного как грабен в грабене, причем вдоль оси центрального грабена шириной 4—5 км обычно намечается невысокое продольное поднятие. Это поднятие образовано наиболее молодыми центрами базальтовых излияний; ближе к бортам рифта нередко расположены горячие источники (гидротермы), выделяющие сульфиды и сульфаты тяжелых металлов (Fe, Mn, Pb, Zn, Cu). Строение рифтовых зон детально изучено путем исследований с подводных лодок-малюток франко-американскими экспедициями в Центральной Атлантике, в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия и советской экспедицией в Красном море; гидротермы обнаружены в двух последних районах.

Морфология срединноокеанских рифтов, в частности зияющие трещины, однозначно свидетельствуют о том, что они являются зонами активного раздвига; это подтверждается и определениями смещений в очагах землетрясений. Рифтовые зоны на всем протяжении характеризуются сейсмичностью, очаги которой лежат на небольшой, до 20—30 км, глубине, и высоким тепловым потоком, в несколько раз превышающим среднемировой. По сейсмическим данным в Восточно-Тихоокеанском поднятии современные магматические очаги лежат местами всего на глубине около 3 км, замещая третий слой коры. Ба-

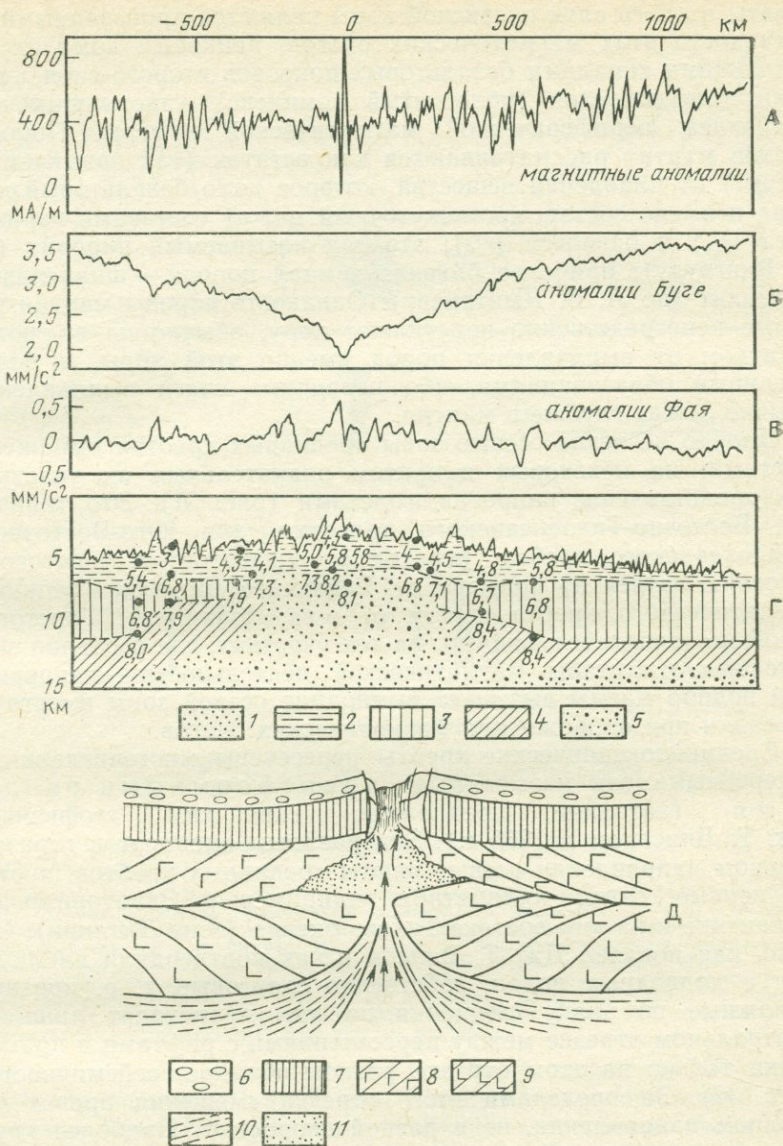


Рис. 30. Строение срединного хребта и его отражение в геофизических полях

А — магнитные аномалии; Б — аномалии силы тяжести в редукции Буге; В — то же, в редукции Фая, Г — сейсмический профиль (по М. Тальвани); Д — гипотетический глубинный профиль (по Дж. Дьюи и Кидду, с изменениями). На профиле Г: 1 — осадки, 2 — второй слой, 3 — третий слой коры, 4 — нормальная мантия, 5 — разуплотненная мантия. На профиле Д: 6 — шаровые и массивные базальты второго слоя, 7 — комплекс параллельных даек, 8 — габбро, 9 — полосчатый комплекс, 10 — тектонизированные ультрамафиты верхней мантии, 11 — магматический очаг

зальты второго слоя океанской коры являются производными от активности этих магматических очагов, дайковый комплекс — питающими каналами базальтовых покровов второго слоя, а породы третьего слоя (полосчатый комплекс) — застывшим выполнением периферической магматической камеры. Породы верхов мантии рассматриваются как остаток (так называемый рестит) от плавления вещества, которое дало базальтовый расплав и имело состав, промежуточный между составами перидотита ($3/4$) и базальта ($1/4$); это так называемый пиролит (по А. Рингвуду); наиболее близкая земная порода — шпинелевый лерцолит (по Л. В. Дмитриеву). Однако те породы мантии, которые непосредственно подстилают кору, обычно не являются остатком от выплавления пород именно этой коры, а более древними образованиями, ибо первичные очаги выплавления обычно лежат глубже в мантии.

Далеко не везде осевые зоны срединных хребтов выражены рифтами; на некоторых и притом значительных их участках они представлены, напротив, горстами (рис. 31). Это типично для Восточно-Тихоокеанского поднятия, для Юго-Восточного Индоокеанского хребта; переход от рифтового к горстовому строению изучен на примере хр. Рейкьянес (отрезок Срединно-Атлантического хребта к югу от о-ва Исландия). Горстовое строение проявляется, видимо, на тех участках, где особенно значительны масштабы магматической деятельности — непрерывный подпор магмы вызывает выпирание осевой зоны вместо ее просадки при опорожнении магматических очагов.

Срединноокеанические хребты пересечены многочисленными поперечными так называемыми трансформными разломами (название предложено канадским геофизиком Дж. Т. Вилсоном в 1965 г.). Эти разломы смещают в горизонтальном направлении осевые рифты срединных хребтов, иногда на первые сотни километров, например в Экваториальной Атлантике и на юго-востоке Тихого океана (зона Элтанин). Однако, как показал Дж. Т. Вилсон и как подтвердили наблюдения с подводных лодок, собственно сдвиговые, т. е. противоположные по знаку смещения по ним происходят лишь на центральном отрезке между пересечениями с рифтами и практически только на этом отрезке разлом обладает сейсмичностью (рис. 32). За пределами этого отрезка смещения происходят в одном направлении, но с разной скоростью. Наиболее крупные из трансформных разломов — магистральные пересекают не только срединные хребты, но и смежные океанские плиты и даже продолжают в пределы обрамляющих континентов. Длина таких разломов может достигать нескольких тысяч километров, а вертикальные смещения по ним — до 3—5 км; их стенки и дают лучшие естественные разрезы океанской коры, а также выходы пород верхней мантии. На некоторых участках вдоль таких разломов проявляется раздвиговая либо надвиговая компонента. В первом случае образуются ще-

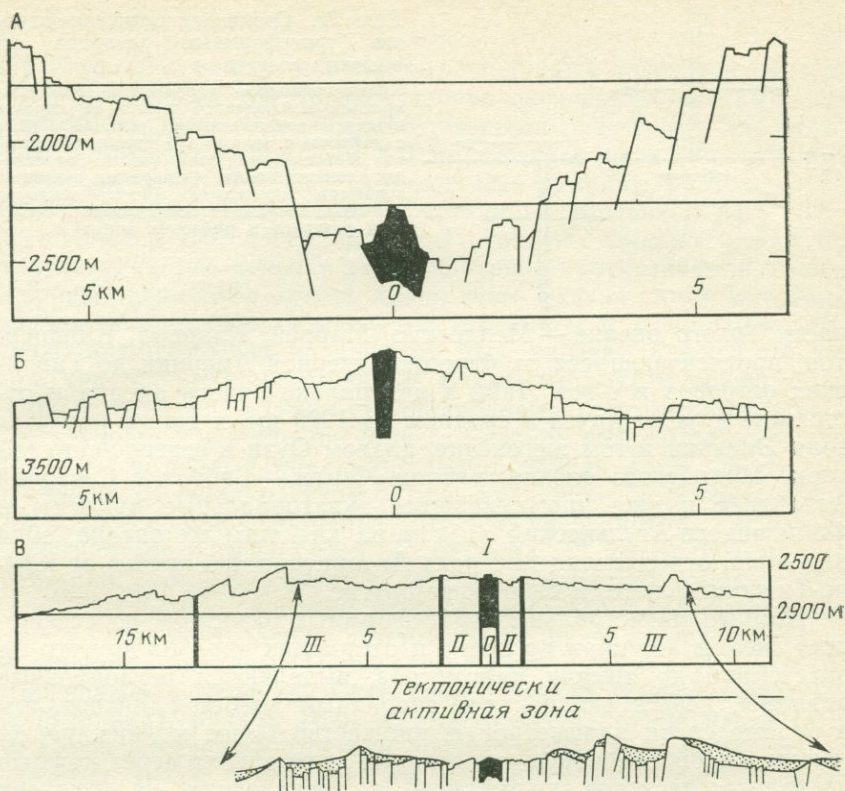


Рис. 31. Примеры срединноокеанских хребтов. По Ж. Деркуру и Ж. Паке (1982 г.)

А — Срединно-Атлантический хребет (широта Азорских островов); срединная долина (рифт) хорошо выражена, расширение сравнительно медленное; Б и В — Восточно-Тихоокеанское поднятие на широте Мексики: срединная долина (рифт) отсутствует, расширение среднее или быстрое. На разрезе В показаны: посредине — тектонически активная зона (I — зона экструзии магмы и базальтовых излияний); сбросы и трещины открыты и заполнены лавой (черная заливка); II — зона с очень многочисленными трещинами растяжения; III — более спокойная зона (где количество трещин уменьшается), по краям — тектонически более спокойные зоны, где погружения сопровождаются накоплением все более мощных осадков

леподообразные впадины — грабены глубиной иногда до 7—8 км, например впадины Чейн, Вима, Романш в экваториальной зоне разломов Атлантики. Надвиги отмечены в восточной части Азоро-Гибралтарского разлома (район банки Горриндж), в Атлантике, а также вероятны вдоль некоторых других разломов, где породы нижней части коры или верхов мантии оказываются залегающими выше пород верхней части коры. Серпентиниты верхней мантии, обладая высокой пластичностью, могут выжиматься вверх и образовывать диапировые внедрения — протрузии и вдоль разломов.

К числу наиболее примечательных трансформных разломов относятся гигантские широтные разломы северо-восточной

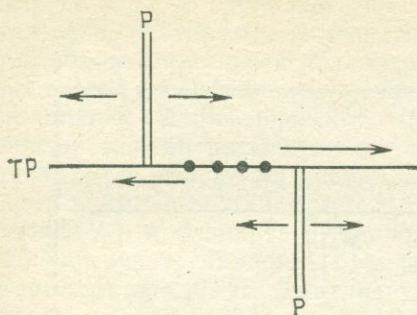


Рис. 32. Схема, поясняющая отличие трансформных разломов от обычных сдвигов

Противоположное направление смещения крыльев наблюдается только на отрезке между пересечениями разлома (ТР) с рифтовыми зонами (Р) срединных хребтов и только на этом участке происходят землетрясения (эпицентры показаны залитыми кружками). Размер векторов смещения отражает соотношение скоростей раздвига в рифтовых зонах

части Тихого океана — Мендосино, Маррей, Клариион, Клиппертон, протягивающиеся от берегов Северной Америки до Гавайских островов и о-вов Лайн в центральной части океана и отстоящие друг от друга в среднем на 1000 км, а также разломы зоны Элтанин в том же океане, разлом Оуэн в северо-западной части Индийского океана, разлом Чарли — Гиббса в Северной Атлантике и уже упоминавшиеся экваториальные разломы и Фолклендско-Агульяский разлом на юге того же океана, зона разломов, отделяющая Австрало-Антарктический хребет от Южно-Тихоокеанского, и некоторые другие.

Помимо магистральных трансформных разломов, пересекающих океаны «от края до края» и отстоящих один от другого на расстоянии до тысячи километров, выделяются региональные разломы, пересекающие весь срединный хребет с интервалом в первые сотни километров и множество более мелких, рассекающих лишь гребневую и рифтовую зоны хребта через каждые несколько десятков километров и затухающих на флангах хребта.

На пересечении срединных хребтов трансформными разломами, особенно магистральными, возникают наиболее крупные вулканические постройки, нередко выступающие над поверхностью воды в виде островов. Крупнейшим из них является Исландия, полностью перекрывающая Срединно-Атлантический хребет и выходящая даже за его пределы; в Атлантике расположены также Азорские острова (на пересечении с Азоро-Гибралтарским разломом), о-ва Вознесения, Св. Елены, Тристанда-Кунья, Буве; в Индийском океане — о-ва Сен-Поль и Амстердам, в Тихом океане — о-в Пасхи. Кроме Исландии, вулканические острова расположены не на оси хребта, а смещены на одно из «плеч» рифтовой зоны (то же наблюдается и в континентальных рифтах). Лавы этих островов обычно отличаются от «нормальных» срединноокеанских базальтов повышенной щелочностью и нередко принадлежат щелочно-базальтовой (трахибазальтовой) формации.

§ 3. ОКЕАНСКИЕ ПЛИТЫ

Пространство между подножиями срединных хребтов и подводными окраинами континентов занято океанскими плитами, выраженными в рельефе дна абиссальными равнинами, дно которых лежит на глубине 4,5—6,0 км; в зонах разломов глубины могут достигать 6—7 км. Абиссальные равнины разделены на отдельные, более или менее изометричные котловины внутри плитными поднятиями, что особенно хорошо выражено в Атлантике, где цепочки таких котловин протягиваются по обе стороны срединного хребта вдоль всего океана. Кора котловин обладает типичными для океана строением и мощностью, выдержанными обычно на всем их пространстве. Осадочный чехол, как правило, маломощный (сотни метров) и представлен безызвестковыми илами — радиоляриевым, диатомовым, красной глубоководной глиной; лишь в нижней, более древней части появляются пелагические карбонаты. Ровная поверхность дна нарушена, особенно в Тихом океане, вулканическими горами, часто с усеченными вершинами, нередко увенчанными рифовыми известняками — гийотами (гайотами). Помимо магистральных трансформных разломов, простирающихся со стороны срединных хребтов, котловины бывают пересечены диагональными к ним разломами, вдоль которых тоже развиваются глубокие щелевидные впадины. Примерами могут служить Императорский разлом в северной части Тихого океана (северо-западного простираения), разлом Нова-Кантон в юго-западной части того же океана (северо-восточного простираения). Как вдоль трансформных, так и вдоль диагональных разломов нередко возникают цепочки вулканических гор, островов (например, о-ва Гвинейского залива), а иногда и целые хребты (например, Теуантепек, Наска у берегов Мексики и Перу). Океанские плиты асейсмичны (за исключением некоторых поднятий и разломов) и обладают нормальным тепловым потоком.

Внутриплитные океанские поднятия возвышаются над абиссальными равнинами на 2—3 км и более, а их наиболее возвышенные участки образуют подводные банки, острова или целые архипелаги островов. Все эти поднятия обладают утолщенной, главным образом за счет второго слоя, но отчасти и двух других, корой. В некоторых случаях мощность этой коры достигает 25—30 км (поднятия Шатского, Хесса, Онтонг-Джава. Манихики в Тихом океане, Брокен в Индийском и некоторые другие) и становится сравнимой с мощностью континентальной коры, но такой же мощностью обладает океанская кора Исландии. Вследствие стремления к изостатической компенсации подошва коры под поднятиями оказывается несколько прогнутой и поверхность Мохо залегающей глубже, чем под котловинами. Осадочный слой возрастает здесь в мощности до 1—1,5 км в основном благодаря тому, что свод поднятия находится выше глубины растворения карбонатов.

Среди внутриплитных поднятий как по морфологии, так и, видимо, по происхождению может быть выделено несколько типов. Наиболее очевидно происхождение линейных вулканических архипелагов, примерами которых могут служить Гавайские острова в Тихом океане, Канарские — в Атлантическом, Коморские — в Индийском, где наблюдается современная или молодая (неоген-четвертичная) вулканическая деятельность. Аналогичное происхождение достаточно очевидно для более древних (палеогеновых, меловых) сооружений той же морфологии, ныне погруженных ниже уровня моря, часто надстроенных рифогенными известняками или выраженными гайотами. Таковы изученные бурением цепочка подводных Императорских гор в Тихом океане, расположенная на северо-западном продолжении Гавайев, о-вов Лайн к югу от Гавайев, Восточно-Индийский хребет, протянувшийся на 5 тыс. км в строго меридиональном направлении (отсюда его название — «Хребет 90° восточной долготы»), и ряд других линейных подводных хребтов. Примечательная особенность многих из них состоит в последовательном омоложении (удревнении) возраста в одном направлении вдоль хребта (архипелага), что особенно наглядно проявлено в Гавайско-Императорском хребте; о возможных объяснениях этого явления будет сказано ниже.

Некоторые группы вулканических островов образуют, скорее, изометричные скопления; таковы Мадейра и о-ва Зеленого Мыса в Атлантике. По аналогии, подкрепляемой данными глубоководного бурения и погруженные, покрытые более или менее мощным осадочным чехлом изометричные или овальные поднятия типа Бермудского, Сьерра-Леоне, Риу-Гранди в Атлантике, Крозе в Индийском океане, Шатского, Хесса в Тихом, имеют также вулканическое происхождение. Это подтверждается и бурением под чехлом вулканических пород, по сейсмическим данным образующих верхнюю часть увеличенного в мощности второго слоя. Эти породы, как и породы практически всех вулканических островов, принадлежат в основном щелочно-базальтовой формации. Среди них имеются и интрузивные разности (кольцевые плутоны), в том числе сиениты и щелочные граниты. На некоторых поднятиях, например на плато Кергелен в южной части Индийского океана, они также выступают над поверхностью воды в виде островов. Характер пород, залегающих непосредственно в основании осадочного чехла и базальных слоев самого чехла, свидетельствует о том, что перед началом и в начале его накопления поднятия возвышались над уровнем моря, а смена прибрежно-мелководных осадков вверх по разрезу все более глубоководными, вплоть до отвечающих современным глубинам — о постепенном погружении поднятий. Иногда, правда, это погружение прерывалось новыми вспышками вулканизма и воздыманием, как это установлено, например, для поднятия Брокен (Западно-Австралийского) на юго-востоке Индийского океана.

Вместе с тем в строении ряда поднятий существенную роль играют вертикальные разрывы, определяющие их блоковый характер. Это установлено сейсмическими исследованиями Бермудского поднятия и Китового хребта в Атлантике, поднятия Шатского и Хесса в Тихом океане (рис. 33), Мальдивского хребта в Индийском океане и некоторых других, обычно относительно более древних. В Китовом хребте подобное блоковое строение наиболее четко проявлено в северо-восточной части, более древней, чем юго-западная. Это позволяет прийти к выводу, что все внутриплитные поднятия первично имели вулканическую природу, а затем были усложнены подвижками по разрывам, т. е. являются в современном виде вулканотектоническими структурами. Некоторые из них сейсмичны.

Микроконтиненты. Совершенно особый тип поднятий в пределах океанских плит образуют те поднятия, которые подстилаются не океанской, а континентальной корой. Они обычно обладают выровненной поверхностью, лежащей на глубинах 2—3 км и менее, и морфологически выражены подводными плато с банками или даже островами в наиболее повышенной части. Обнажения на этих островах, драгирование на уступах плато, сейсмические исследования и в отдельных случаях бурение показывают, что в основании этих плато залегает континентальная кора с ее гранитно-гнейсовым слоем. Мощность этой коры обычно не превышает 25—30 км. Микроконтиненты могут либо более или менее непосредственно прилегать к подводной окраине континентов, представляя как бы глубоко опущенную часть шельфа — так называемые краевые плато, либо отделяться от континента узким желобом с океанской корой, либо более широким (многие сотни, даже более тысячи километров) океанским пространством. К их числу относятся плато Хаттон-Рокколл в Северной Атлантике, Фолклендское краевое плато и плато Агульяс в Южной Атлантике, Сейшельский архипелаг

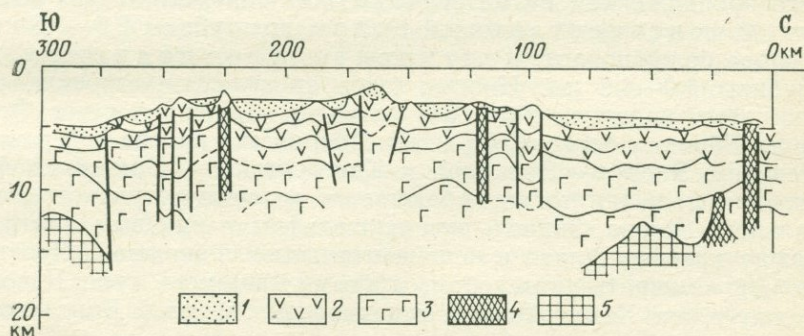


Рис. 33. Схематический сейсмогеологический разрез возвышенности Хесса по профилю БСПМОВ. По Л. И. Когану, Л. П. Зоненшайну, О. А. Шмидту (1983 г.)

1 — осадочный слой коры; 2 — второй слой; 3 — третий слой; 4 — зоны нарушений, сопровождающихся интрузиями; 5 — верхняя мантия

в Индийском, Новозеландское плато в Тихом океане, хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане. Возраст континентальной коры — от раннедокембрийского (Хаттон-Роколл) до мезозойского (Новозеландское плато).

Магнитное поле ложа океанов. В конце 50-х годов советскими и американскими геофизиками в северной части Тихого океана, а затем английскими на северо-западе Индийского океана и в Атлантическом океане к югу от Исландии были открыты полосовые (линейные) магнитные аномалии, параллельные осям срединных хребтов и симметрично повторяющиеся по обе стороны от этих осей. В дальнейшем оказалось, что подобное магнитное поле характерно для всей области развития океанской коры. Магнитные аномалии были пронумерованы начиная от оси хребтов, сопоставлены на разных профилях и прослежены на большие расстояния. Как увидим дальше, изучение этих аномалий играло и продолжает играть огромную роль в расшифровке структуры и истории океанов.

§ 4. ПОДВОДНЫЕ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТОВ

Подводные окраины континентов, слагающие около 23 % общей площади океанов, делятся на два принципиально различных по строению и развитию типа: пассивные и активные окраины. Им соответствуют два давно различаемых типа океанских побережий — атлантический и тихоокеанский.

Пассивные окраины характерны для Атлантического океана, кроме участков Антильской и Южно-Антильской (Южно-Сандвичевой, Скотия) дуг, а также Индийского (кроме Зондской дуги) и Северного Ледовитого океанов (рис. 34). Эти окраины практически асейсмичны и авулканичны, почему они и называются пассивными*. В их поперечном сечении различают три главных элемента: плоский шельф, до глубины 200—500 м (его продолжением на материке служит прибрежная равнина), крутой континентальный склон, до глубины 2,5—3,5 км, и снова более пологое континентальное подножие, до глубины 4,0—4,5 км. Иногда такое трехчленное строение осложняется наличием краевых плато (Блейк у берегов Флориды, Вёринг у берегов Норвегии, Иберийское против побережья Испании, Эксмут — Западной и Квислендское — Восточной Австралии и др.) и тогда наблюдается не один уступ континентального склона, а два — между шельфом и краевым плато и между краевым плато и континентальным подножием. Первый может замещаться желобом, трогом, например трог Роколл между плато Хаттон-Роколл и подводной окраиной Британских островов.

* Отдельные проявления сейсмичности и магматизма на пассивных окраинах все же известны: катастрофические Лиссабонское и Агадирское землетрясения на восточном побережье Атлантики, базальтовый вулканизм на о-вах Зеленого Мыса у Дакара и др.

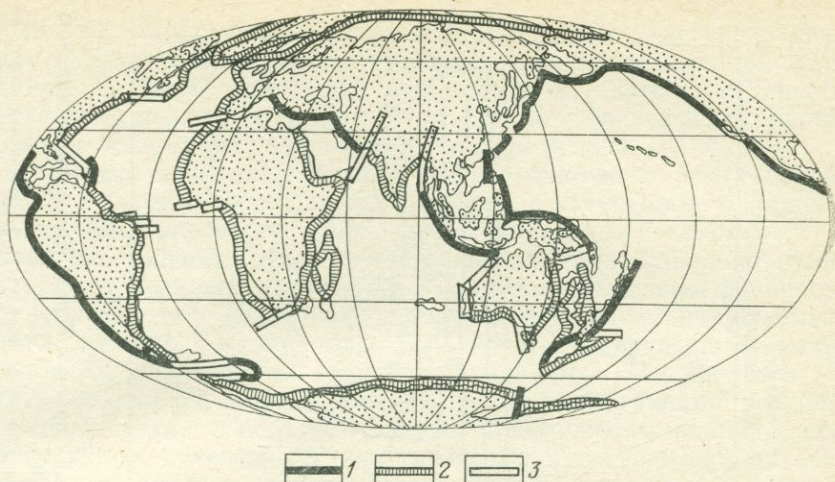


Рис. 34. Типы континентальных окраин. По Г. Буалло (1984 г.)
 О к р а и н ы: 1 — активные; 2 — пассивные; 3 — трансформные

Сейсмические исследования показывают, что шельф обычно подстилается нормальной, но постепенно утоняющейся к его внешней кромке континентальной корой (рис. 35). Под континентальным склоном это утонение прогрессирует и под его нижней частью и континентальным подножием кора обладает уже мощностью не более 15—20 км, а скорости продольных сейсмических волн под осадками сразу достигают значений порядка 6,5 км/с, характерных для нижнего слоя континентальной коры. Эту кору все чаще выделяют под не очень точным названием «коры переходного типа», желая тем самым подчеркнуть ее переходное положение между континентальной и океанской корой в пространстве и по мощности. Как показали наблюдения на берегах Красного моря и глубоководная скважина, пробуренная у входа в Мексиканский залив, эта «переходная» кора представляет утоненную (в процессе растяжения) континентальную кору, пронизанную внедрениями основной магмы, которые, очевидно, и ответственны за повышение скоростей распространения сейсмических волн. Контакты между зонами развития континентальной, «переходной» и океанской коры тектонические. Краевые плато обычно подстилаются «переходной» корой.

Верхняя часть осадочного чехла залегает с общим пологим (на шельфе), затем более крутым (на склоне и подножии) наклонном к океану, а его мощность образует два максимума — один близ внешней кромки шельфа и другой в области континентального подножия, на «переходной» коре. Под перегибом от шельфа к континентальному склону нередко наблюдается выступ фундамента (гранитно-гнейсового слоя), а над этим выступом часто протягиваются рифовые постройки, образуя барьер-

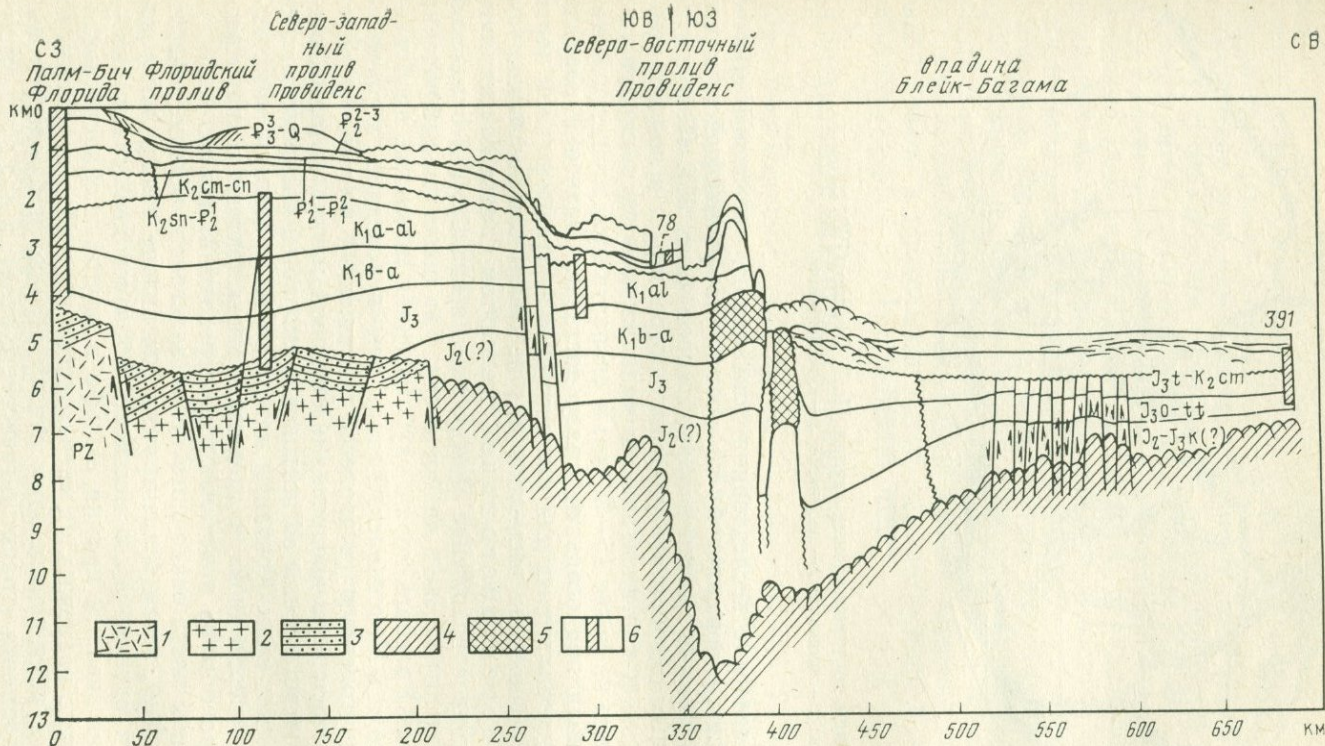


Рис. 35. Сводный структурный профиль через северо-западный и северо-восточный проливы Провиденс и Багамский уступ до Блейк-Багамской впадины. По Р. Е. Шеридану и др. (1981 г.), с изменениями
 1 — палеозой; 2 — триас — нижняя юра (?) — вулканогенно-обломочная толща; 3 — переходная рифтовая кора (?); 4 — океанская кора; 5 — рифы; 6 — скважины. Цифры — номера скважин глубоководного бурения

ный риф — современный (Большой Барьерный риф Австралии) или ископаемый (вдоль атлантической окраины Северной Америки). В случае залегания в основании или низах осадочного чехла соленосной толщи в этой полосе образуются соляные валы, а на шельфе развиваются соляные купола.

Возраст основания верхней части осадочного чехла колеблется от средне- и позднеюрского до палеогенового, а нижней части от триасового (пермо-триасового) до позднемелового. Строение нижнего осадочного комплекса принципиально отличается от верхнего. Он уже не пользуется сплошным распространением и не обладает однообразным залеганием, нарушаемым лишь соляной тектоникой, а локализуется в грабенах и полуграбенах, разделенных горстами фундамента. По происхождению это уже не морские осадки, подобно слагающим верхний комплекс чехла, а континентальные обломочные в нижней части и лагунные, соленосные или угленосные в зависимости от климата — в верхней. На переходе к верхнему комплексу очень часто наблюдаются покровы толеитовых базальтов. В некоторых районах эти базальты прослаивают низы верхнего комплекса и обладают большой суммарной мощностью (окраины Гренландии и Норвегии, мозамбикская окраина Африки). Их излияния начинались в наземных условиях.

Сбросы, разграничивающие блоки фундамента (консолидированной коры) и нижнего комплекса чехла, нередко выполаживаются с глубиной в сторону океана, а сами эти блоки приобретают наклон в противоположную сторону. Образуется характерная структура, выявленная бурением и сейсмическими исследованиями вдоль северной окраины Бискайского залива (рис. 36). Сбросы подобного типа (выполаживающиеся с глубиной и даже сливающиеся в единую поверхность) называются листрическими. Верхний комплекс чехла несогласно приклоняется к полого наклоненной поверхности блоков фундамента, с образованием так называемого несогласия растяжения; иногда оно бывает рассеянным (конседиментационным).

Уступ континентального склона, достигающий крутизны в 20—30° (но в среднем 4—7°), часто рассматривается как тектонический, отвечающий разлому, но далеко не всегда является таковым. Дело в том, что первично тектонический уступ может затем отступить на расстояние до нескольких десятков километров вследствие размывающей деятельности так называемых контурных течений; у его подножия тогда образуется песчаный вал. В других случаях интенсивное поступление обломочного материала с суши приводит к его накоплению за пределами, т. е. мористее первоначальной внешней кромки шельфа. Происходит проградация шельфа, его разрастание в сторону океана с соответствующей миграцией склона и подножия; в этом случае внешняя часть шельфа перекрывает уже океанскую кору. Оба эти явления наиболее хорошо изучены на атлантической подводной окраине США — первое, т. е. эрозия и

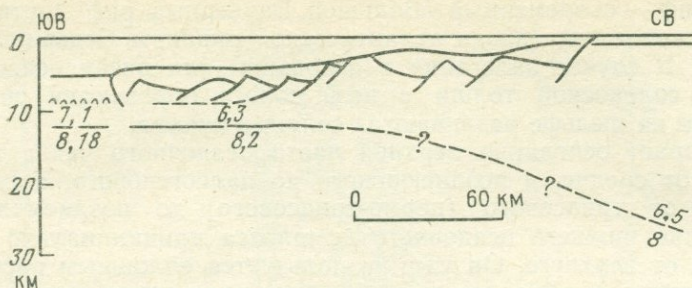


Рис. 36. Схематический профиль коры северной окраины Бискайского залива. По О. де Шарпалю и др. (1962 г.)

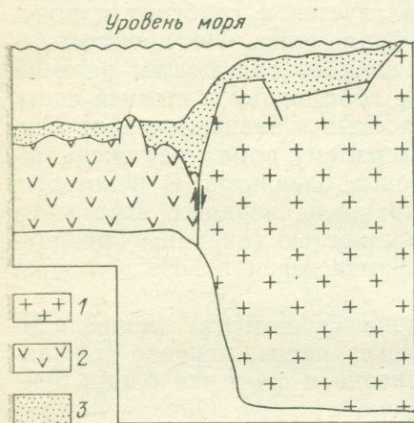


Рис. 37. Строение трансформной континентальной окраины на примере архипелага Королевы Шарлотты против побережья Канады. По Дж. Скраттону (1979 г.)

1 — гранитно-метаморфическая кора; 2 — базальтовый слой; 3 — осадочный слой

отступление склона на юге, в районе плато Блейк, второе, т. е. проградация, наступание шельфа в более северном районе.

Особую разновидность пассивных окраин образуют так называемые трансформные окраины, т. е. окраины, определяемые трансформными разломами, выходящими к континенту (рис. 37). Они обладают узким шельфом, крутым континентальным склоном, с которым, собственно, и совпадает трансформный разлом, и слабо развитым подножием. Наиболее яркий пример трансформной окраины — северная окраина Гвинейского залива, куда выходят разломы экваториальной зоны Атлантики.

Активные окраины континентов характерны для Тихого океана, который со стороны Антарктиды и Новой Зеландии обрамляется пассивной окраиной; к ним относятся также Антилльская и Южно-Антильская окраины Атлантики и Зондская окраина Индийского океана. Эти окраины имеют трехчленное строение; они состоят из окраинного (краевого) моря, островной дуги и глубоководного желоба (рис. 38). С осью глубоководного желоба совпадает выход на поверхность наклонной под островную дугу зоны сейсмической активности — сейсмофокальной зоны, уходящей глубоко

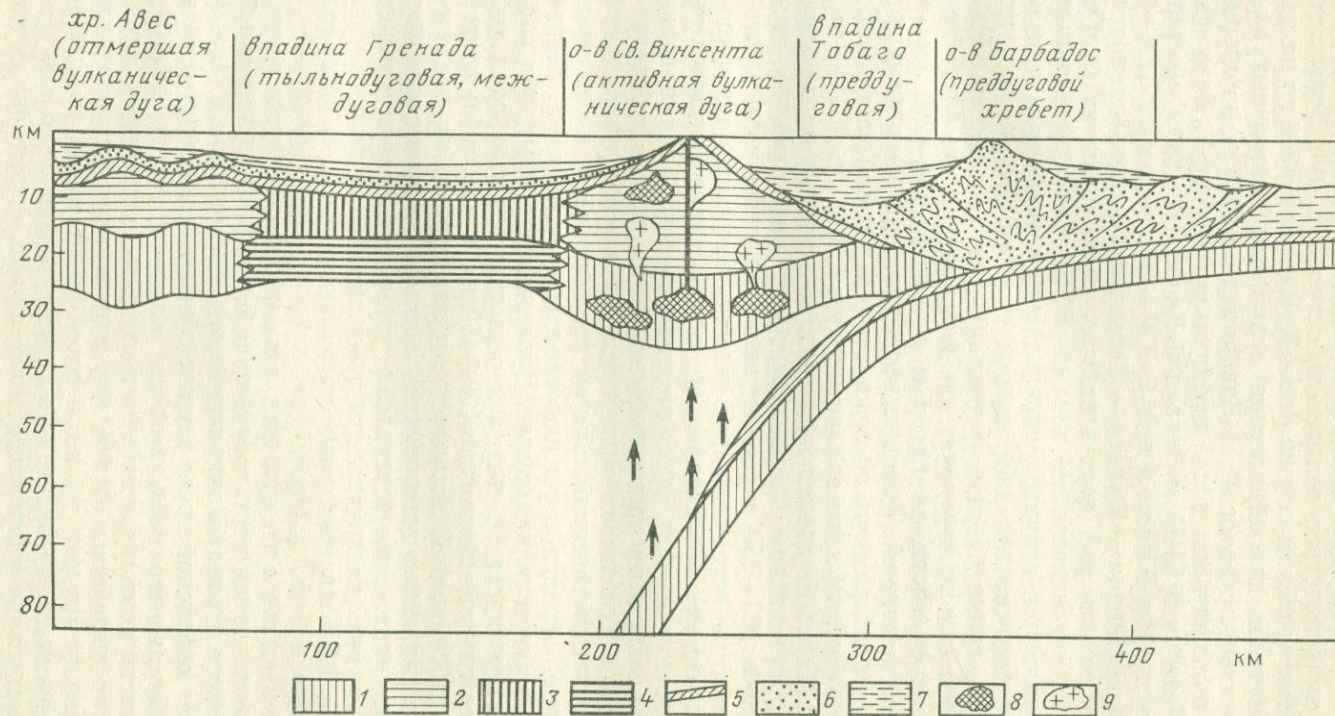


Рис. 38. Профиль через Восточно-Карибскую активную окраину вдоль широты $33^{\circ}30'$. По Г. К. Вестбуру (1983 г.)

1 — нижняя часть островодужной коры, отвечающая третьему слою океанской коры с основными и ультраосновными интрузиями; 2 — основная часть островодужного комплекса; 3-4 — аномально мощная океанская кора; 5 — вулканы; 6 — консолидированные осадки; 7 — недеформированные осадки; 8 — магматические камеры; 9 — диоритовые и дацитовые плутоны

в мантию, в пределе до 720 км, но не менее 150—200 км. С сейсмофокальными зонами связана прямо или косвенно (это спорный вопрос) и вулканическая активность островных дуг. Зоны эти были открыты японским сейсмологом К. Вадати в 1938 г.; на их большое значение для объяснения вулканизма островных дуг указал советский петролог А. Н. Заварицкий в 1946 г., но общее признание они получили после публикации работы Г. Беньофа в 1949 г. Поэтому в США и Западной Европе эти зоны обычно называют зонами Беньофа, в СССР — Заварицкого — Беньофа, в Японии — Вадати — Беньофа; по справедливости они должны носить имя всех этих трех ученых; мы их будем называть далее сокращенно зонами ВЗБ. Сейсмофокальные зоны ВЗБ являются главным, определяющим элементом активных окраин континентов, ибо именно с ними связана вся их сейсмическая, вулканическая и тектоническая активность. Наклон этих зон сильно варьирует, но, как правило, он более пологий в верхней части, до глубины примерно 150—200 км, и более крутой в нижней. Коровые землетрясения обнаруживают довольно широкий разброс по отношению к верхней части ВЗБ, но ниже концентрируются в пластине толщиной до 30—40 км, т. е. зона ВЗБ это не единая поверхность, а именно целая зона смещений. Определения направления этих смещений до глубины порядка 100—150 км однозначно указывают на обстановку сжатия, на встречное движение по наклонной поверхности (поверхностям) островодужной (или континентальной, см. ниже) и океанской плит, т. е. на надвиг первой или подвиг второй. Ниже характер смещений становится менее определенным и может наблюдаться растяжение вдоль сейсмофокальной зоны. Очаги землетрясений обычно сосредоточены вдоль зоны неравномерно, образуя сгущения на одних участках и иногда полностью отсутствуя на других. Вулканы островных дуг расположены, как правило, над тем участком сейсмофокальной зоны, где ее глубина достигает 100—150 км и где наблюдается затухание сейсмической активности, указывающее на увеличение степени плавления астеносферы. Здесь могут располагаться, по мнению ряда исследователей, первичные магматические очаги. По мнению же других, эти очаги находятся выше в мантии, а зона ВЗБ служит лишь источником тепла и флюидов (см. рис. 74).

Окраинные моря это, как правило, моря котловинного типа с глубоководной частью глубиной до 4—5 км, обладающей корой близкого к океанскому или «переходного» типа. Главным отличием от океанской коры служит обычно резко повышенная мощность осадочного слоя, которая может достигать до 10—12 км. Отчасти поэтому линейные магнитные аномалии в окраинных морях выражены слабее, чем в океанах, и устанавливаются с большим трудом; тепловой поток повышенный, наблюдается сейсмическая активность. Со стороны континента к глубоководной котловине окраинного моря иногда может прилегать

довольно широкая подводная окраина, по существу являющаяся полным аналогом пассивных окраин, т. е. это пассивные участки активных окраин. Таковы Чукотско-Аляскинская, северо-восточная окраина Берингова моря, большая мелководная часть Охотского и Восточно-Китайского морей, шельф Сунда Южно-Китайского моря. По данным бурения, глубоководные котловины окраинных морей активных окраин имеют возраст не древнее позднемелового, за исключением Алеутской котловины Берингова моря и, возможно, моря Банда в Индонезии.

Островные дуги наиболее типично представлены в Тихом океане — Командорско-Алеутская, Курильская, Японская, Идзу-Бонин-Марианская и др. В Атлантике известны Антильская и Южно-Антильская (Южно-Сандвичева, Скотия) дуги, в Индийском океане — Зондская. Большая часть дуг обращена выпуклостью к востоку, но встречаются и исключения. Все эти дуги характеризуются активным вулканизмом, в основном андезитового состава. По типу коры, на которой они заложены, различаются два типа дуг — энсиалические на континентальной коре (например, Японская дуга) и энсиматические на океанской коре, испытавшей тектоническое смятие и региональный метаморфизм (например, Алеутская дуга). Первые обычно представлены более крупными островами и обладают более мощной (порядка 25—30 км) и типично континентальной корой. Вторые представляют цепочки мелких островов с более тонкой, до 20—25 км, корой. Характер дуги может меняться по простиранию (например, Зондская дуга).

Со стороны океана, значительно реже окраинного моря, островные дуги сопровождаются глубоководными желобами. Это узкие ложбины на дне океана глубиной от 7—8 до 10—11 км (наибольшей глубиной обладает Марианский желоб — 11022 м), длиной, как и дуги, в многие сотни, нередко тысячи километров, шириной в несколько десятков километров. Желоба обладают V-образным, но асимметричным профилем — их внешний, океанский склон всегда более пологий, внутренний более крутой (рис. 39). Оба склона обычно обнаруживают ступенчатое строение, отчасти связанное с гравитационными явлениями, но также со сбросами. Узкая полоса в осевой части желоба может иметь плоское дно, если оно заполнено осадками; как правило, осадков мало. Со стороны океана параллельно желобу обычно протягивается краевой вал высотой в несколько сотен метров (например, вал Зенкевича вдоль Курило-Камчатского желоба). Краевые валы отличаются умеренными положительными аномалиями силы тяжести, желоба — резко отрицательными, островные дуги — интенсивными положительными. Тепловой поток, нормальный в пределах краевых валов, заметно понижается в желобах и снова значительно повышается в островных дугах.

Наиболее сложно построена активная окраина между осью желоба и осью островной дуги (промежуток дуга — желоб).

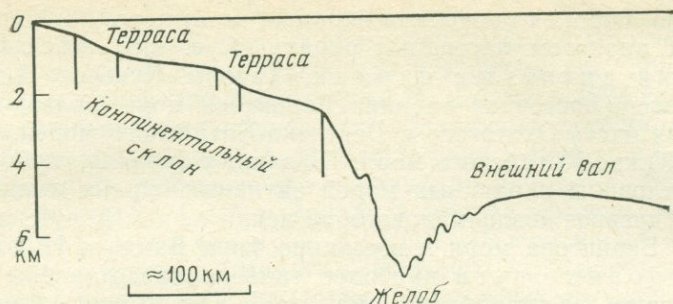


Рис. 39. Типичный разрез через окраину, сопровождающуюся глубоководным желобом. По И. Ивабучи, из работы С. Уеда (1978 г.)

Ее ширина варьирует в зависимости от наклона зоны ВЗБ от нескольких десятков до 150—200 км, иногда более. Детальные сейсмические исследования и бурение показывают, что в этом интервале могут быть выделены, в свою очередь, три элемента подчиненного порядка. Нижнюю часть внутреннего, островодужного (или континентального в окраинах андского типа — см. ниже) склона образует так называемый аккреционный клин или призма, образованная тектоническими чешуями осадков, обычно от более молодых внизу к более древним сверху, наклоненных в сторону островной дуги, т. е. параллельно зоне ВЗБ. Вдоль самой этой зоны поверхность консолидированной коры прослеживается на расстояние до 40—50 км, полого погружаясь под аккреционный клин. Осадки аккреционного клина могут иметь разное происхождение: это могут быть отложения осадочного слоя океанской коры или продукты сноса с островной дуги, либо континента. Выше по склону желоба среди осадков нередко появляются пластины пород второго и третьего слоев океанской коры и даже верхней мантии надвигающейся плиты. На переломе склона в результате скучивания осадков и магматитов нередко возникает поднятие, возвышающееся над уровнем моря в виде невулканической островной дуги. Примерами таких дуг являются цепочка Малых Зондских островов (о-ва Ментавай и др.) против Суматры, о-в Тимор на юге Индонезии и о-в Барбадос против Малых Антилл. В тылу невулканических дуг протягиваются прогибы, заполненные молодыми осадками, слабо деформированными и нередко несогласно перекрывающими более интенсивно деформированные отложения верхней части аккреционного клина. Это так называемые внешнедуговые прогибы; иногда им соответствует в рельефе не прогиб, а терраса верхней части склона вулканической дуги. Другие прогибы — тыльнодуговые часто выделяются по другую сторону вулканической дуги, на склоне, обращенном к окраинному морю; здесь иногда наблюдаются надвиги в сторону последнего.

Таково типовое строение системы дуга — желоб. Действительное строение может существенно отличаться от описанного. Так, в некоторых случаях, например против Марианской дуги, аккреционный клин вообще отсутствует в связи с крутым погружением зоны ВЗБ под плиту. Отсутствует он и у берегов Гватемалы, замещаясь надвигом основания древней островной дуги непосредственно на осевую часть желоба.

Поперечный профиль активной окраины может включать не одну, а две или даже три вулканические дуги, между которыми обособляются междуговые бассейны. В этом случае одна из дуг, либо внутренняя, либо внешняя, более не является вулканически активной. Такое строение в типичном виде наблюдается в Антильско-Карибской области и в районе Филиппинского моря. Междуговой бассейн рассматривается как продукт расщепления ранее единой вулканической дуги.

Совершенно особый тип активных окраин представляют редцированные активные окраины андского типа. В этом типе окраин глубоководные желоба непосредственно окаймляют континенты, по краю которых протягиваются краевые вулканоплутонические пояса (рис. 40). Такая обстановка наблюдается в настоящее время вдоль берегов Центральной и Южной Америки, откуда и название данного типа.

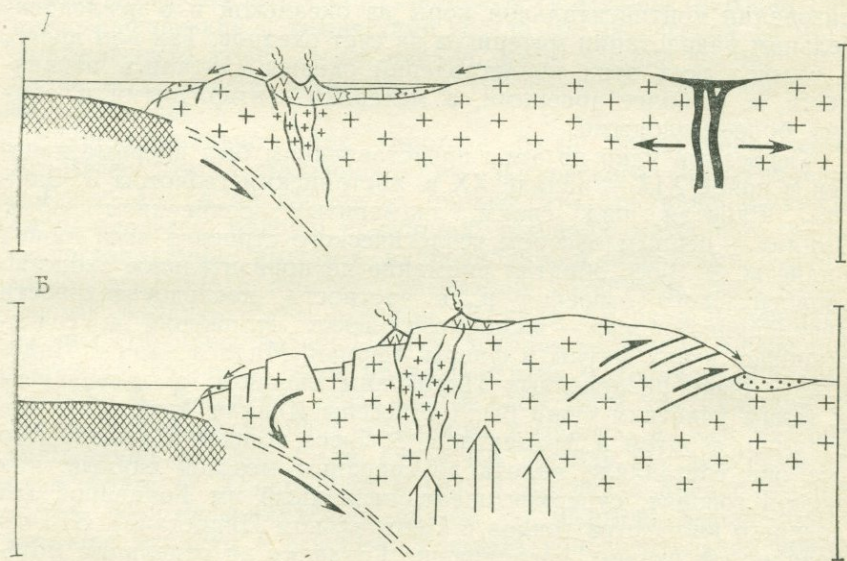


Рис. 40. Схема строения активной окраины андского типа. По М. Г. Ломизе (1983 г.)

А — ранняя стадия; Б — поздняя стадия

§ 5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНОВ

Вопрос о происхождении океанов и материков встал перед человечеством еще в эпоху античной цивилизации. Наиболее естественным казалось представление, что современные океаны являются реликтами первичного океана, покрывавшего всю поверхность Земли. Это представление удерживалось до последней четверти XIX в. и даже позже, вплоть до наших дней оно сохранило своих приверженцев. Но при этом менялись взгляды на происхождение воды Мирового океана и на причины образования материков. С появлением первой научной космогонии Канта — Лапласа образование Мирового океана стали связывать с конденсацией паров воды, первоначально окутывавших нашу планету. Лишь в середине XX в. это представление сменилось другим — вода Мирового океана накапливалась постепенно за счет дегазации мантии Земли в процессе вулканической деятельности (Г. Юри, А. П. Виноградов). Что касается осушения континентов, то в течение долгого времени думали, что оно произошло в результате ухода воды в подземные пустоты. Лишь М. В. Ломоносов и Дж. Хаттон пришли к выводу об активных поднятиях суши, вызванных «подземным жаром» (М. В. Ломоносов) и, точнее, подъемом расплавленной магмы (Дж. Хаттон и его последователи — «плутонисты»). Позднее, уже в середине XX в., были разработаны представления об образовании континентальной коры из океанской и о последовательном разрастании материков за счет океанов. Так или иначе, в рамках всех этих представлений океаны считались первичными, т. е. более древними, а материки — вторичными и, значит, более молодыми.

Серьезный удар по этим представлениям был впервые нанесен в конце XIX — начале XX в. австрийским геологом Э. Зюссом. Работая над своим знаменитым сочинением «Лик Земли» — первым обзором геологического строения всей нашей планеты, Э. Зюсс обратил внимание на поразительное сходство геологического строения и, в частности, последовательности верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений и содержащейся в них фауны и флоры Африки, Мадагаскара и Индостана, ныне разделенных Индийским океаном; в дальнейшем к таким участкам суши были отнесены Южная Америка и Австралия, а затем и Антарктида. Э. Зюсс пришел к выводу, что все они составляли вплоть до середины мезозоя единый, как теперь говорят, суперконтинент, названный им Гондваной (от древнего княжества гондов в Центральном Индостане). Это означало, что океаны, разделившие Гондвану на отдельные материки, образовались лишь сравнительно недавно. Э. Зюсс считал, что это произошло вследствие обрушения и погружения слагающей их коры. При этом он не знал, что кора океанов резко отличается от коры материков.

Несколько позднее, во втором десятилетии XX в., на послед-

нее, очень важное обстоятельство обратил внимание немецкий геофизик А. Вегенер; до него к аналогичному выводу пришел русский ученый-революционер И. Д. Лукашевич. Они основывались на том, что по закону изостазии ложе океана должно быть сложено более плотными, тяжелыми породами — базальтами, в то время как материки подстилаются в основном гранитами. Одновременно с этим американский петрограф Дж. Маршалл наметил по периферии Тихого океана «андезитовую линию», за которой андезиты и более кислые породы сменяются базальтами, слагающими острова в центральной части Тихого океана. Но если кора океанов принципиально отлична от коры материков, то каким образом произошло превращение континентальной коры в океанскую при ее погружении и чем вызвано само это погружение?

Для объяснения превращения континентальной коры в океанскую А. Д. Архангельский, а затем В. В. Белоусов выдвинули идею об «океанизации» или «базификации» континентальной коры. По мнению В. В. Белоусова, подъем из астеносферы огромных масс базальтового расплава вызывает его внедрение в континентальную кору, ее распад на отдельные глыбы и, в конечном счете, их «растворение» в базальте. Начальную стадию подобного процесса можно усматривать в образовании «переходной» коры, подстилающей континентальные склоны и подножия в полосе не более 100—120 км. Но применению этой гипотезы для объяснения образования всех океанов противоречит петрографический и химический состав магматических (и метаморфических) пород ложа океана, ныне хорошо изученный — он не несет следов ассимиляции сиалических пород континентальной коры.

Принципиально иная гипотеза была предложена ранее А. Вегенером. Отталкиваясь от зюссовского представления о Гондване, он предположил, однако, что Гондвана занимала лишь площадь, равную суммарной площади материков, ранее ее составлявших, вместе с их подводными окраинами. На эту мысль его навело сходство очертаний материков ныне разделенных Атлантическим океаном (Южная Америка и Африка). Распад Гондваны, вернее Пангеи, которая включала и северные материки, сопровождался раздвигом этих материков, обнажившим, по А. Вегенеру, базальтовый слой коры, составивший их ложе. Причиной распада Гондваны являлись, по его мнению, силы вращения Земли (см. главу 10). Между тем немецкий исследователь О. Хильгенберг в 1933 г. высказал предположение о том, что первоначально, вплоть до мезозоя, Земля имела меньшие размеры и вся была покрыта континентальной корой, а затем испытала расширение, следствием чего и были раздвиг материков и образование океанов. Ни гипотеза перемещения материков Вегенера, ни гипотеза расширяющейся Земли Хильгенберга, несмотря на первоначальный успех, не завоевали всеобщего признания, и в 40—50-е годы нашего века среди евро-

пейских геологов преобладали идеи Зюсса — Архангельского — Белоусова, а среди американских — постоянства океанов*.

Положение изменилось в конце 50-х годов, с открытия палеомагнетизма и срединных хребтов и осложняющих их рифтов в океанах. Данные палеомагнетизма подтвердили идею А. Вегенера о Пангее и ее распаде, а рифтовые зоны срединных хребтов стало логичным рассматривать как оси раздвига, от которых шло разрастание или спрединг, как его стали называть, ложа океанов. Гипотеза спрединга была предложена в 1961—1962 гг. американскими учеными — геологом Г. Г. Хессом и геофизиком Р. С. Дитцем, но предвосхищена в 1928 г. английским геологом А. Холмсом. Вскоре, уже в 1963 г., она получила свое первое серьезное подтверждение. Англичане Ф. Вайн и Дж. Мэтьюз на ее основе, а также открытого в 50-е же годы явления периодической инверсии магнитного поля в течение последних 4 млн. лет предложили оригинальное объяснение происхождения осей симметричных линейных магнитных аномалий океанов.

Основная идея гипотезы Вайна — Мэтьюза состоит в следующем (рис. 41). В процессе раздвига в рифтовой зоне срединного хребта образуется зияние, заполняемое поднявшимся из астеносферы базальтовым расплавом. Этот расплав затем застывает в магнитном поле соответствующей эпохи. Раздвиг продолжается, и данная пластина базальта оказывается разорванной надвое. Возникшее зияние снова заполняется базальтом,

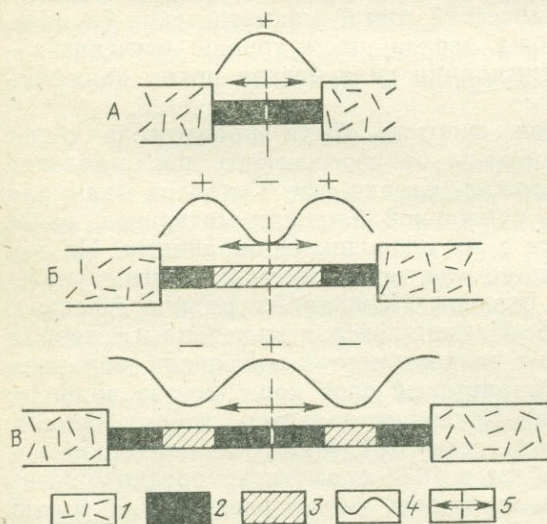


Рис. 41. Схема, поясняющая образование знакопеременных линейных магнитных аномалий океана по гипотезе Вайна—Мэтьюза

А—В — последовательные стадии раскрытия рифта и формирования океанской коры; 1 — континентальная кора; 2 — кора, образованная в эпоху нормального магнитного поля; 3 — то же, в эпоху обращенного магнитного поля; 4 — кривая магнитных аномалий; 5 — ось спрединга

* Последнее объясняется тем, что на материк Северной Америки трансгрессии в фанерозе неизменно распространялись со стороны Атлантического и Тихого океанов.

который, если за это время произошла инверсия магнитного поля, намагничивается теперь в обратном направлении. Затем и эта пластина базальта испытывает разрыв и раздвиг и процесс многократно повторяется, создавая целую серию линейных магнитных аномалий по обе стороны оси срединного хребта. Они ложатся как метки на конвейер удаляющейся от этой оси океанской коры.

Зная возраст первых аномалий и расстояние от этих аномалий до оси хребта (Среднеатлантического), можно было определить среднюю скорость раздвигания Атлантики, оказавшуюся порядка 1 см/год. Экстраполируя же эту скорость на все 32 аномалии, первоначально установленные в Атлантике, и далее на пространство относительно спокойного магнитного поля, отделяющего крайнюю из аномалий от подводного подножия континента, оказалось возможным, во-первых, предположительно датировать каждую из аномалий и тем самым полосу океанской коры, в пределах которой она отмечена и, во-вторых, определить время начала раздвигания (спрединга), создавшего центральную часть Атлантического океана. Возраст аномалии 32 был установлен как раннесенонский, а время начала спрединга в этой части Атлантики как раннеюрское; последнее совпало с предсказанием А. Вегенера, основанным на определении времени появления существенных различий в наземных фаунах и флорах по обе стороны Атлантики. В дальнейшем область спокойного магнитного поля сократилась за счет обнаружения сначала в Тихом, затем в других океанах серии аномалий, отнесенных к неокому и поздней юре, до келловея включительно. Возрастная шкала магнитных аномалий, или магнитостратиграфическая шкала, недавно прошла проверку на континентальной земной коре на хорошо фаунистически охарактеризованных отложениях Северных Апеннин в Италии. Сходимость оказалась почти стопроцентной для кайнозоя, а в мезозойскую шкалу пришлось внести лишь небольшие поправки.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза, а с ней и гипотеза спрединга в целом получили затем убедительное подтверждение в процессе глубоководного бурения, показавшего, что возраст второго слоя океанской коры возрастает в обе стороны с удалением от оси срединных хребтов, а в каждой отдельной точке, в общем, соответствует предсказанному по магнитостратиграфической шкале. В сочетании с данными геофизических исследований бурение позволило установить, что целый ряд свойств океанской коры закономерно изменяется в направлении от оси срединных хребтов к континентам: 1) тепловой поток снижается, 2) глубина дна возрастает, поверхность иногда понижается, 3) мощность осадочного чехла также возрастает за счет появления все более древних слоев, 4) соответственно увеличивается возраст кровли (и всего) второго слоя, 5) увеличиваются скорости сейсмических волн во втором слое, что указывает на увеличение его плотности вследствие заполнения пор и трещин минераль-

ным веществом, 6) понижается интенсивность магнитных аномалий вследствие окисления ферромагнитных минералов, 7) возраст вулканических островов повышается, а высота и число подводных вулканов убывают, 8) возрастают мощность литосферы за счет верхов астеносферы и глубина очагов землетрясений. Кроме того, снизу вверх по разрезу скважин глубоководного бурения наблюдается не менее закономерная смена осадков меньших глубин (но пелагических) более глубоководными осадками, а в основании осадочного слоя нередко отмечаются металлоносные образования. Все это подтверждает, что начало отложения осадков имело место в условиях рифтовой долины срединного хребта с ее гидротермами, а затем по мере удаления от оси хребта шло погружение дна, логично объясняемое остыванием, уплотнением и увеличением мощности литосферы. Дж. Слейтер и О. Г. Сорохтин показали, что глубина дна возрастает пропорционально корню квадратному из возраста коры или расстояния от оси срединного хребта, примерно до возраста порядка 80 млн. лет, после чего углубление замедляется (рис. 42). Эта закономерность объясняет тот факт, что наиболее глубокими являются наиболее древние котловины, а у трансформных разломов приподнятыми являются крылья, сложенные более молодой корой. Возраст наиболее древних осадков Мирового океана также совпал с предсказанным по магнитным аномалиям, по палеомагнитным данным, а ранее А. Вегенером по данным палеобиогеографии временем начала раскрытия океанов.

Наблюдения с подводных лодок подтвердили раздвиговую природу рифтовых зон, а проверка на ЭВМ — сходимость очертаний материков по обе стороны Атлантического океана, а также Южной Австралии и противоположной части Антарктиды (рис. 43). Вся совокупность этих разнообразных данных настолько убедительно свидетельствует в пользу гипотезы спрединга, что она стала практически общепринятой. Более того, пройдя экспериментальную проверку бурением и наблюдениями с подводных лодок и успешно предсказав возраст базальтового ложа океанов по магнитным аномалиям и по глубине, она может быть отнесена уже к разряду теорий, а не гипотез. На основе теории спрединга в настоящее время приступлено к рекон-

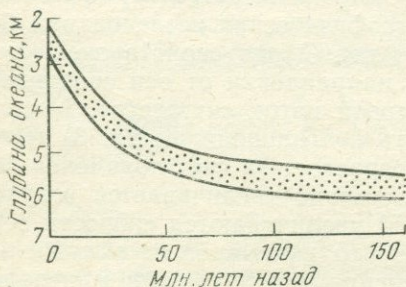


Рис. 42. Зависимость между возрастом нормальной океанической коры и глубиной океана. По Дж. Слейтеру и др. (1982 г.)

Большая часть данных и по Атлантическому и по Индийскому океанам попадает в пределы полосы, показанной крапом (интервал 600 м)

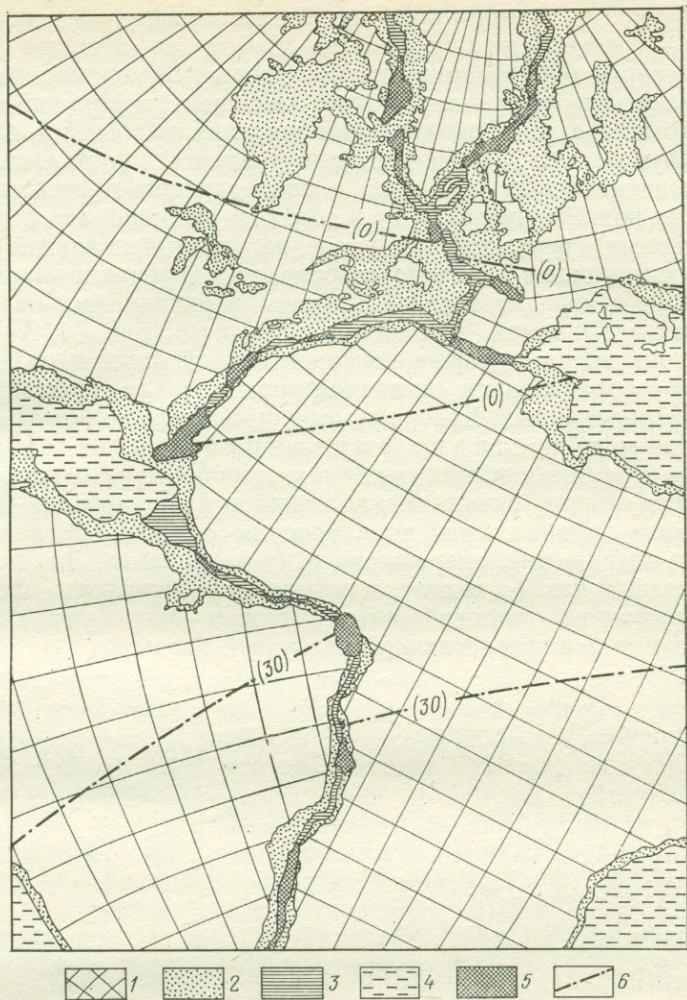


Рис. 43. Соответствие контуров континентов, ныне разделенных Атлантическим океаном. По Э. Булларду (1966 г.)

1 — континенты (нанесена сетка современных географических координат); 2 — шельф; 3 — промежутки, где края континентальных шельфов не сходятся; 4 — Карибское и Средиземное моря и Индийский океан; 5 — перекрытия; 6 — палеомагнитные широты пермского периода

струкциям ширины и глубины древних (начиная с юры) океанов. Реконструкции заключаются в графическом совмещении линейных аномалий соответствующего возраста по разные стороны срединного хребта, исходя из допущения, что эти аномалии некогда были едиными и отвечали оси хребта, а затем в определении глубины океана с помощью формулы Слейтера — Сорохтина. Характер осадков может быть определен по глубине

с проверкой по данным бурения. Таким образом родилась новая наука — палеоокеанология. С тех же позиций раздвиговой теории образования океанов хорошо объясняются особенности строения пассивных окраин континентов. Нижний осадочный комплекс этих окраин, заполняющий грабены и полуграбены фундамента, отвечает стадии раздвига, протекавшего еще в континентальных условиях, с последующим проникновением морских вод. Этому раздвигу и обязаны «клавишная» структура поверхности фундамента, утонение континентальной коры, а в последующем и начало ее разрыва с проникновением морских вод и нередко соленакоплением и излияниями базальтов. Это так называемая стадия рифтинга (рис. 44, А). Затем наступает полный разрыв континентальной коры и подъем базальта с образованием океанской коры вначале в узкой полосе, как в современных Красном море и Калифорнийском заливе. Это уже начало стадии спрединга (рис. 44, Г), в которую на континентальных окраинах, приобретших однообразный наклон в сторону океана, накапливается плащ морских осадков. При этом окраина, судя по изменению состава осадков, испытывает погружение, опережающее их накопление. Это погружение связано, как и в океане, с остыванием литосферы, ибо в стадию рифтинга тепловой поток должен был быть высоким, а также со все возрастающей нагрузкой осадков.

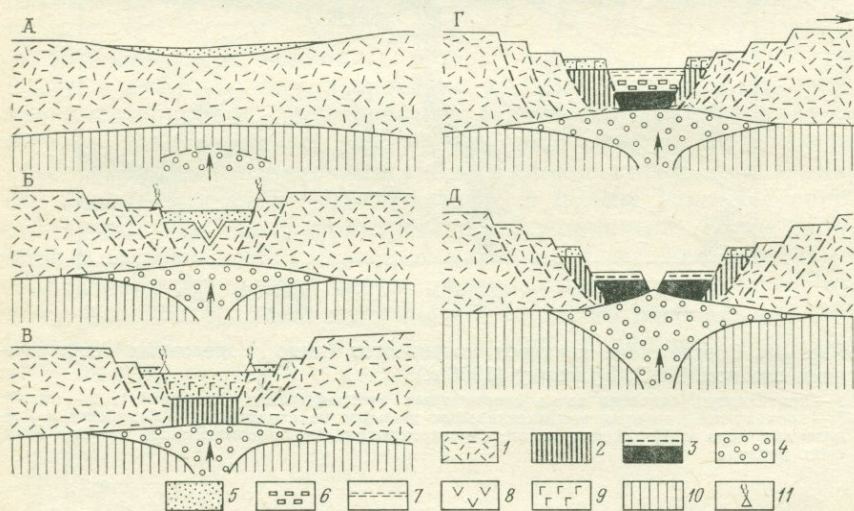


Рис. 44. Зарождение (А) и развитие (Б) континентального рифта, его переход в межконтинентальный (В), начало (Г) и развитие (Д) спрединга. По В. Е. Хаину (1984 г.)

1 — континентальная кора; 2 — кора «переходного» типа (утоненная и переработанная континентальная); 3 — океанская кора (вверху — слой осадков); 4 — разогретая и разуплотненная мантия; 5 — континентальные осадки; 6 — эвапориты; 7 — мелководные морские осадки; 8 — щелочные вулканиты; 9 — толеитовые базальты; 10 — нормальная мантия; 11 — вулканы

Для последних 155 млн. лет мы не имели достаточно исходных данных для количественных палеоокеанологических построений. Общие соображения и косвенные данные показывают, что океаны должны были существовать по крайней мере с середины докембрия, так как весь объем воды Мирового океана не мог образоваться в течение позднего мезозоя и кайнозоя; он, вероятно, с конца докембрия немалого стал больше. Офиолитовая ассоциация пород складчатых систем континентов фанерозойского и позднедокембрийского возраста, весьма сходная с породами океанской коры, указывает на местоположение древних, доюрских океанов (точнее бассейнов с корой океанского типа).

Происхождение окраинных морей в основном сходно с происхождением океанов, поскольку они обладают корой океанского типа и обнаруживают симметричные магнитные аномалии, но возраст их, как правило, моложе, в основном поздне меловой — кайнозойский. В случае отсутствия линейных магнитных аномалий и наличия блоков с континентальной корой, как в Японском море, можно предполагать, что спрединг носил не строго локализованный, а рассредоточенный (диффузный) характер. Кроме того, некоторые из этих морей могут иметь другое происхождение — отгороженные более молодыми дугами участки океана (например, Берингово море), что также устанавливается по магнитным аномалиям. Внутренние моря средиземноморского типа имеют рифтогенное происхождение, аналогичное происхождению окраинных морей первого типа, но существуют моря, в которых не произошло полного разрыва континентальной коры, а возникла кора «переходного» типа.

Итак, из трех основных точек зрения на происхождение океанов: 1) современные океаны — древние, реликты первичного океана, 2) современные океаны — продукт недавнего обрушения и базификации континентальной коры, 3) современные океаны — результат раздвига континентальной коры, начиная с юрского периода. Наиболее правдоподобной оказалась последняя гипотеза, доведенная до ранга теории.

Глава 6

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОРОГЕНЫ

Геосинклинальным подвижным поясам принадлежит особое место в структуре тектоносферы и особая роль в ее развитии. В пространстве они занимают переходные зоны между главнейшими структурными элементами тектоносферы — океанами и континентами, а во времени означают переход от первых ко вторым, а в некоторых случаях и в обратном направлении. Поэтому

возникновение теории геосинклиналей в середине прошлого века означало проникновение эволюционного учения в геологию и явно не случайно совпало во времени с публикацией «Происхождения видов» Ч. Дарвина.

Действительно, уже основоположник теории геосинклиналей американский геолог Дж. Холл (1857 г.) показал, что складчатые горные сооружения образуются на месте глубоких и обширных прогибов, заполненных мощными толщами морских осадков — прогибов, которые несколько позже (1873 г.) были названы его соотечественником Дж. Дэна геосинклиналями за их синклиналичную форму и планетарный масштаб. С тех пор теория геосинклиналей прошла длинный и сложный путь развития, и само понятие геосинклинали на каждом новом этапе истории геологии приобретало все более глубокое содержание.

Французский ученый Э. Ог (1900 г.) был первым, кто четко противопоставил понятие геосинклинали понятию платформы, но платформы (термин Э. Зюсса) он называл континентальными площадями, так как сравнивал геосинклинали с океанами (в частности, с Атлантическим), отмечая, что для них характерны не просто морские, а глубоководные морские отложения (наряду с мелководными).

Уже Дж. Дэна считал, что рядом с геосинклинальными прогибами должны существовать мощные источники обломочного материала, зоны поднятия — геоантиклинали. Э. Ог привел пример Срединно-Атлантического хребта как современной геоантиклинали. В последующее десятилетие швейцарские геологи Э. Арган и Р. Штауб, анализируя историю Альпийской геосинклинали в мезозое и палеогене, показали, что геосинклиналь эта отличалась сложным внутренним строением — прогибы чередовались с узкими поднятиями — «кордильерами», которые Э. Арган рассматривал как фронтальные части нарождающихся тектонических покровов (шарьяжей). Примерно в те же годы немецкий геолог Э. Краус впервые наметил стадии развития геосинклиналей на их пути превращения в складчатые горные сооружения.

В 1920 г. австрийским геологом Л. Кобером в геосинклинальных областях был выделен новый элемент — относительно устойчивые глыбы — срединные массивы, разделяющие складчатые горные сооружения.

Существенный вклад в развитие учения о геосинклиналях внесли затем советские геологи. Понятие о геосинклиналях было введено в отечественную геологию Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и К. И. Богдановичем в начале века, причем К. И. Богданович применил это понятие к Кавказу и предвосхитил более позднее представление об инверсии. В 20—30-е годы А. А. Борисяк, Е. В. Милановский и Н. М. Страхов опубликовали обзорные статьи, в которых критически рассмотрели представления зарубежных ученых по теории геосинклиналей и показали большое значение этого учения. В дальнейшем А. Д. Архангельский

и Н. С. Шатский, с одной стороны, М. М. Тетяев и В. В. Белоусов; с другой, учитывая сложность строения геосинклиналей, полностью подтвердившуюся на примерах (Кавказ, Урал, Центральный Казахстан и др.), предложили свою терминологию. При этом они пошли разными путями. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, а также их многочисленные последователи сохранили название геосинклиналь и геоантиклиналь за элементарными поднятиями и прогибами, предложив именовать их совокупность, расположенную между платформой и срединным массивом или между двумя срединными массивами, геосинклинальной системой (пример — система Большого Кавказа), совокупность геосинклинальных систем и разделяющих их срединных массивов — геосинклинальной областью (примеры: Тавро-Кавказская область, Казахстано-Гяньшанская область). М. М. Тетяев и В. В. Белоусов, напротив, предпочли удерживать название геосинклиналь для обозначения всей совокупности внутригеосинклинальных структур, а элементарные прогибы и поднятия предложили именовать интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями. Значительно позже в советскую литературу был введен еще один термин — геосинклинальный пояс (В. Е. Хаин и Ю. М. Шейнманн, 1960 г.; М. В. Муратов, 1965 г.) для обозначения подвижных поясов геосинклинального типа во всем их объеме и в противопоставлении континентальным платформам. Как впервые четко показал А. В. Пейве (1945 г.), огромную роль в строении и развитии геосинклинальных поясов играют достигающие мантии глубинные разломы. По существу все основные элементы этих поясов — области, системы, прогибы, поднятия, срединные массивы отделены друг от друга такими разломами.

В 1938 г. В. В. Белоусовым первоначально на примере Большого Кавказа установлено, что ведущим процессом в развитии геосинклиналей, приводящим к их преобразованию в складчатые горные сооружения, является процесс превращения прогибов в поднятия, зарождающиеся в их осевых частях, или процесс инверсии. В противоположность этому Н. С. Шатский, А. В. Пейве и другие геологи на примерах Урала, Центрального Казахстана, Центрального Кавказа доказывали, что поднятия изначально существовали и унаследованно развивались рядом с прогибами, постепенно расширяясь и вытесняя последние. Позднее выяснилось, что в развитии геосинклинали органически сочетаются явления новообразования поднятий и их унаследованного развития.

Г. Штилле (1940 г.) и американский геолог Дж. М. Кэй (1942 г.) считали, что внешние, обращенные к континентальным платформам части геосинклинальных систем отличаются отсутствием или крайне слабым проявлением магматической деятельности, внутренние же, наоборот, насыщены ее продуктами. Они были названы Г. Штилле соответственно мио- и эвгео-

синклиналями, т. е. не совсем геосинклиналями и настоящими геосинклиналями, и эти понятия получили широкое применение. Французский геолог Ж. Обуэн (1962 г.) распространил эту терминологию (эв-, мио-) и на геоантиклинали, которые тоже могут быть вулканическими и невулканическими, и подчеркнул, что процесс охвата геосинклинали складчатостью и поднятиями идет от внутренних зон к внешним, от эв- к миогеосинклиналям.

Еще в конце XIX в. французский геолог М. Бертран обратил внимание на повторение в древних, палеозойских и докембрийских геосинклиналях той же последовательности формаций (сам М. Бертран этот термин не применял) аспидные сланцы — флиш — моласса, что и в молодой Альпийской геосинклинали, и соответственно ввел понятие об альпийском, герцинском, каледонском и гуронском циклах. Позднее швейцарский геолог М. Лужон (1902 г.) показал, что сами Альпы пережили перед альпийским циклом по крайней мере еще два более ранних. Таким образом, сформировалось представление о полициклическом развитии геосинклиналей. В противовес этому представлению А. В. Пейве и В. М. Сеницын (1950 г.) обосновали их направленное развитие, причем указали на первоначальное заложение геосинклиналей на месте обширной континентальной платформы — панплатформы. Впоследствии выяснилось, что направленность геосинклинального развития сочетается с циклическостью, которая представляет ее осложнение (В. Е. Хаин, 1962 г.).

Новый этап в развитии учения о геосинклиналях наступил в 60—70-е годы нашего века главным образом в связи с успехами в изучении геологии дна океанов. Если до этого шли долгие споры о современных аналогах геосинклиналей, об их окраинно-континентальном (американские ученые) или межконтинентальном (европейские ученые) положении, о мелководном, как полагали Дж. Холл и Дж. Дэна, а впоследствии В. В. Белосов, или глубоководном, как считали Э. Ог и швейцарский геолог Ж. Терсье, характере геосинклинальных отложений, а классификация внутригеосинклинальных структур создавалась в отрыве от их возможных современных примеров, то теперь впервые появилась возможность судить об этих вопросах на реальной основе применения метода актуализма. Особенно важным оказалось сходство пород, залегающих в основании геосинклинальных разрезов, с разрезом земной коры современных океанов, позволившее обосновать заложение геосинклиналей, точнее эвгеосинклиналей на океанской коре (А. В. Пейве, 1969 г.; Дж. Дуи и Дж. М. Берд, 1969 г. и др.).

В свете новых данных миогеосинклинали представляют аналоги подводных окраин современных континентов. Однако в качестве наиболее характерных элементов современных и, очевидно, древних геосинклинальных поясов выступили сопряженные системы островных дуг и глубоководных желобов с развитием вдоль их границ сверхглубинных разломов, наклоненных

под островные дуги (или окраины континентов, например Южной Америки) — зон Вадати — Заварицкого — Беньофа или ВЗБ (см. главу 5). Вдоль таких разломов развивается комплекс явлений — магматических, метаморфических и тектонических, по которым они могут быть опознаны и в древних геосинклиналях.

Изменились в последние десятилетия и взгляды на происхождение и причины развития геосинклиналей. Если Дж. Холл считал прогибание геосинклиналей следствием накопления осадков, Дж. Дэна и многие вслед за ним усматривали причину прогибания, а также смятия отложений в складки (контракции) Земли, то в 30—50-х годах нашего столетия стало концентрироваться внимание на процессах, происходящих в верхней мантии под геосинклиналями (В. В. Белоусов, Ю. М. Шейнманн, Р. В. ван Беммелен). Эти взгляды отчасти продолжают развиваться и в настоящее время, но наряду с ними в связи с появлением неомобилистских концепций (тектоника плит и др.) все более настойчиво высказываются во многом противоположные идеи о развитии геосинклиналей под влиянием глобальных процессов движения и взаимодействия литосферных плит.

Таким образом, теория геосинклиналей переживает в настоящее время очередной пересмотр своих исходных положений. Как и много раз в прошлом, отдельными учеными высказывается мнение, что от представления о геосинклиналях следует отказаться вообще, как устарелом и более не отвечающем действительности. С подобным мнением никак нельзя согласиться — геосинклинальные пояса объективно существуют как важнейшие черты структуры тектоносферы, и лишь знания о них изменяются в связи с общим прогрессом науки: учение о геосинклиналях наполняется все новым и новым содержанием.

§ 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ, УСЛОВИЯ ИХ ЗАЛОЖЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ

Какое же определение геосинклинали или, точнее, геосинклинального пояса может быть в настоящее время предложено? Очевидно, геосинклинальными поясами следует называть подвижные пояса глобального масштаба, возникающие на границе литосферных плит — океанской и континентальной или континентальных на коре океанского типа или (и) на утоненной и переработанной континентальной коре, длительно служащие местами интенсивного вулканизма и осадконакопления и превращающиеся в итоге своего развития в складчатые или складчато-надвиговые (покровные) горные сооружения с мощной новообразованной или регенерированной континентальной корой.

Из этого определения следует, что существуют два основных типа геосинклинальных поясов: окраинно-континентальный и межконтинентальный. К первому, окраинно-континентальному типу относится современный Западно-Тихоокеанский пояс с его системой окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов, расположенный между Сибирской, Китайской и Австралийской континентальными платформами на западе и Тихоокеанской плитой — на востоке. Сходным строением обладал в палеозое и мезозое и Восточно-Тихоокеанский (Кордильерский) пояс. Второй тип — межконтинентальные пояса: к нему относится Средиземноморский пояс, протянувшийся между континентальными платформами Европейской и Китайско-Корейской на севере, Африканской и Индостанской — на юге. К этой же категории относились палеозойские Урало-Охотский и Северо-Атлантический пояса. Несколько особое положение — меж океаническое в настоящее время занимают две геосинклинальные области — Антильско-Карибская в Западном полушарии и Индонезийская — в Восточном; первая находится между Восточно-Тихоокеанской (Кокосовой) океанической плитой на западе и Западно-Атлантической — на востоке, вторая — между Индоокеанской и Тихоокеанской. Но эти геосинклинали можно одновременно рассматривать и как межконтинентальные, поскольку Антильско-Карибская область в меридиональном сечении расположена между Североамериканской и Южноамериканской континентальными платформами, а Индонезийская — между Индокитайским массивом и Австралийской платформой.

Как указывалось в начале главы, основанием для вывода о заложении геосинклиналей на океанской коре послужило сходство последовательности пород, установленных в наименее нарушенных частях так называемых офиолитовых поясов в внутренних зон геосинклинальных систем (эвгеосинклиналей) с разрезами океанской коры, наблюдаемыми в рифтовых ущельях срединноокеанских хребтов, вдоль крупных разломов океанских плит, а также в стенках глубоководных желобов. Как в океанах, так и в эвгеосинклиналях в подошве таких разрезов залегают серпентинизированные гипербазиты* (верхи мантии), сменяющиеся габброидами, нередко метаморфизованными в амфиболитовой или зеленосланцевой фациях (третий слой океанской коры и его аналоги); выше располагаются дайковые комплексы базальтового состава, затем нормальные покровные базальты (второй слой океанской коры) и, наконец, пелагические осадки кремнистого и карбонатного состава (первый слой океанской коры). Следует, однако, заметить, что в древних геосинклинальных, ныне складчатых, областях серпентиниты обычно обнажены на небольшую мощность и часто их основание сре-

* Преимущественно перидотиты с моноклинным пироксеном — так называемые гарцбургиты.

зано поверхностью надвига. В то же время данные геофизики (ГСЗ) нередко указывают на сплошное развитие гранитно-гнейсового слоя коры; это может свидетельствовать о том, что реликты океанской коры здесь выжаты при региональном сжатии на заключительных стадиях развития геосинклинали или поглощены в зонах ВЗБ. Масштабы сжатия устанавливаются лишь с большим трудом; даже в относительно просто построенных системах первоначальная ширина геосинклинали могла в два-три раза превосходить ширину возникшего из нее складчатого сооружения. Ширина наблюдаемых ныне складчатых горных поясов обычно незначительно превышает 1000 км, достигая 2—3 тыс. км. Без учета последующего сжатия это несколько меньше ширины современных океанов (Тихий — до 9 тыс. км, Атлантический — от 2 до 5 тыс. км, Индийский — до 6 тыс. км, Северный Ледовитый — 2—2,5 тыс. км).

Необходимо, вместе с тем, учитывать, что далеко не на всю свою ширину геосинклинали пояс должен был подстилаться океанской корой. Типичные миогеосинклинали, существовавшие на месте западного склона Урала, северного склона Большого Кавказа, Верхоянья, Скалистых гор Северной Америки целиком располагались в пределах континентальных геоблоков, на подводных окраинах континентальных платформ, как это убедительно доказывается геофизическими данными. Кроме того, срединные массивы, которые нередко входят в состав геосинклиналиных поясов, заведомо обладали континентальной корой, являясь аналогами так называемых микроконтинентов, наблюдаемых в пределах современных океанов. И, наконец, существуют зоны, промежуточные между эв- и миогеосинклиналиями (см. ниже), которые также в основном подстились континентальной корой, хотя обычно и подвергшейся существенной переработке (кора «переходного» типа — см. главу 5).

В общем, древние геосинклиналиные пояса могли быть близки по размерам и по внутреннему устройству к современным океанам, особенно таким, как Северный Ледовитый или Северная Атлантика. Однако продолжая это сравнение, следует принять во внимание несколько важных обстоятельств. Во-первых, при определенном сходстве разрезов эвгеосинклиналиных зон с разрезами океанской коры первые отличаются гораздо более значительной первичной* мощностью вулканогенных (аналоги второго слоя) и осадочных (аналоги первого слоя) комплексов, измеряемой, как правило, многими тысячами, нередко более 10 тыс. м, против нескольких сотен метров для первого слоя в океанах, 1—2 км для второго, 3—4 км для третьего. Во-вторых, эти породы в геосинклиналиях претерпевают гораздо большие изменения — не только натриевый, но и калиевый метасоматоз, часто интенсивную гранитизацию; в океанах же мы

* Речь идет именно о первичной мощности, которую нельзя считать результатом «скупивания» коры при ее тангенциальном сжатии.

наблюдаем лишь начальные проявления этих процессов (в рифтовых зонах срединных хребтов). Имеются и некоторые отличия в химическом составе геосинклинальных и океанских магматов и, наконец, надо иметь в виду, и это главное, что активный геосинклинальный процесс на каждом этапе развития пояса охватывает не целиком весь пояс, а лишь определенную и не слишком широкую (обычно сотни километров) зону. И только в итоге длительного (сотни миллионов лет) развития океан может оказаться целиком вовлеченным в геосинклинальный процесс. Следовательно, геосинклинальные пояса прошлых геологических эр (например, палеозойские Северо-Атлантический и Урало-Охотский) в целом должны были соответствовать океанам, но в каждую отдельную эпоху своего развития они представляли, подобно современным геосинклинальным поясам, либо окраины (как современный Тихоокеанский пояс), либо реликты (современный Средиземноморский пояс) океанов. Переход от сравнительно пассивного нормально океанского режима, точнее режима океанских плит, к геосинклинальному означает важный качественный скачок в эволюции соответствующего сегмента тектоносферы. Скачок этот выражается в возникновении на фоне океанской коры сопряженной пары: островная дуга — глубоководный желоб, разделенной сверхглубинным, пересекающим астеносферу наклонным разломом — сейсмофокальной зоной ВЗБ. В этих условиях начинается наращивание эмбриональной островной дуги — первичной геоантиклинали продуктами магматической деятельности и заполнение желоба и окраинного моря — первичных геосинклинальных прогибов продуктами разрушения дуги; это начало геосинклинальной эволюции, подробнее рассматриваемой ниже.

Но каково происхождение самой океанской коры, на которой закладываются геосинклинали? Некоторые считают эту кору весьма древней и первичной, другие указывают на признаки, свидетельствующие о заложении геосинклиналей на раздробленной, переработанной и подвергшейся растяжению континентальной коре; в таком случае геосинклинали в своем зарождении должны были быть сходными с рифтовыми зонами континентов. Представление о заложении геосинклиналей на первичной коре наиболее применимо к окраинно-континентальным геосинклиналям, а противоположное мнение — к межконтинентальным поясам. Доказательствами образования последних в пределах континентально-платформенных геоблоков служат два главных факта: 1) резко несогласное по отношению к внутренней структуре этих геоблоков положение контуров поясов, причем нередко структуры фундамента обрамляющих пояса платформ протягиваются навстречу друг другу — например африканские навстречу европейским по обе стороны Средиземноморского пояса, 2) наличие внутри поясов срединных массивов, которые явно представляют собой обломки той континентальной коры, на которой эти пояса были заложены. Косвенным подтвержде-

нием подобного их происхождения может служить факт новообразования путем раздвига, т. е. в условиях растяжения в относительно недалеком геологическом прошлом Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого океанов (см. главу 5). Наименее ясен вопрос об условиях заложения Тихоокеанского пояса; во всяком случае его внешние, периферические зоны несомненно возникли на раздробленной континентальной коре, судя опять же по срезанию контурами пояса внутренних структур обрамляющих его древних платформ, и наличию выступов древнедокембрийского фундамента.

§ 2. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА И ИХ ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Геосинклинальные пояса являются высшей таксономической единицей в классификации геосинклинальных структур. Их протяженность измеряется многими, нередко десятками тысяч километров, ширина составляет более тысячи и до 2—3 тыс. км; они занимают пространство между устойчивыми плитами литосферы — континентальными или океанскими. Основными геосинклинальными поясами позднедокембрийской и фанерозойской истории Земли являются Тихоокеанский (иногда подразделяемый на Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский, называемый также Кордильерским), Средиземноморский, Северо-Атлантический, Урало-Охотский (Урало-Монгольский), Арктический (рис. 45). Все эти пояса возникли в позднем докембрии; три последних завершили свое развитие в конце палеозоя — начале мезозоя; Тихоокеанский и Средиземноморский пояса частично продолжают свое развитие и в современную эпоху.

Геосинклинальные пояса возникли лишь во второй половине позднего протерозоя, 1350—1000 млн. лет назад, одновременно с обособлением современных древних платформ (см. главу 7). До этого можно говорить лишь о существовании отдельных геосинклинальных, точнее протогоосинклинальных систем, а в архее прямых аналогов геосинклиналей вообще не известно; их «эмбрионами» являлись своеобразные зеленокаменные пояса (см. главы 7 и 14).

Геосинклинальные пояса развиваются на протяжении многих сотен миллионов, иногда более миллиарда лет (Тихоокеанский пояс). В течение столь долгой своей истории они попеременно переживали периоды некоторого расширения и усиления погружений, и более короткие периоды сокращения, сужения, благодаря складчатости, метаморфизму, гранитизации и поднятиям, превращающим отдельные части пояса, начиная обычно с периферии, сначала в складчатые горные сооружения, а затем, со снижением тектонической активности, в молодые континентальные платформы. Поскольку такое чередование преобладания погружений и поднятий неоднократно повторялось в истории

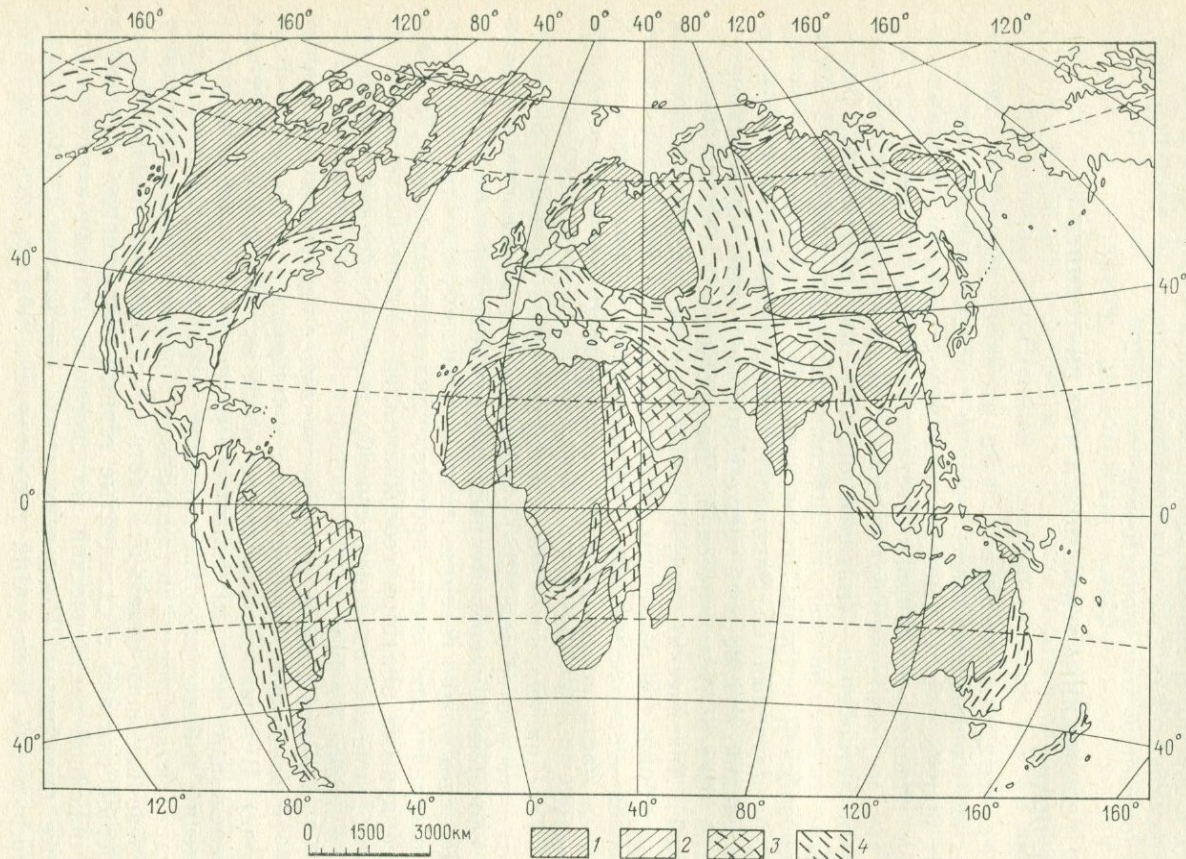


Рис. 45. Складчатые геосинклинальные пояса и древние платформы позднего докембрия и фанерозоя. По М. В. Муратову и В. Е. Хаину (1973 г.)

1 — древние платформы и крупные срединные массивы с раннедокембрическим фундаментом; 2 — срединные массивы с ранне- или позднекембрическим фундаментом; 3 — части геосинклинальных поясов, испытавшие складчатость и консолидацию в конце протерозоя — начале палеозоя; 4 — геосинклинальные пояса, продолжавшие развиваться в фанерозое

каждого пояса, соответствующие этапы его развития называют циклами (тектоническими). Некоторые исследователи избегают применять этот термин, считая, что понятия цикл, цикличность предусматривают полную тождественность повторения событий. Это, однако, недоразумение, если понимать циклы не метафизически, а диалектически, как витки спирали, как стадии направленного процесса. Таким образом, пояса развивались не только многоэтапно, но и полициклически, сочетая эту цикличность с направленностью, выразившейся в неуклонном сокращении площади пояса по мере его охвата складчато-надвиговыми деформациями, региональным метаморфизмом и гранитизацией с разрастанием континентальной коры за счет океанской.

Рубежи между циклами, установленными в отдельных поясах, являются грубо синхронными в глобальном масштабе. Поэтому наименования циклов, первоначально выделенных в Западной Европе и на востоке Северной Америки — каледонский, герцинский, альпийский, были распространены затем и на другие континентальные регионы, но изучение последних дало основание выделить дополнительные циклы по отношению к западноевропейским. В настоящее время в развитии позднедокембрийско-фанерозойских геосинклинальных поясов различают такие циклы (в скобках указаны начало и конец цикла в абсолютном летоисчислении): 1) гренвильский (1350—1000 млн. лет), 2) байкальский (1000—550 млн. лет), 3) каледонский (550—400 млн. лет), 4) герцинский (400—210 млн. лет), 5) киммерийский или мезозойский (210—100 млн. лет), 6) альпийский (100—0 млн. лет)*. Как мы увидим дальше, отмирание погружений в одних геосинклинальных системах данного пояса, т. е. конец цикла, часто оказывается синхронным возобновлению и даже усилению погружений в других системах того же пояса, т. е. началу нового цикла. Это особенно хорошо было показано для Центрально-Азиатского пояса Л. П. Зоненшайном (1972 г.).

Геосинклинальные пояса подразделяются на геосинклинальные области. Большинство советских исследователей понимают под геосинклинальными областями крупные сегменты геосинклинальных поясов длиной более 1000 км, обычно разделенные зонами поперечных глубинных разломов и отличающиеся один от другого особенностями строения (в частности планом) и развития. Так, Урало-Охотский пояс включает Уральскую, Тяньшанскую, Центрально-Казахстанскую, Алтае-Саянскую, Монголо-Охотскую области. Каждая область состоит в поперечном сечении из нескольких геосинклинальных систем и разделяющих их срединных массивов. Как исключение срединные массивы могут отсутствовать и тогда понятия области и системы совпадают (Уральская область или система). Слагающие области системы могут завершать свое геосинклинальное разви-

* Последние два нередко объединяют в один — альпийский цикл.

тие одновременно или разновременно, например Тяньшанская область включает каледониды* и герциниды, Алтае-Саянская — байкалиды, каледониды и герциниды, но обычно одна из эр тектогенеза была основной для данной области (в приведенных примерах герцинская для Тяньшанской, каледонская — для Алтае-Саянской).

В несколько ином понимании геосинклинальные области выделялись М. В. Муратовым — не вдоль простирания пояса, а в поперечном сечении, как части пояса, закончившие свое геосинклинальное погружение и испытывавшие «платформобразующую» складчатость в одну и ту же тектоническую эру. Соответственно им различались в составе фанерозойских поясов байкальские, каледонские, герцинские, альпийские области. Представляется, что лучше говорить в том же смысле о байкальских, каледонских и других складчатых поясах, возникших в пределах более крупного полициклически развивавшегося геосинклинального пояса.

В противоположность понятию геосинклинальной области, понимание геосинклинальной системы у нас достаточно единообразно. Геосинклинальная система — это отчетливо линейная структура длиной более тысячи и нередко (Урал, Аппалачи) до 3000 км (этот параметр у системы и области совпадает) при ширине от 200 до 500—600 км, реже больше. Геосинклинальные системы располагаются либо между платформой и срединным массивом, либо между двумя срединными массивами, либо занимают все пространство между двумя платформами (именно в последнем случае понятия области и системы совпадают, например Урал, Кордильеры Северной Америки). Геосинклинальная система, как правило, заканчивает свое развитие в одну и ту же эру тектогенеза и дает начало определенному складчатому горному сооружению, по которому она и получает свое название: таковы, например, геосинклинальные системы Большого и Малого Кавказа, Сихотэ-Алиня, Карпат и т. п. В домезозойских системах часть сооружения в дальнейшем может быть погребена под более молодыми платформенными осадками. Так произошло, например, с восточным крылом и южным окончанием Уральской и Аппалачской систем, западной частью Южного Тянь-Шаня. В современной структуре земной коры геосинклинальные пояса, области и системы выражены соответственно складчатыми геосинклинальными поясами, областями и системами, так как их осадочное выполнение целиком подверглось деформациям. Прилагательное «геосинклинальные» необходимо в связи с тем, что складчатые деформации могут охватывать и чехол прилегающей платформы (см. главу 12).

* Т. е. зоны, для которых заключительной складчатостью перед окончательным превращением в складчатое горное сооружение была каледонская и т. п.

Структурным элементом ранга, аналогичного системам, являются срединные массивы. Большей частью, если не всегда, эти массивы представляют собой обломки той континентальной платформы, за счет раздробления которой возникла данная геосинклинальная область (пояс). Соответственно фундамент большинства срединных массивов позднедокембрийских — фанерозойских геосинклиналей имеет раннедокембрийский возраст. Однако этот возраст нередко замаскирован позднейшей переработкой, особенно в связи с интенсивным проявлением в пределах срединных массивов гранитизации, одновременной с гранитоидным плутонизмом смежных геосинклинальных систем. Поэтому радиометрические определения возраста фундамента срединных массивов резко занижены, например мезозойский или палеогеновый для Мисхано-Зангезурского массива на Малом Кавказе, позднепалеозойский для Богемского массива в Центральной Европе и т. п. Более надежно нижний предел возраста фундамента срединных массивов определяется по возрасту основания их осадочного (или осадочно-вулканогенного) чехла, но нередко начало накопления этого чехла отделено весьма значительным перерывом от окончания времени становления фундамента.

Форма срединных массивов обычно угловато-изометрична при ширине порядка нескольких сотен километров, реже более 1000 км. Крупные срединные массивы отличаются наибольшей устойчивостью и приближаются к настоящим платформам (Таримский, Индосинийский массивы). Мелкие глыбы (<100 км в поперечнике) целесообразнее именовать просто древними глыбами; они встречаются и в пределах геосинклинальных систем, например треугольная глыба Совьих гор в Судетах. Структуры геосинклинальных систем подчиняются контурам срединных массивов, как бы обтекая последние; сами контуры массивов определяются граничными разломами геосинклинальных систем, аналогично соотношению геосинклинальных поясов и платформ.

Срединные массивы не монолитны — в их пределах нередко закладываются отдельные геосинклинальные прогибы. Однако эти прогибы отличаются от прогибов геосинклинальных систем более коротким периодом своего развития, меньшей шириной и глубиной и изменчивостью своих простираний, иногда образующих значительный угол, вплоть до прямого, с господствующим простиранием геосинклинального пояса. Примерами таких наложенных прогибов срединных массивов может служить Баррандов (Пражский) прогиб в пределах Богемского (Чешского) массива. Возможно, что так же следует рассматривать геосинклинальную систему Западного Саяна.

Наряду с геосинклинальными системами и срединными массивами в составе геосинклинальных областей в качестве структур того же ранга Л. П. Зоненшайн (1972 г.) выделяет геосинклинальные системы. Такие системы представляют собой крупные унаследованные от одного из более ранних цик-

лов глыбы континентальной коры, отличающиеся от срединных массивов своей линейностью и более активным воздыманием, а от обычных геосинклиналей (островных дуг) большими размерами и более сложным строением, включающим подчиненные прогибы. По длине оси соизмеримы с геосинклинальными системами, но по ширине, составляющей обычно менее 100 км, им заметно уступают. В качестве примеров геосинклинальных систем можно привести Чингиз-Тарбагатайскую систему в Центральном Казахстане (каледонское поднятие между герцинскими прогибами), Гесперийскую систему (гренильско-байкальская) внутри герцинид Иберийской Месеты, Бриансонско-Татранскую (герцинскую) в Альпах — Карпатах. Геосинклинальные системы обычно сильно насыщены гранитоидами разного возраста, что свидетельствует об устойчивой приуроченности к ним высокого теплового потока. По существу это также островные дуги, но более крупных размеров.

Прогибы и поднятия внутри геосинклинальных систем, возникающие в процессе их развития, традиционно именовались интрагеосинклиналями (или геосинклинальными прогибами, что представляло тавтологическое выражение) и геосинклиналями (или интрагеосинклиналями, но приставка «интра» здесь в отличие от интрагеосинклиналей являлась по существу излишней). Дальнейшая классификация интрагеосинклиналей производилась по времени их образования — унаследованные от предыдущих циклов, ранние — возникшие в течение раннегеосинклинальной стадии, поздние — в течение позднегеосинклинальной стадии, или (и) по составу выполняющих их формаций (зеленокаменные, сланцевые, флишевые, известняковые). Геосинклинали также классифицировались по времени образования и, кроме того, по наличию или отсутствию связанных с ними магматических, главным образом вулканических проявлений. Соответственно различались вулканические и авулканические геосинклинали или эвгеосинклинали и миогеосинклинали, по Ж. Обуэну. Их современными аналогами являются соответственно вулканические и невулканические дуги, а представителями прогибов — глубоководные желоба, преддуговые и тыльно-дуговые прогибы периферии островных дуг, прогибы континентального подножия и внешнего шельфа.

Как уже указывалось, большое значение имело выделение в пределах геосинклинальных систем двух принципиально различных элементов — внутренних зон — эвгеосинклиналей («вполне геосинклиналей») и внешних зон — миогеосинклиналей («несовсем геосинклиналей»). Основными отличиями миогеосинклиналей от эвгеосинклиналей, помимо более внешнего расположения на непереработанной континентальной коре, считались амагматичность, точнее отсутствие проявлений начального, подводного основного вулканизма и тел основных — ультраосновных полнокристаллических пород, т. е. магматизма

офиолитового типа, а также то, что миогеосинклинали позднее вовлекаются в складчато-надвиговые деформации, чем эвгеосинклинали.

В настоящее время значение этого подразделения представляется еще более важным, чем в период, когда эти термины были предложены Г. Штилле и применены Дж. М. Кзем. Миогеосинклинали в действительности являются не чем иным, как вовлеченными в геосинклинальное погружение подводными окраинами более древних континентальных платформ. В геоморфологическом смысле им отвечают области внешнего шельфа, внутренние части которого соответствуют уже зонам перикратонных опусканий, а также континентального склона (см. главу 5). Соответственно миогеосинклинальные осадочные формации часто близки к платформенным, отличаясь большей циклическостью, линейной фациальной зональностью и большей степенью катагенетических изменений (имеются, однако, и неплатформенные формации — аспидная, флишевая — см. ниже). Миогеосинклинали подстилаются нормальной или слабо переработанной континентальной корой. Очень характерно, что складчато-надвиговые деформации, обычно весьма интенсивные в осадочном покрове, не затрагивают фундамент, как это установлено для Скалистых гор Канады, Аппалачей и с серьезными основаниями предполагается для многих других геосинклинальных систем (Западный склон Урала, Верхоянье, внешний Загрос и др.). Энгеосинклинали развиваются в основном на океанской коре, а сохраняющиеся в них иногда обломки более древней континентальной коры испытывают глубокую переработку и активно участвуют в деформациях. Осадочно-вулканогенные формации резко отличаются от миогеосинклинальных и платформенных и часто испытывают региональный метаморфизм.

Деление на мио- и эвгеосинклинали очень четко выражено на Урале (Западный склон — мио-, Восточный склон — эвгеосинклиналь)*, в Аппалачах, в Североамериканских Кордильерах (Скалистые горы Канады и Западные Скалистые горы США — миогеосинклиналь, Центральные и Западные Кордильеры — эвгеосинклиналь), Северных (Колумбийско-Экваторских) Андах и в некоторых других складчатых геосинклинальных системах. В основном эти примеры относятся к окраинно-континентальным строго линейным геосинклинальным поясам и к зонам их сопряжения с древними платформами.

В ряде систем мы сталкиваемся с очень неравномерным развитием мио- и эвгеосинклинальных зон. Так, в Карпатах, Верхояно-Колымской системе, Телль-Атласе в Северо-Западной Африке, Туркмено-Хорасанской системе и некоторых других резко редуцированы эвгеосинклинальные зоны, которым отвечают лишь очень узкие (несколько километров) офиолитовые швы с прерывистыми выходами основных вулканитов и

* Эти различия были впервые подмечены еще А. П. Карпинским.

основных и ультраосновных пород. Подобные офиолитовые швы чаще всего располагаются в самой тыльной части геосинклинальной системы, на границе со срединным массивом. Их узкость, однако, может представлять вторичное явление, связанное с резким сокращением эвгеосинклинальной зоны в орогенную стадию. Сказанное справедливо и для случаев редуцированного проявления миегеосинклинальных зон, например в Северных Аппалачах, где они оказываются в значительной мере скрытыми под надвигом эвгеосинклинальных образований.

Во многих случаях разделение геосинклинальной системы на эв- и миегеосинклинали наталкивается на серьезные трудности. Главной причиной их является существование переходных между ними зон. Эти зоны обычно развиваются еще на континентальной коре, но в области ее утонения и значительной переработки (кора «переходного» типа), причем консолидированная часть коры здесь принимает активное участие в деформациях осадочного покрова. Наиболее типичной формацией таких переходных зон является глинисто-сланцевая (аспидная); к ней относятся, в частности, граптолитовые сланцы ордовика — силура. В ассоциации со сланцевой формацией весьма нередко находятся спилиты и диабазы; последние образуют силлы. Таким образом, переходным зонам обычно соответствует развитие сланцево-диабазовой ассоциации. Отсутствие гипербазитов, т. е. полной офиолитовой ассоциации, не позволяет достаточно определенно говорить о формировании этих прогибов на океанской коре, а развитие спилитов и диабазов — производных толеит-базальтовой магмы свидетельствует об утонении коры, о ее раздробленности и повышенной проницаемости. Еще более определенно о сохранении, хотя и в переработанном виде, континентальной коры говорит развитие спилито-кератофировой формации, так как кератофиры образуются при ассимиляции базальтовой магмой континентальной коры. Переходным зонам отвечает область континентального склона и подножия или внутренних и окраинных морей в целом. В отличие от шельфа, где погружение всегда компенсируется осадконакоплением, в этих зонах последнее иногда отстает от первого — образуются так называемые лептогеосинклинали (термин швейцарского геолога Р. Трюмпи). Но этот термин не годится для обозначения переходных зон вообще, так как незагруженность осадками не является для них обязательной. Было предложено много других терминов, но наиболее кратким является термин мезогеосинклиналь, хорошо отражающий промежуточное положение этих зон. Им мы и будем пользоваться в дальнейшем*.

* М. Г. Ломизе предложил выделять два типа эвгеосинклиналей — энсиматические и энсалические; первые отвечают собственно эвгеосинклиналям в изложенном выше понимании, вторые — мезогеосинклиналям.

Мезогеосинклинали широко развиты во многих геосинклинальных системах и областях. К ним относятся, например, Лемвинско-Зилаирская зона на Урале, Саксо-Тюрингская и южная часть Реногерцинской зон среднеевропейских герцинид и т. д. Существуют системы, в которых нет настоящих эвгеосинклиналей, а имеются только мио- и мезогеосинклинали — таковы, например, Горный Крым и Большой Кавказ, что соответствует их положению в качестве побочной ветви альпийского пояса. Имеются и геосинклинальные области, состоящие только из эв- и мезогеосинклиналей и лишенные миогеосинклиналей; примером может служить часть Центрально-Азиатского пояса, лежащего между Сибирской и Китайской платформами.

Существуют, наконец, геосинклинальные системы, целиком заложенные на относительно слабо переработанной, лишь несколько утоненной континентальной коре. Подобные геосинклинали обычно являются слепыми поперечными ответвлениями основных геосинклинальных поясов, занимающими внутриплатформенное положение, или представляют их побочные ветви. К этой категории интракратонных геосинклиналей, состоящих обычно из единичных прогибов (моногогеосинклинали), относятся позднедокембрийские Катангская геосинклиналь в Центральной Африке, Аделаидская в Южной Австралии, альпийская Пиренейская в Западной Европе и др.

§ 3. РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ И СИСТЕМ

Как указывалось выше, геосинклинальные пояса проходят в своей эволюции ряд этапов, или циклов, продолжительностью от 300—400 (более ранние) до 150—200 млн. лет (более поздние). Для отдельных областей и особенно систем, составляющих пояса, периодом наиболее активного развития является последний, реже предпоследний этап (цикл), который и завершается окончательным превращением области в складчатую горную страну, а системы — в складчатое горное сооружение, за которым следует уже установление на их площади платформенного режима. Этот этап (цикл), вернее его первая половина с преобладанием погружений, получила название главного геосинклинального этапа, а отвечающий ему комплекс горных пород — главного геосинклинального комплекса (М. В. Муратов). Главный геосинклинальный этап обычно состоит из двух стадий — ранней и поздней, причем, первой из них предшествует предгеосинклинальная стадия; за геосинклинальным этапом следует орогенный этап, в котором также выделяются две стадии, опять же именуемые ранней и поздней. Рассмотрим ход этой эволюции.

— **Предгеосинклинальная стадия** выражена существенно по-разному в зависимости от того, в какой обстановке закладывается геосинклинальная система — внутриконтинентальной или

окраинно-континентальной; в последнем случае могут быть также разные варианты.

Во внутриконтинентальной обстановке (рис. 46) предпосылкой становления геосинклинальной системы является рифтообразование. (см. главу 8). Возникновению рифта обычно предшествует образование пологого прогиба, заполняемого континентальными, аллювиально-озерными отложениями, часто уже на фоне более широкого поднятия. Затем образуется собственно рифт, т. е. грабен; его опускание происходит одновременно с подъемом плечей рифта и сопровождается накоплением грубо-обломочных континентальных осадков. Континентальная кора при этом утоняется, вдоль разломов происходит излияние лав — производных щелочно-базальтовой магмы, а в плечах рифта — внедрение щелочно-ультраосновных кольцевых плутонов. Дальнейшее расширение рифта переводит его в категорию континентально-океанских, типа современного Красного моря, в центральной части которого континентальная кора уже разорвана и замещена новообразованной океанской корой. Соответственно проявление щелочно-базальтового вулканизма сменяется толит-базальтовым, а континентальное осадконакопление — морским, но ограниченные размеры бассейна и нередкая изоляция его от открытого океана способствуют в аридных условиях накоплению эвапоритов, а в гумидных — темноцветных, обогащенных органическим веществом осадков, отложенных в условиях сероводородного заражения вод бассейна (так называемые эвксинские фации, от древнегреческого названия Черного моря Понт Эвксинский).

Если расширение рифта на этом остановится, может образоваться интракратонная геосинклиналь, если же будет продолжаться, то возникнет рифтогенный океан, типа современного Атлантического океана. По обе стороны этого океана вдоль подводных окраин материков протягиваются мощные (местами более 10—15 км) толщи позднемезозойских и кайнозойских осадков, выполняющие параллельные прогибы, простирающиеся вдоль внешней части шельфа и вдоль континентального склона и подножия и разделенные поднятием, примерно совпадающим с перегибом от шельфа к склону. Эти прогибы, как было установлено уже лет 20 назад Ч. Дрейком, по морфологии вполне соответствуют прогибам, реконструированным для палеозойской Аппалачской геосинклинали на той же восточной окраине Северной Америки. Они параллельны аппалачским прогибам и могли бы рассматриваться как их смещенный в сторону океана аналог. Существуют, однако, и достаточно серьезные отличия: отсутствие проявлений магматизма во внешнем, приокеанском прогибе, который ранее сравнивали с эвгеосинклинальными прогибами прошлого; отсутствие деформаций и признаков тангенциального сжатия. Эти обстоятельства затрудняют проведение аналогии между древними геосинклинальными системами и континентальными ок-

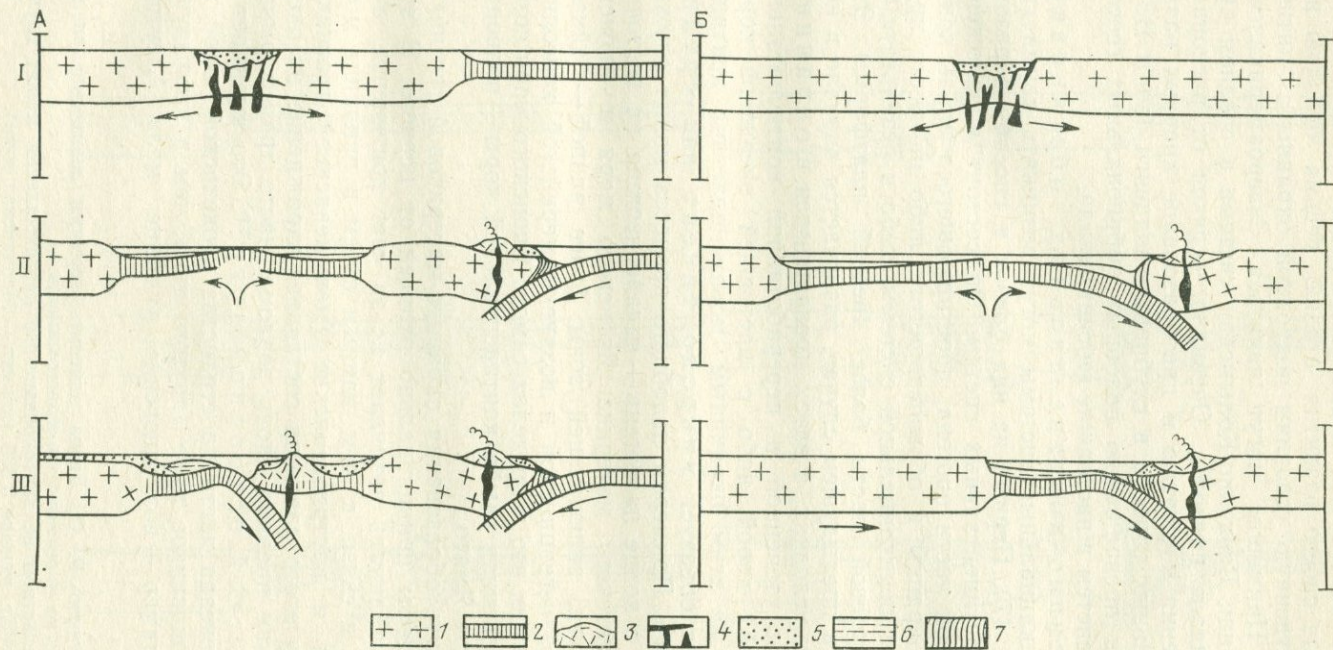


Рис. 46. Развитие межконтинентальных геосинклиналий. По В. Е. Хаину (1981 г.)

А, Б — разные варианты (собственно геосинклиналий). I—III — стадии (I — предгеосинклиналий, II — раннегеосинклиналий, III — позднегеосинклиналий). 1 — древняя континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — молодая субконтинентальная кора; 4 — внедрения основной и ультраосновной магмы; 5 — обломочные отложения; 6 — глинистые отложения (аспидная формация); 7 — аккреционный клин

раинами атлантического типа *. Тем не менее, есть основания предполагать, что многие геосинклинальные системы проходили в начале своего развития стадию, весьма близкую или даже тождественную условиям подводной окраины атлантического типа. Примером могут являться Североамериканские Кордильеры или Верхояно-Колымская система в позднем протерозое и начале палеозоя. Очевидно, переход от регионального растяжения к сжатию и преобразование краевых разломов из глубинных сбросов в глубинные поддвиги (зоны ВЗБ) и приводит к превращению подобных эмбриональных геосинклинальных систем в настоящие геосинклинали.

В окраинно-континентальных обстановках новые геосинклинальные системы могут возникать двумя способами (рис. 47). Первый из них близок к способу образования внутриконтинентальных систем. Он состоит в заложении рифта в осевой части орогена, простирающегося вдоль континентальной окраины и образовавшегося либо на месте предшествующей геосинклинальной системы, либо в результате активизации краевой части более древней платформы. Этот рифт, как и в предыдущем случае, развивается вначале в континентальных условиях, а затем превращается в окраинное море либо с утоненной и переработанной континентальной (субокеанской) корой, либо с настоящей океанской корой. Отделенная же этим окраинным морем пластина континентальной коры образует микроконтинент или срединный массив. Примером подобного процесса может служить образование в конце палеогена — начале неогена на восточной окраине Азиатского материка Японского моря и Японской островной дуги, включающей зоны более ранней — байкальской (?), позднегерцинской и позднекиммерийской консолидации. Любопытно, что в пределах самого Японского моря сохранилась погруженная глыба континентальной коры — подводная возвышенность Ямато.

Второй путь образования окраинно-материковой геосинклинальной системы принципиально отличен от первого. В этом случае геосинклиналь возникает не за счет континента, а за счет океана, в связи с чем данным путем в принципе могут образоваться и внутриокеанские (межокеанские) геосинклинали. Основу этого развития составляет зарождение на океанской коре, как правило вдоль разлома, часто трансформного, вулканической островной дуги **. Это вызывает отделение от океана части пространства с океанской корой, образующего окраинное море (другого типа, чем в предыдущем случае). Пример — возникновение в конце мела Алеутской

* Это побудило Р. С. Дитца заменить термины миогеосинклиналь и эвгеосинклиналь на миогеоклиналь и эвгеоклиналь.

** Доказательством ее внутриокеанского происхождения может служить отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, меньше 0,805 (пример — Марианская дуга).

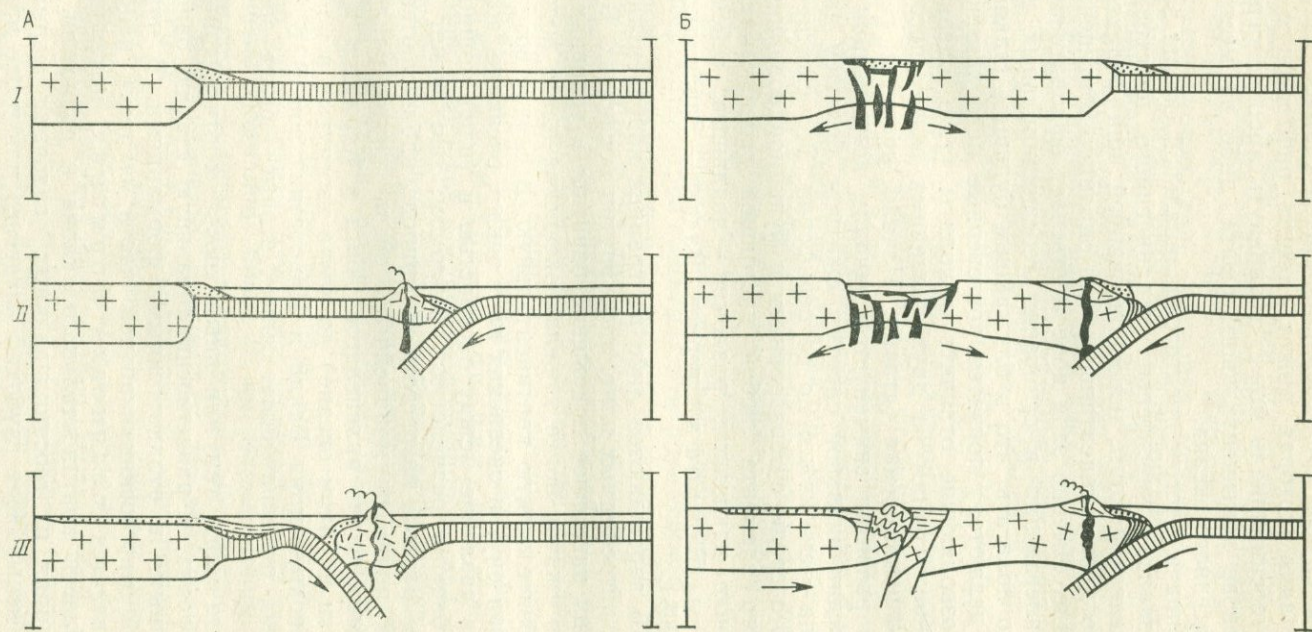


Рис. 47. Развитие окраинно-континентальных геосинклинальных систем. По В. Е. Хаину (1981 г.). Условные обозначения см. рис. 46

островной дуги с обособлением в ее тылу впадины Берингова моря. В этом случае предгеосинклинальной стадией является океанская стадия, которая может сменить рифтогенную. Это значит, что геосинклиналь может возникнуть либо непосредственно на основе континентального рифта, либо на месте окраины рифтогенного океана.

Так или иначе, итогом предгеосинклинальной стадии всегда является создание относительно ограниченного пространства развития океанской коры, новообразованной или реликтовой, занимающего межконтинентальное или окраинно-континентальное положение. Именно этой коре и отвечает офиолитовая ассоциация, залегающая в основании геосинклинальных комплексов. Надо полагать, что в ближайшем будущем (такие попытки уже делаются) появятся достоверные петрохимические критерии, позволяющие отличить офиолиты (т. е. океанскую кору, возникшую одним из двух указанных выше способов).

Раннегеосинклинальная стадия. Начало процесса геосинклинального развития знаменуется началом компенсации растяжения геосинклинальной системы сжатием, большей частью (но не всегда — см. ниже) по ее периферии. Это сжатие связано, в свою очередь, с образованием и функционированием самого важного элемента любой настоящей геосинклинали — сверхглубинных наклонных разломов — поддвигов, сейсмофокальных зон Беньофа, вернее Вадати — Заварицкого — Беньофа (ВЗБ).

Зоны ВЗБ зарождаются либо на границе континентальных и океанских литосферных плит, либо внутри последних. В первом случае их наклонное положение понятно: в условиях тангенциального сжатия более тяжелая океанская плита пододвигается под более легкую континентальную. В случае возникновения этих зон внутри океанских плит также, очевидно, должно существовать различие между плотностью и (или) мощностью литосферы блоков, разделенных разломом; оно может быть связано с ее разным возрастом. В природе наблюдаются все переходы от почти прямолинейных, очень круто наклоненных (например, вдоль архипелагов Тонга и Кермадек и Марианской дуги в Тихом океане) до круто изогнутых и пологих (например, вокруг моря Банда в Индонезии) зон ВЗБ. Первые, очевидно, отвечают более юным, вторые — более зрелым зонам ВЗБ.

Окраинные моря, тем или иным способом отчлененные от открытого океана, в раннегеосинклинальную стадию заполняются осадочными и вулканогенными формациями. В приконтинентальной, миогеосинклинальной части системы наиболее типичной является сланцевая формация, накапливающаяся в области континентального склона и подножия. Как наиболее ранняя из геосинклинальных осадочных формаций, она обычно испытывает глубокий катагенез или даже начальный метаморфизм, и ее глинистые породы нередко превращены

в глинистые или аспидные (кровельные) сланцы, откуда и ее довольно распространенное другое название — аспидная формация. Среди глинистых пород залегают пласты или пачки сближенных пластов песчаников — кварцевых, если снос шел непосредственно с древней континентальной платформы, или граувакковых, если материал сносился с более древних складчатых систем того же геосинклинального пояса. В направлении шельфа сланцевая формация переходит в песчано-глинистую формацию, на периферии бассейна паралическую угленосную (пример — нижняя и средняя юра Большого Кавказа), либо в карбонатно-терригенную или карбонатную формацию (пример — девон Рейнских Сланцевых гор и Арденн). Первое свойственно, очевидно, зонам гумидного климата, второе — аридного.

В приокеанской, эвгеосинклинальной, части геосинклинальной системы в данную стадию формируется кремнисто-вулканогенная ассоциация, тесно связанная с офиолитовым, океанским основанием. Вулканы еще имеют толеит-базальтовый состав, но отличаются несколько повышенной щелочностью и кремнекислотностью; наряду со спилитами все более заметную роль вверх по разрезу приобретают мандельштейны, свидетельствующие о мелководной обстановке, а также кератофиры (спилит-кератофировая формация); появляются плагиограниты (трондьемиты). Эти образования нередко с перерывом и несогласием налегают на собственно офиолитовый фундамент, точнее на третий слой океанской коры, испытавший внутритропическую (внутриокеанскую) деформацию.

В переходных между эв- и миеосинклиналиями, а также в бассейнах, развивавшихся на утоненной и переработанной континентальной коре — мезогеосинклиналиях, распространена сланцево-диабазовая ассоциация, представляющая сочетание сланцевой осадочной формации со спилито-диабазовой вулканогенной, для которой характерны покровы спилитов, диабазовых порфиритов, иногда кератофиров, а также силлы и дайки диабазов, габбро-диабазов, реже плагиогранит-порфиров.

Мощность раннегеосинклинальных формаций всех типов обычно очень велика, измеряясь многими километрами, иногда (сланцевая формация) более 10 км. Вулканогенные формации, как правило, подвергаются некоторому метаморфизму, как минимум зеленокаменным изменениям. Из эндогенных полезных ископаемых характерны колчеданные месторождения меди и полиметаллов, в основном эксгальционного происхождения, а также руды марганца и железа (сидериты).

Позднегеосинклинальная стадия. Начало этой стадии совпадает с прекращением общего расширения геосинклинальной системы и переходом к преобладанию сжатия, концентрирующегося вдоль зон ВЗБ. Число этих зон возрастает, и над ними, в их висячем боку, формируются все более мощные вулканиче-

ские островные дуги; вот почему А. В. Пейве и его коллеги данную стадию именуют островодужной (ее еще называют зрелой геосинклинальной стадией).

Зоны ВЗБ и соответственно вулканические дуги могут возникать в следующих сочетаниях (см. рис. 45 и 46): по одной или обеим сторонам микроконтинента, т. е. со стороны океана (наиболее обычное положение) или окраинного моря; над более древней дугой, возникшей в предыдущую стадию; посредине окраинного моря; на краю континента. В эту стадию проявление толент-базальтового вулканизма сменяется в основном андезитовым (от андезит-базальтового до дацит-риолитового); большую роль начинает играть пирокластический материал, образуются вулканогенно-обломочные толщи. Проявление интрузивного вулканизма выражается в образовании относительно небольших плутонов (штоков и др.) гранитоидов, в химическом составе которых натрий все еще преобладает над калием; это кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты. К их экзоконтактам приурочены месторождения магнетитовых и некоторых других руд. Эмпирически установлено на примере современного «андезитового кольца» вокруг Тихого океана, что очаги андезитообразования лежат над участками зон ВЗБ глубиной 100—150 км. Возникновение андезитовых расплавов рассматривается по-разному: либо как результат подтока снизу вдоль разлома растворов щелочей и кремнезема, способствующих плавлению мантии висячем крыле зоны ВЗБ, либо как продукт переплавления затянутой в зону ВЗБ океанской коры, испытавшей эклогитизацию в связи с погружением на большие глубины. Там, где зоны ВЗБ наклонены под континенты, как вдоль современной западной окраины Южной Америки, или срединные массивы (микроконтиненты), андезиты могут генерироваться и за счет контаминации мантийной магмой древней континентальной коры; это можно объяснить широким распространением андезитового вулканизма на срединных массивах и в мезогеосинклиналях.

Помимо вулканических островных дуг в эту же стадию образуются невулканические дуги. Одни из них занимают наиболее внешнее положение в геосинклинальной системе, протягиваясь с океанской стороны между вулканической дугой и глубоководным желобом; они формируются за счет смятия, скучивания осадочной (осадочно-вулканогенной) толщи, накапливающейся в промежутке между дугой и желобом; само это скучивание является результатом поддвига океанической коры под континентальную в зонах ВЗБ. Примерами подобных невулканических дуг могут служить дуга Малых Зондских островов в Индонезии или подводный хребет, увенчанный о-вом Барбадос в Антильско-Карибской области. Другой тип невулканических дуг занимает в геосинклинали более внутреннее положение; дуги данного типа возникают в краевых или центральных частях окраинных морей, также ближе к оси по-

следних по отношению к вулканическим дугам. К данному типу принадлежала, очевидно, центральная геосинклиналь Большого Кавказа, образованная в начале средней юры в процессе смятия раннеюрской аспидной формации Большекавказского окраинного моря и отделившая эпиконтинентальный бассейн северного склона Большого Кавказа от глубоководного бассейна (желоба) южного склона.

Становление вулканических и невулканических островных дуг — геосинклиналей рассматривается В. В. Белоусовым как проявление частной инверсии (инверсия — обращение знака движений) в развитии геосинклиналей, так как оно представляет новообразование поднятий в пределах ранее существовавших более широких прогибов.

Как вулканические, так и невулканические дуги, но, вероятно, в основном последние служат поставщиками обломочного материала, слагающего характернейшую осадочную формацию позднегеосинклинальной стадии — флишевую формацию. Впервые установленная в Альпах, откуда ее народное название и где она имеет позднемиоценовый — раннепалеогеновый возраст, эта формация широко распространена по всему альпийскому Средиземноморскому поясу, от Пиренеев до Гималаев, появляясь, как на Большом Кавказе, уже в верхней юре. На Урале известен флиш позднепалеозойского возраста, в Южном Тянь-Шане — среднепалеозойского, в Центральном Казахстане — раннепалеозойского; имеются сведения и о позднепротерозойском флише. Флишевая формация состоит из терригенных или карбонатно-терригенных пород и выделяется прежде всего по своему строению — ее слагают толщи (при мощности в несколько километров) дециметровых циклитов — закономерно сменяющих друг друга вверх по разрезу слоев гравелитов, песчаников, алевролитов, песчанистых и пелитоморфных известняков, мергелей (две последние породы — только в карбонатном флише) и, наконец, известковистых глин*. Обломочные породы нижней части циклита связаны постепенным переходом и в целом имеют очень характерную текстуру — с постепенным убыванием размера обломков вверх. Эта так называемая градиционная текстура — свидетельство отложения обломочного материала из мутьевых (турбидных) потоков; соответственно такие обломочные породы называются турбидитами. Одновременно это свидетельство глубоководного образования флиша; до установления этой особенности** он обычно считался мелководным.

Происхождение мелкой флишевой цикличности наиболее логично связывать с периодическим сбросом мутьевыми потоками в глубоководный желоб обломочного материала, накапливающегося на склоне островной дуги (промежуток дуга—

* Эта закономерность была впервые выявлена Н. Б. Вассоевичем в 1938 г.

** Ф. Кюненом и А. Мильорини в 1948 г.

желоб). «Спускowym крючком» мутьевых потоков могли служить тектонические (и сейсмические) толчки; в пользу этого говорит выдержанность циклитов по простираанию флишевых трогов, установленная Н. Б. Вассоевичем и подтвержденная другими исследователями. Поступивший на дно трога обломочный материал затем разносится вдоль его оси продольными течениями, о чем свидетельствует ориентировка борозд, обычно покрывающих нижнюю поверхность гравелитов или песчаников, составляющих основание циклитов*.

Образование флиша начинается, как правило, в более внутренних зонах геосинклинальной системы, часто за счет сноса с вулканических дуг, возникших на океанском — офиолитовом основании; вот почему в этом раннем флише нередко обломки офиолитового материала — зерна серпентинита, хромита, пикотита и др. Иногда получает развитие туфогенный флиш с участием пирокластического материала. В дальнейшем, по мере прогрессирующего сжатия геосинклинальной системы и роста, а нередко слияния (коллизии) островных дуг зона флишеобразования мигрирует в сторону континента, вплоть до появления флиша в миеосинклинали, поверх шельфовых формаций. Обычно же флиш в направлении континентального шельфа или срединных массивов замещается карбонатной, реже песчано-глинистой формацией**. На платформах в это время (частично уже в предыдущую стадию) образуются периферические, так называемые перикратонные опускания, на срединных массивах — наложенные прогибы, выполненные так называемым сингеосинклинальным (М. В. Муратов) чехлом. Сжатие геосинклинали сопровождается образованием тектонических покровов (шарьяжей); перед фронтом последних появляются олистостромы — подводно-оползневые и обвальные образования, в глинисто-алевролитовом матриксе которых заключены глыбы — олистолиты и пластины — олистоплаки твердых пород, иногда объемом более 1 км³. Флиш, обогащенный олистостромами называется грубым или диким флишем (нем. Wildflysch). Иногда на данной стадии имеет место процесс, обратный коллизии островных дуг — расщепление островных дуг с образованием внутри-дуговых (междуговых) грабен-прогибов — вторичных, поздних интрагеосинклиналей (примером может служить мел-палеогеновый Аджаро-Триалетский прогиб на Малом Кавказе,

* Эти борозды относятся к числу так называемых гиероглифов (т. е. знаков загадочного — прежде! — происхождения), точнее к их разновидности — механоглифам; другая разновидность — биоглифы представляет следы ползания червей и других донных животных.

** Турбидиты, а следовательно и флиш, могут отлагаться и в пределах континентального подножия пассивных окраин (пример — Индийский и Бенгальский конусы выноса в Индийском океане), но в этом случае песчаники имеют, как правило, кварцевый состав (снос с платформы).

а современным — Марианский трог внутри Марианской дуги в Тихом океане).

Конец позднегеосинклинальной стадии и тем самым всего собственно геосинклинального этапа является главным рубежом в развитии геосинклинальных систем. С этим рубежом обычно совпадает основная эпоха складчато-надвиговых деформаций, которые к этому времени охватывают уже не только внутренние, но и внешние зоны геосинклинали, превращая прогибы в синклинии, поднятия в антиклинории, создавая тектонические покровы (шарьяжи) и формируя складчатые сооружения (системы). По В. В. Белоусову, это начало общей инверсии в развитии геосинклинальной системы, когда она превращается из области погружения в область поднятия. При этом офиолитовый комплекс эвгеосинклинальной зоны, нередко превращенный в тектоническую брекчию, так называемый меланж, оказывается надвинутым и часто шарьированным с большой (до 200—300 км) горизонтальной амплитудой на образования внешних мезо- и (или) миогеосинклинальных зон, а иногда (Сирия, Оман) даже платформ, т. е. происходит надвиг океанской коры на континентальную или подвиг континентальной коры под океанскую — явление, получившее название обдукции (Р. Г. Колман). В других случаях континентальная кора надвигается на океанскую или, вернее, океанская кора пододвигается под континентальную или островодужную, что считается характерным для современных окраин Тихого океана, для Антильской, Южно-Антильской и Зондской дуг и получило название субдукции (А. Амштутц). Некоторые исследователи (Р. Г. Колман и др.) считают, что обдукция лишь разновидность субдукции — результат расщепления океанской литосферы при ее поддвиге под континентальную, которому способствует меньшая плотность последней (рис. 48), другие (А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, М. А. Камалетдинов и др.) считают обдукцию первичным и основным процессом. Условием проявления обдукции является, очевидно, пониженная плотность океанской коры, обязанная ее сильно разогретому состоянию. Это подтверждается частым присутствием в подошве надвинутой офиолитовой пластины гранатовых амфиболитов — продуктов контактового метаморфизма. Существуют серьезные основания предполагать, что обдукция часто начинается уже во внутриокеанских условиях, как надвиг океанской коры на океанскую же на склонах срединных хребтов (Н. А. Богданов). Но для того чтобы океанская кора достигла края континента еще в разогретом состоянии, надо, чтобы ее путь от места рождения (оси спрединга) был невелик, что возможно в условиях окраинного моря или когда скорость спрединга очень высока.

В результате субдукции может происходить почти полное исчезновение океанской коры с поверхности, и свидетелем бывшего ее развития в данной геосинклинальной системе оказы-

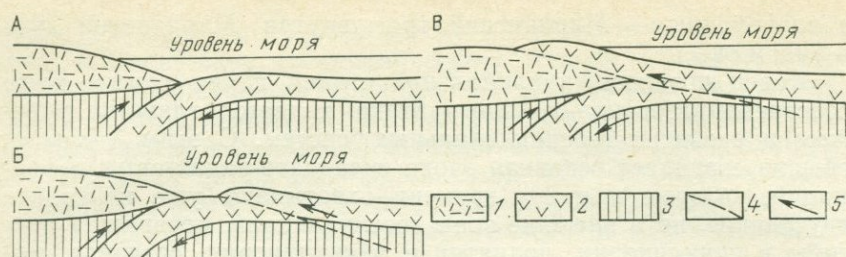


Рис. 48. Один из возможных путей перехода субдукции в обдукцию
 А — схема субдукции; Б и В — схемы обдукции. 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — верхняя мантия; 4 — поверхность надвигания; 5 — направления перемещения

вается лишь приуроченная к разлому узкая полоска меланжа — так называемый офиолитовый шов, подобно наблюдаемому в Восточных Карпатах между флишевой и «кристаллическо-мезозойской» (Мармарошской) зонами. «Захлопывание» былого океанского пространства происходит и в процессе обдукции, но в этом случае океанская кора оказывается выдвинутой поверх континентальной коры периферии геосинклинальных систем, образуя тектонические покровы. При этом более легкая и погруженная в зону более высоких температур континентальная кора всплывает из-под океанской, образуя гранито-гнейсовые купола и создавая ложное впечатление о том, что офиолитовая ассоциация накапливалась на континентальной коре. Такая картина наблюдается на Урале, а в Альпах континентальная кора образует ядра лежащих складок — покровов Пеннинской зоны, а офиолиты — их тектоническую оболочку. В итоге всех этих деформаций возникает складчатое сооружение, которое в дальнейшем выступает по отношению к окаймляющим его прогибам в качестве мегантиклинория.

Более или менее одновременно с тангенциальными деформациями осадочно-вулканогенное выполнение эвгеосинклинали испытывает региональный метаморфизм. В осевой части мегантиклинория это нормальный высокотемпературный метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, нередко с отчетливой горизонтальной зональностью, а в зонах субдукции океанской коры (офиолитового комплекса) проявляется своеобразный метаморфизм низкой температуры и высокого давления — так называемой фации голубых сланцев (глаукофан-лавсонитовый). Этот тип метаморфизма считается сопутствующим ископаемым зонам Беньофа, а необходимое для его проявления избыточное (для данной глубины) давление — связанным с напряжениями, возникаю-

щими при перемещениях вдоль этих зон разломов*. Наконец, к тем же эпохам приурочено и формирование основной части гранитных батолитов; в целом, однако, как показывают петрологические и радиометрические исследования, батолиты всегда являются многофазными, их формирование растягивается на десятки миллионов лет, а состав последовательно эволюционирует от гранодиоритового и граносиенитового до нормально гранитного. В отличие от более ранних гранитоидов эти гранитоиды характеризуются заметным преобладанием калия над натрием и их образование сопровождается калиевым метасоматозом. Калиевые граниты рассматриваются как завершение формирования континентальной коры в процессе геосинклинального развития. Однако крупные гранитные батолиты образуются, вероятно, при вторичном плавлении более древней континентальной коры над зонами субдукции — зонами ВЗБ. Размещены батолиты обычно в зонах метаморфизма амфиболитовой фации.

Необходимо иметь в виду, что все эти явления — деформации, метаморфизм, гранитообразование возникают не строго одновременно на всей площади геосинклинальной системы и тем более области, а раньше в центральных частях системы и с определенным запозданием на ее окончаниях и периферии. Срединные массивы являются обычно ареной проявления более ранней эпохи диастрофизма, связанной с переходом от первой ко второй стадии цикла.

В итоге всех описанных событий собственно геосинклинальный этап развития геосинклинальной области сменяется орогенным этапом. Далеко не всегда орогенный этап образует непосредственно продолжение процессов конца геосинклинального этапа — нередко их разделяет некоторый перерыв, во время которого происходит заметный спад тектонической активности. В течение такого перерыва складчатая структура инвелируется, вырабатываются протяженные поверхности денудационного выравнивания, а среди осадочных отложений основное значение получают карбонатные породы, битуминозные пелиты и эвапориты. Об отсутствии полной преемственности между геосинклинальным и орогенным развитием свидетельствует и известная независимость структурного плана орогенного этапа (особенно позднеорогенной стадии — см. ниже) от плана, сложившегося на позднегеосинклинальной стадии. Горобразование часто выходит за рамки геосинклинальных систем и охватывает прилегающие районы платформ или, наоборот, не затрагивает некоторые участки самой геосинклинали. Тем не менее было бы неправильным полностью отрицать преем-

* По мнению Н. Л. Добрецова и А. А. Маракушева, глаукофановый метаморфизм не требует особенно высоких давлений, а ему способствует подток флюидов, обогащенных Na_2O .

ственность развития геосинклиналей и возникающих на их месте горных сооружений, которые справедливо именуется эпигеосинклинальными (т. е. послегеосинклинальными) или первичными орогенами.

Длительность орогенного этапа, характеризующегося высокой тектонической активностью, обычно меньше длительности собственно геосинклинального этапа и составляет, как правило, около одной трети общей длительности цикла, т. е. порядка 30—40 млн. лет. Тем не менее и в орогенном этапе можно различить по крайней мере две стадии — ранне- и позднеорогенную.

Раннеорогенная стадия. К началу орогенного этапа большая часть геосинклинальной системы обычно представляет собой низкую сушу, на площади которой завершилось формирование континентальной коры (рис. 49). По терминологии В. В. Белоусова, это центральное поднятие. Погружения сохраняются лишь на окончаниях системы, где обособляются так называемые периклинальные прогибы (например, Актюбинский на Южном Урале, Кусаро-Дивичинский на Юго-Восточном Кавказе), на стыке систем, где возникают поперечные прогибы (например, Керченско-Таманский между Горным Крымом и Большим Кавказом), и кое-где в их центральных частях, в остаточных прогибах (пример — Кросненский прогиб в Восточных Карпатах. Основная же часть системы испытывает плавное воздымание и растяжение, иногда осложненное подвижками по зарождающимся уже на этой стадии сбросам. Вдоль этих разломов начинают подниматься к поверхности остаточные расплавы гранитных батолитов и происходит вспышка наземной вулканической деятельности, порождающей вулканогенную формацию сложного состава — базальт-андезит-риолитовую; ее палеотипные аналоги в доальпийских геосинклиналях известны под названием порфировой формации (девон Центрального Казахстана, пермь Джунгарии и Центральной Европы и т. д.); по Г. Штилле, это субсеквентный, т. е. последующий*, магматизм. Характерными элементами порфировой формации являются туфолавы — игнимбриты. Извержения обычно начинаются с более кислых пород, а базальты появляются позднее, очевидно, когда разломы достигнут базальтового слоя коры или мантии. Впрочем, в наложенных прогибах базальты залегают уже в основании вулканических серий.

С рассмотренной наземно-вулканогенной формацией часто ассоциируются интрузии гранитоидов, нередко субвулканической природы (застывшие периферические очаги вулканов). Вместе они образуют вулcano-плутоническую ассоциацию, пространственно распространенную в виде вулканических, точнее вулcano-плутонических, по-

* По отношению к инициальному, т. е. начальному (офиолитовому).

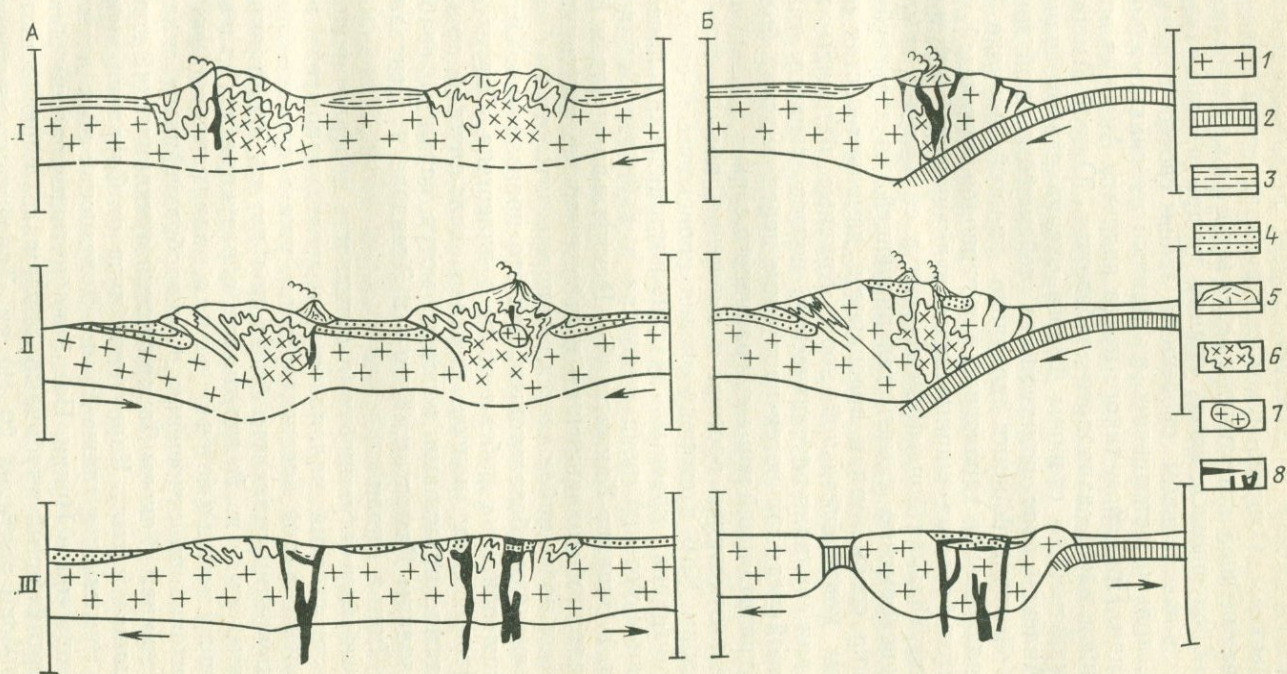


Рис. 49. Развитие геосинклинальных систем (орогенный этап). По В. Е. Ханну (1981 г.)

А — межконтинентальные геосинклинали; Б — окраинно-континентальные геосинклинали. I—III — стадии (I — раннеорогенная, II — позднеорогенная, III — тафrogenная). 1 — древняя континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — нижняя моласса; 4 — верхняя моласса; 5 — орогенные вулканиды; 6 — гранитовые батолиты; 7 — субвулканические плутоны гранитоидов; 8 — излияния базальтов и их корни

ясов, известнейшим примером которых является внушительный Охотско-Чукотский вулканический пояс, продолжающийся на юг через Приморье и Южную Корею, в Юго-Восточный Китай и Вьетнам. Охотско-Чукотский вулканический пояс относится к важнейшей категории краевых вулканических поясов, образующихся вдоль границ частей пояса, находящихся на заключительном орогенном этапе своего развития, и областей, только вступивших в главный геосинклинальный этап эволюции. Примером такого пояса является Андский пояс, протянувшийся вдоль западного побережья Южной Америки и сопровождаемый со стороны Тихого океана глубоководным желобом. Андский пояс подстилается сейсмофокальной зоной ВЗБ, в своей верхней части довольно пологой, порядка 30° (такое выполаживание характерно для периодов орогенеза), чем и объясняется большая ширина зоны вулканической активности. Сейсмофокальная зона (или мантия в ее висячем крыле) является одновременно и магмогенерирующей, но эта глубинная магма на своем пути к поверхности изменяет состав под воздействием континентальной коры. Крупные батолиты, характерные для вулкано-плутонических поясов данного типа, в значительной мере являются продуктом переплавления более древней континентальной коры, ее гранитного слоя.

По мере разрастания орогена и смещения, обычно скачкообразного, зоны ВЗБ в сторону океана происходит и соответствующая миграция краевых вулкано-плутонических поясов. Так, Охотско-Чукотский пояс сменился в кайнозое Западно-Камчатским, а Западно-Камчатский — Центрально- и затем Восточно-Камчатским, сохраняющим и ныне высокую активность. В отмирающем поясе наблюдается смена андезитового (и более кислого) вулканизма базальтовым, как это произошло в Охотско-Чукотском поясе на рубеже мела и палеогена. Структура вулкано-плутонических поясов нередко осложняется грабенами — рифтами, примерами которых могут служить грабен Срединной долины Камчатки; Кито — в Эквадоре и Центральной долины Чили в Андах.

Вулканическая и плутоническая активность нередко продолжается многие десятки миллионов лет после «закрытия» эвгеосинклиналей с корой океанского типа, уже в процессе поддвига одного континентального блока под другой, их столкновения или коллизии. В результате образуются тыльные вулкано-плутонические пояса, занимающие внутреннее положение по отношению к новообразованным складчатым сооружениям. Таковы Закарпатский вулканический пояс, протягивающийся к тылу Карпатской дуги от Словакии через Украину до Румынии, а также Урмия-Дохтарский пояс в тылу Загросского орогена в Иране. Под Закарпатским поясом обнаружен субвертикальный глубинный разлом со смещением по поверхности Мохо почти на 20 (!) км. Такое «выкручивание» разломов характерно для более поздних периодов развития

орогенов, когда оно сменяет выполаживание, наблюдаемое в более ранние периоды.

Одновременно с вулканоплутоническими поясами (которые, впрочем, могут и отсутствовать) по обе стороны центральных поднятий новообразованного орогена образуются относительно узкие (несколько десятков, как правило менее 100 км) прогибы (см. рис. 49). С внешней стороны, обращенной к платформе, это краевой, или передовой, прогиб, обычно развинувшийся над внешней зоной миогеосинклинали (внутреннее крыло) и перикратонным опусканием (внешнее крыло); с внутренней стороны орогена — тыльный прогиб, тяготеющий к разлому, отделявшему геосинклиналь от срединного массива. Прогибы обоих типов на данной стадии еще бывают заняты морскими бассейнами, причем вначале иногда даже глубоководными (Предуральский прогиб в начале перми, Предкавказские в олигоцене — начале миоцена). В дальнейшем в связи с отставанием погружения от накопления осадков связь с открытым морем у бассейнов краевых и тыльных прогибов постепенно становится все более затрудненной. В аридном климате это благоприятствует накоплению эвапоритов, в том числе солей — каменной и калийных (Месопотамский прогиб в раннем — среднем миоцене). В других случаях образуются бассейны эвксинского типа, с сероводородным заражением, особенно благоприятные для накопления нефтепродуцирующего органического вещества. Так как темп роста центрального поднятия, постепенно превращающегося в горное сооружение, все более опережает темп погружения краевых и тыльных прогибов, заполняющихся продуктами размыва этого поднятия, они мелеют и превращаются в аллювиальные равнины, лишь временами заливаемые морем. В условиях гумидного климата на таких параличских равнинах идет интенсивное торфонакопление, дающее начало залежам угля.

Осадочные толщи краевых и тыльных прогибов относятся к молассовой надформации, составляя так называемую нижнюю молассу, которая еще называется морской, в отличие от более грубой и в основном континентальной молассы, образующейся в позднеорогенную стадию. Нижняя моласса имеет в основном песчано-глинистый состав и отличается от флиша своей более крупной цикличностью (метры — десятки метров вместо дециметров — первых метров) и отложением осадков в мелководных условиях, что часто отражено в богатстве донной фауны. Обычно считается, и в общем справедливо, что слагающий молассовые толщи обломочный материал является продуктом размыва растущего центрального поднятия. Следует, однако, иметь в виду, что в краевые прогибы поступает также материал, в основном кварцево-песчаный, приносимый реками с платформ, так как платформы в течение этой стадии нередко испытывают осушение (например, Восточно-Европейская древняя платформа начиная с олигоцена).

В зависимости от присутствия солей, углей или вулканических пород различают соленосную, угленосную и вулканогенную молассу, которые нередко рассматриваются в качестве самостоятельных формаций. Своеобразную субформацию нижней молассы (или, опять-таки, особую формацию) представляют собой толщи темных битуминозных глин или глинистых сланцев типа майкопской серии Кавказа, Предкавказья и Причерноморья или менилитовой серии Карпат («эвксинские фации» — см. ниже). В известной мере их гомологом является шпир Венского бассейна. Мощности молассовых толщ измеряются многими тысячами метров.

Позднеорогенная стадия. Наступление этой стадии характеризуется дальнейшим резким разрастанием складчатого сооружения как в ширину, так и в высоту, вследствие чего оно превращается в горное, нередко высокогорное сооружение, а окаймляющие его прогибы оттесняются в сторону платформы и срединного массива. Благодаря этому внутренние зоны этих прогибов вовлекаются в поднятие и подвергаются складчатонадвиговым деформациям. Краевые прогибы превращаются в передовые (предгорные), смещаясь в сторону платформы. Тыльные прогибы соответственно «накатываются» на срединные массивы, и если такое смещение происходит с обеих сторон, со стороны орогенных поднятий по обе стороны массива, они сливаются в единый межгорный прогиб, который полностью или частично замещает срединный массив, образующий его основание. Примером могут служить Рионский и Куринский прогибы в Закавказье, Паданская (Ломбардская) впадина и др. При особенно глубоком погружении, сопровождаемом растяжением и преобразованием коры в полосе срединных массивов, могут образоваться внутренние морские бассейны с утоненной корой субокеанского или океанского типа. Таковы современные впадины Черного моря и Южного Каспия.

В других же случаях срединные массивы или лишь частично испытывают погружение (Иранский срединный массив), а частично, но иногда и целиком втягиваются в поднятие, порой с превращением в достаточно высокое, до 3—4 км, нагорье (Родопский массив, Пуна-Альтиплано в Центральных Андах, Иранское нагорье), которое, однако, отличается от собственно эпигеосинклинальных горных сооружений меньшей линейностью, большей монолитностью, массивностью и выровненностью своего рельефа.

Предпосылкой формирования межгорных прогибов и впадин является образование многочисленных сбросов и перемещения по этим сбросам, свидетельствующие о смене обстановки общего сжатия господством растяжения. Сбросы рассекают также сами складчатые сооружения, изменяя их сводовое строение на сводово-глыбовое, а иногда и на сложнблоковое, примером чего может служить область Большого Бассейна

в наиболее широкой части Североамериканских Кордильер*. Наложение блоковой структуры на более раннюю складчато-надвиговую или покровную сильно затрудняет выявление последней, о чем свидетельствует пример тех же Кордильер США, а также района стыка Карпат и Балкан и др. Следствием тех же деформаций является образование в пределах горных сооружений или поднятых срединных массивов, сравнительно небольших грабенных или наложенных впадин, с накоплением в их пределах вулканитов или континентальных, нередко озерных осадков.

Проникновение наиболее крупных разломов глубоко в консолидированную и остывшую кору и достижение многими из них астеносферы способствует интенсивной вулканической деятельности, которая на этой стадии достигает своего максимума, причем по мере углубления разломов в мантию продукты этого вулканизма становятся все более основными, пока дело не доходит до образования обширных базальтовых покровов, вроде миоценовых базальтов плато Колумбия в Кордильерах Северной Америки или плиоценовых долеритовых базальтов Армении. По Г. Штилле, это уже финальный, т. е. заключительный, магматизм геосинклиналей.

Передовые и межгорные прогибы тем временем заполняются верхней, или грубой, континентальной молассой, в составе которой большую роль обычно играют конгломераты (в молодых толщах галечники), наряду с песчаниками (песками), глинами. Существенное участие в составе верхней молассы могут принимать также ледниковые, флювиогляциальные отложения. Встречаются и пачки морских осадков — песчано-глинистых или карбонатных отложенных во время относительно кратковременных морских ингрессий в прогибы — ингрессий, обычно приуроченных к эпохам некоторого спада тектонической активности. Верхняя моласса еще чаще, чем нижняя, переслаивается с вулканитами (преимущественно в межгорных, а не передовых прогибах), образуя верхнюю вулканогенную молассу типа девонской вулканогенной молассы Центрального Казахстана.

В связи с тем что некоторая часть краевых прогибов втягивается в поднятия орогена и отмирает, не успев перейти в фазу передового прогиба (прогибы неполного развития, по Е. Е. Милановскому), или амплитуда погружения дна прогиба оказывается меньше, чем привнос обломочного материала, продукты размыва горных сооружений могут распространяться на платформу. Это произошло, в частности, в конце перми на востоке Русской плиты, куда стал поступать материал с Урала,

* Масштаб растяжения в области Большого Бассейна ныне оценивается в 140 км (65 % первичной ширины), причем интересно, что это растяжение осуществлялось по литрическим сбросам, переходящим на глубине в срывы по поверхности докембрийского фундамента.

и в ранней перми на юге Среднеевропейской плиты, в пределах Польско-Германской низменности, где накапливались продукты сноса со Среднеевропейских герцинид.

Верхняя моласса обычно (но далеко не всегда) испытывает лишь относительно умеренные деформации; последние связаны с заключительной эпохой тектоно-магматической активности данного тектонического цикла. Сравнивая геосинклинальную область и ее обрамления в начале и в конце цикла, можно заметить, что большей частью они отличаются противоположным распределением поднятий и прогибов. Действительно, если в начале цикла основными областями поднятий являются срединные массивы и платформы, а погружений — геосинклинальные системы, то в конце цикла последние превращаются в складчато-надвиговые горные сооружения, на месте срединных массивов образуются межгорные прогибы, а на периферии платформ — передовые прогибы. Такое изменение тектонического режима геосинклинальных областей — превращение прогибов в поднятия было названо В. В. Белоусовым общей инверсией. Инверсия начинается на рубеже ранне- и позднегеосинклинальной стадий с появления геоантиклиналей — островных дуг (местная или частная инверсия), достигает наиболее полного выражения на границе геосинклинального и орогенного этапов и завершается в конце цикла. Инверсия тектонического режима является, несомненно, одним из характернейших свойств геосинклиналей, отличающих их от платформ.

Однако полная инверсия в течение одного цикла является скорее исключением, чем правилом. Дело в том, что, во-первых, в геосинклинальных системах уже на раннегеосинклинальной стадии нередко присутствует некоторое количество геоантиклиналей (в рельефе — островных дуг), унаследованных от предыдущего цикла. Так, в Уральской системе основные геоантиклинали, существовавшие на герцинском этапе ее развития, были унаследованы от каледонского этапа; то же относится к восточной части Центрального Казахстана (Чингиз и др.). Во-вторых, как отмечалось, погружения конца цикла не всегда целиком охватывают срединные массивы — частично (например, Дзирульский массив в Закавказье) или даже целиком (Родопский массив на Балканах) они могут быть втянуты в поднятие. То же касается и окраинных частей платформ, которые также могут избежать вовлечения в опускание передовых прогибов и, наоборот, участвовать в воздымании центрального поднятия. Такова так называемая Лабино-Малкинская зона на северном склоне Большого Кавказа, представляющая собой южную окраину молодой платформы (плиты) Предкавказья, вовлеченную в общее воздымание Большого Кавказа. Другой пример — плато Колорадо в Кордильерах США, являвшееся восточным выступом Североамериканской платформы. Такие участки платформ, вошедшие в состав эпи-

геосинклинальных орогенов, называют краевыми массивами (Северокавказский массив, краевой массив Колорадо и т. п.). С другой стороны, далеко не все пространство геосинклинальной системы вовлекается в инверсию — выше уже упоминалось об остаточных, периклинальных и поперечных прогибах.

В-третьих, следует иметь в виду уже отмеченное несопадение контуров поднятий и впадин начала геосинклинального и конца орогенного этапов. В частности, межгорные впадины и впадины внутренних морей, о которых говорилось выше, возникая в основном на основе срединных массивов, в позднеорогенную стадию часто накладываются своими периферическими частями и на смежные участки горных складчатых сооружений. Так, северный борт Куринского межгорного прогиба в Закавказье наложен своей Алазано-Агричайской депрессией на южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, а северный борт Черноморской впадины — на южное крыло складчатых сооружений как Большого Кавказа, так и Горного Крыма, элемент Паннонской впадины — Малая Венгерская впадина вместе с поперечным прогибом Венского бассейна полностью поглотили соединительное звено между Альпами и Карпатами и т. п.

Надо отметить, наконец, что амплитуда орогенного воздымания всегда оказывается меньше амплитуды предшествующего геосинклинального погружения, т. е. коэффициент инверсии всегда меньше единицы. Полного «выворачивания наизнанку» геосинклинальных прогибов не происходит, и если мы наблюдаем сейчас в пределах складчатых сооружений того или иного возраста выходы пород того основания, на котором отложились осадки главного геосинклинального комплекса, то эти выходы или связаны с унаследованными или возрожденными геоантиклиналями, или приурочены к бортовым частям прогибов, где эти отложения первично отсутствовали, либо имели сокращенную мощность.

Воздымание эпигеосинклинальных горных сооружений на орогенном этапе, очевидно, связано с повышенным тепловым потоком, региональным метаморфизмом и гранитизацией, т. е. разуплотнением вещества коры и ростом ее гранито-гнейсового слоя, достигающего в конечном счете максимальной (35—40 км) мощности. Образно говоря, эти сооружения изостатически всплывают на своей гранитной подушке; при этом в их приповерхностной части создается обстановка общего растяжения. На периферии, по крайней мере в раннеорогенную стадию, растяжение сменяется сжатием, о чем свидетельствуют деформации нижней молассы. На глубине сжатие проявляется даже в позднеорогенную стадию; это следует из определения динамических параметров очагов землетрясений. Данные по современным островным дугам, по орогенам на периферии океанов (Североамериканские Кордильеры, Анды) и по некоторым

внутриконтинентальным орогенам (Румынские Карпаты, Гиндукуш, Памир) показывают, что эпигеосинклинальные орогены сопряжены с активными сейсмофокальными зонами ВЗБ и развиваются в их висячих крыльях, над вертикальными апофизами этих разломов, в областях предшествующего андезитообразования. Но сжатие и повышенный тепловой поток, связанный с такими областями, и вызывающий подъем границы литосфера—астеносфера, нередко распространяется и за их пределы, охватывая миогеосинклинали и даже окраины платформ. Этим и объясняется вовлечение последних в орогенное воздымание и появление интрузий гранитоидов, вдоль поперечных разломов иногда внедряющихся не только в краевые массивы, но и в пределы собственно платформы (район Минеральных Вод на Северном Кавказе, плато Колорадо и западная периферия Великих Равнин в Монтане).

Дальнейшая судьба созданных в итоге геосинклинального развития эпигеосинклинальных горных сооружений может сложиться различно. Некоторые из таких сооружений продолжают испытывать поднятие, хотя и умеренное, в течение достаточно длительного времени, измеряемого многими десятками миллионов лет; соответственно продолжается и погружение сопряженных с ними прогибов. Такие сооружения и прогибы именуется постумными; в качестве примера можно привести Горный Таймыр и Предтаймырский (Енисейско-Хатангский) прогиб. В других случаях горные сооружения испытывают особенно интенсивное блоковое расчленение с образованием продольных грабенов-рифтов и излияниями базальтов. Этот процесс, получивший название тафрогенеза (а соответствующая стадия развития — тафрогенной стадии), особенно ярко проявился на Восточном склоне Урала и в Зауралье (Тургайский прогиб, Тюменская область), а также на восточном же склоне Аппалачей в конце триаса — начале юры. Тафрогенная стадия является, по существу, уже началом становления молодых платформ.

Наконец, существуют эпигеосинклинальные орогены, которые так и не превращаются в устойчивые платформы, а периодически испытывают недолговременное выравнивание, сменяющееся новым поднятием. К таким рекуррентным* орогенам относится Байкало-Становая область поднятий, существующая по меньшей мере с раннего палеозоя (отдельные участки раньше) и только, пожалуй, в позднем мелу — раннем палеогене находившаяся в состоянии, близком к равнинному.

* Рекуррентный — повторный, возвратный (лат.).

§ 4. НАПРАВЛЕННО-ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

В предыдущем параграфе мы рассмотрели развитие геосинклинальной области (системы) в течение одного цикла (этапа). Но, как отмечалось в начале главы, история геосинклинального пояса в целом охватывает ряд таких циклов, т. е. развитие является полициклическим. Вместе с тем оно ведет к прогрессивному отмиранию геосинклинальных условий, т. е. к исчезновению пространств с океанской корой и к «зарастанию» всего пояса новообразованной континентальной корой, являясь тем самым и направленным.

В процессе развития каждого цикла происходит наращивание — аккреция более древней континентальной коры более молодой, и границы континент—переходная зона и переходная зона — океан перемещаются в сторону океана. Этот процесс в межконтинентальных поясах может идти симметрично, т. е. со стороны обоих континентальных обрамлений одновременно, как, например, в северо-западной урало-сибирской половине Урало-Охотского пояса, или асимметрично, только с одной стороны, подобно юго-восточной, центрально-азиатской половине того же пояса, где он распространялся со стороны сибирского кратона. Однако такое наращивание обычно не является окончательным — в начале нового цикла периферическая, обращенная к центру пояса, к океану часть новообразованного орогена или возникшей на его месте молодой платформы часто вновь вовлекается в геосинклинальный процесс (рис. 50), благодаря перерастанию эпиорогенных рифтов в окраинные моря с отделением обращенных к океану крыльев орогенов в качестве микроконтинентов — срединных массивов, затем нередко надстраиваемых вулканическими поясами (например, Закавказский массив в юре и мелу). Кроме того, далеко не все островные дуги в конце очередного цикла прижимают к континенту и, следовательно, далеко не все окраинные моря оказываются ликвидированными — заполненными осадками и складками. Некоторые из этих морей продолжают погружаться и заполняться осадками и в новом цикле, как это было, например, с Джунгаро-Балхашским морским бассейном в тылу Чингиз-Тарбагатайской дуги в Казахстане в герцинском цикле (дуга возникла на каледонском этапе). Наконец, некоторые вулканические дуги могут испытать в конце цикла рифтообразование и расщепление с образованием междуговых морей (пример — Западно-Марианская впадина, впадина Лау в Меланезии), развивающихся затем в новом цикле в окраинные моря.

В результате всего этого геосинклинальная система данного цикла в одной своей части, обращенной к континенту, закладывается на основании, сформированном в течение предыдущего цикла, частично складчатом и обладающем корой суб-

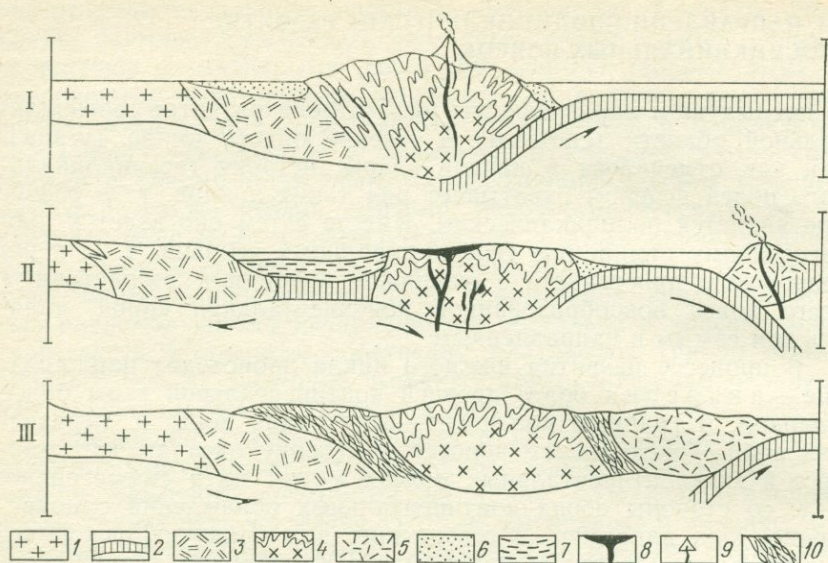


Рис. 50. Развитие периферической части окраинно-материкового геосинклинального пояса. По В. Е. Хаину (1981 г.)

I — становление нового орогена, образование континентальной окраины андского типа; II — частичная регенерация геосинклинального режима в тылу молодого орогена, возникновение новой геосинклинальной системы на ее периферии; III — образование новых орогенов, повторный орогенез (активизация) орогена, возникшего на первой стадии. 1 — древняя континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — более молодая континентальная кора; 4 — ороген; 5 — более молодой ороген; 6 — молассы; 7 — ацидная формация; 8 — орогенный вулканизм; 9 — излияния базальтов и их корни; 10 — молодые складчатые системы

континентального типа (на периферии и на внутренних поднятиях — островных дугах), частично же нескладчатом, с корой субокеанского типа. В первом случае образования смежных циклов разделены несогласием, и можно говорить о возрождении геосинклинального режима, примером чего может служить северная, Реногерцинская зона Среднеевропейской герцинской геосинклинали, во втором случае они залегают согласно и развитие протекает унаследованно, как, например, в южной, Саксо-Тюрингской зоне Среднеевропейской герцинской системы. В то же время другая часть геосинклинальной системы, обращенная к океану, образуется особенно в окраинно-континентальных поясах за счет вовлечения в геосинклинальный процесс периферии самого океана, путем новообразования зон ВЗБ и связанных с ними островных дуг и глубоководных желобов и превращения отгороженного ими океанского пространства в новые окраинные моря, типа Берингова. Иллюстрацией этого может являться развитие западной периферии Тихого океана в кайнозое.

Таким образом, развитие геосинклинального пояса идет от цикла к циклу, как отмечал еще Г. Штилле, по схеме «два

шага вперед, шаг назад» с отмиранием периферических геосинклинальных систем в конце каждого очередного цикла, их частичной регенерацией и заложением новых систем в начале нового цикла. Этот процесс идет до тех пор, пока не произойдет полное заполнение бывшего океанского пространства континентальной корой, что и имело место в Урало-Охотском и Северо-Атлантическом поясах к концу палеозоя.

Эта континентальная кора не является полностью новообразованной — в ее состав входит более древняя, докембрийская кора срединных массивов (микроконтинентов), обычно подвергшаяся переработке. На остальной площади ее нижний «базальтовый» слой образован за счет океанской коры — офиолитового комплекса предгеосинклинальной стадии, подвергшегося интенсивным деформациям, региональному метаморфизму амфиболитовой — гранулитовой фаций, плагиогранитизации (Na-метасоматозу), а «гранитный» слой — за счет также интенсивно деформированных, метаморфизованных в зеленосланцевой — амфиболитовой фациях, испытавших K-метасоматоз и гранитизированных осадочно-вулканогенных пород собственно геосинклинальной стадии развития. Новообразованный гранитный слой частично «надстраивает» и древнюю континентальную кору, а часть гранитов в этом случае представляет продукт ее переплавления (анатексиса). Блоки переработанной древней и молодой коры чередуются в поперечном сечении эпигеосинклинальных орогенов и фундамента молодых платформ, причем в межконтинентальных поясах первым принадлежит больше места, чем вторым, поскольку геосинклинальные системы испытали интенсивное поперечное сжатие. Блоки эти разделены обычно субвертикальными разломами, крутой наклон которых обязан «выкручиванию» зон ВЗБ на заключительной стадии орогенеза, когда заканчивается поглощение океанской коры и древние континентальные блоки соприкасаются или, как говорят, происходит их коллизия. При этом предгеосинклинальные офиолитовые комплексы выступают на поверхности либо в виде меланжа в «офиолитовых швах» на месте древних зон ВЗБ, либо в виде пластин в зонах обдукции океанской коры, т. е. ее пологого надвига на континентальную. Установлено, что профили глубинного сейсмозондирования через древние складчатые геосинклинальные области указывают на сплошное развитие континентальной коры, разбитой на блоки вертикальными глубинными разломами, а офиолиты оказываются бескорневыми образованиями.

Итак, формирование новой континентальной коры в геосинклинальных поясах фанерозоя является совокупным следствием процессов вулканизма, осадконакопления, тектонических деформаций, регионального метаморфизма и гранитизации, достигающих здесь экстремальных, по сравнению с остальной поверхностью планеты, значений.

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТФОРМЫ,
ИХ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ**

С затуханием вертикальных и горизонтальных перемещений по разломам, происходящим на орогенном этапе развития, наступает денудационное срезание и выравнивание горного рельефа, уменьшение мощности континентальной коры до величины порядка 35—45 км в среднем, и на этом выровненном складчато-метаморфизованном и гранитизированном основании — фундаменте начинается накопление континентального и мелководно-морского осадочного чехла. Этот процесс охватывает огромные площади и приводит к образованию платформ, или кратонов, — одного из важнейших структурных элементов материков.

Учение о платформах зародилось в нашей стране, где начало ему было положено работами А. П. Карпинского конца прошлого века, а затем А. П. Павлова. Сам термин «платформа» появился во французском переводе труда Э. Зюсса «Лик Земли», а эквивалентный ему, широко распространенный за рубежом термин «кратон»* в работах Л. Кобера («кратоген») и Г. Штилле. Платформы были впервые четко противопоставлены геосинклиналям французским геологом Э. Огом (1900 г.), который, однако, именовал платформы «континентальными площадями». Дальнейшая разработка учения о платформах, об их строении, стадиях развития принадлежит русским ученым — А. Д. Архангельскому, Н. С. Шатскому, А. Л. Яншину, А. А. Богданову и др.

Платформы принято разделять на древние и молодые; только первые из них именуются кратонами. Древние платформы развиваются на докембрийском, в основном раннедокембрийском кристаллическом фундаменте; они составляют ядра современных материков, которые обрамляются более молодыми платформами и складчатыми сооружениями — орогенами. Древние платформы занимают в сумме около 40 % площади современных материков; они представляют изометричные, полигональные блоки континентальной коры с преобладающе равнинным рельефом, более 1000 км в поперечнике и площадью в несколько миллионов квадратных километров. От смежных молодых платформ и океанов древние платформы отделены субвертикальными разломами, а от складчатых сооружений (орогенов) либо передовыми (краевыми) прогибами, либо надвигами (шарьяжами), по которым эти сооружения гектонически перекрывают край платформы, иногда на расстоянии более 200 км (например, Скандинавские каледо-

* От греч. кратос — крепкий, устойчивый.

нды — северо-западный край Восточно-Европейской платформы). Древние платформы образуют две основные группы (ряда): северную, или лавразийскую, и южную, или гондванскую. В первую входят (с запада на восток) Североамериканская, Восточно-Европейская, Сибирская платформы, во вторую — Южноамериканская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая. Промежуточное положение занимают Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы; кроме того, в Арктике иногда выделяют Гиперборейскую платформу. Существуют основания предполагать, что все древние платформы представляют обломки, реликты единого массива континентальной коры («панплатформы» — А. В. Пейве, В. М. Силицын), возникшего к середине докембрия и подвергшегося дроблению в позднем докембрии — начале палеозоя, а частично позднее (гондванские платформы). Об этом говорит прежде всего тот факт, что современные структуры древних платформ резко несогласно секут элементы внутренней структуры их фундамента, т. е. носят явно вторичный, наложенный характер, а также присутствие многочисленных более мелких обломков древней континентальной коры в позднедокембрийско-фанерозойских складчатых поясах (срединные массивы) и современных океанах (микроконтиненты).

Молодые платформы возникают на позднедокембрийском, палеозойском или мезозойском складчатом основании и соответственно возрасту этого основания именуется эпикальскими, эпикаледонскими, эпигерцидскими, эпикиммерийскими [приставка «эпи» (греч.) означает «после»]; эта терминология предложена Н. С. Шатским. Фундамент молодых платформ обладает меньшей «кристаллическостью» и изотропностью, чем фундамент древних платформ; слагающие его породы слабее метаморфизованы (обычно не выше зеленосланцевой фации), содержат меньше гранитов и отличаются от осадочного чехла главным образом интенсивной дислоцированностью. Это отражается и в скоростях сейсмических волн — v_p на поверхности фундамента молодых платформ порядка 5,5—6,0 км/с против 6,0—6,5 км/с для древних, и дает возможность различать под более молодым фундаментом более древний. Молодые платформы либо обрамляют древние (например, Скифско-Туранская, Среднеевропейская), либо заполняют промежутки между ними (например, Западно-Сибирская). Их общая площадь составляет 5% от общей площади материков. В рельефе они обычно выражены равнинами или низменностями. Структура осадочного чехла молодых платформ обычно обнаруживает большую степень преемственности (унаследованности) от внутренней структуры фундамента, чем у древних платформ.

Эпикальские платформы, т. е. платформы с позднедокембрийским (в основном) фундаментом, обладают особенностями, промежуточными для древних и молодых платформ.

В южном, гондванском ряду материков байкальские складчатые зоны сложно вкраплены в более древний фундамент и поэтому самостоятельно могут быть выделены лишь на некоторых участках (Аравийская платформа). В северном ряду достаточно обособленной является Тимано-Печорская платформа, в составе же Западно-Сибирской и Среднеевропейской платформ их эпибайкальские части по чехлу практически ничем не выделяются.

Платформы в общем асейсмичны, вернее слабо сейсмичны, за исключением их активизированных участков и рифтовых зон. Тепловой поток в среднем равен среднеконтинентальному; наблюдается определенная зависимость величины теплового потока от возраста фундамента — чем моложе фундамент, тем выше тепловой поток. Мощность литосферы и, следовательно, глубина залегания астеносферы под платформами, особенно их древнейшими участками, максимальна и может достигать 250—300 км; вязкость астеносферы здесь также максимальна, почему она здесь с трудом устанавливается сейсмическим методом.

§ 1. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Как указывалось, древние платформы имеют в основном (платформы северного ряда почти целиком) раннедокембрийский фундамент. Главную роль в строении этого фундамента играют глыбы, сложенные архейскими породами. Они разделены более узкими линейными зонами, либо заполненными нижнепротерозойскими породами, либо образованными тем же археем, но испытавшим раннепротерозойскую (и нередко более позднюю) переработку. Эта гетерогенность раннедокембрийского фундамента находит свое отражение в магнитном и гравитационном полях — угловато-изометричные блоки архея характеризуются слабыми и мозаично-пятнистыми аномалиями магнитного поля и силы тяжести, линейные зоны переработанного архея и нижнего протерозоя — интенсивными магнитными аномалиями. Структурные элементы, слагающие эти блоки и зоны, особенно архейские, существенно отличны от геосинклинально-орогенных образований позднего докембрия и поэтому заслуживают особого описания.

В строении архейских блоков различают два типа структур: зеленокаменные пояса и гранито-гнейсовые поля. Зеленокаменные пояса, классически выраженные на Канадском щите, в Южной Африке, Индостане, Западной Австралии, известные у нас на Украине и в Западной Карелии и продолжающиеся в Восточную Финляндию (менее типично они развиты на Алданском щите), протягиваются полосами неправильных очертаний длиной в сотни, поперечником в десятки, иногда более сотни километров, имея общее синклинор-

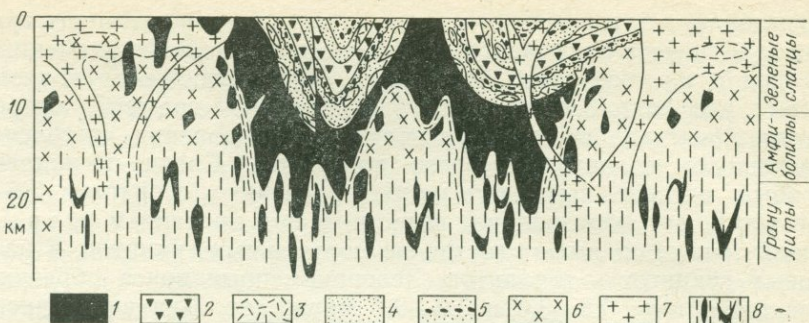


Рис. 51. Зеленокаменные пояса в структуре древних щитов — интерпретация соотношений между главными комплексами архейских пород в Западной Австралии, Индии и Южной Африке — Зимбабве. По А. И. Гликсону (1972 г.)
 Схема иллюстрирует основные представления о соотношениях первичных и вторичных зеленокаменных поясов, древних гранитов, более молодых гранитов и высокометаморфизованных гнейсо-гранулитовых комплексов. 1 — основные — ультраосновные ассоциации; 2 — основные — кислые ассоциации; 3 — кислые вулканиты; 4 — кластические породы; 5 — конгломераты; 6 — ранние (платровые) граниты; 7 — поздние (кальевые) граниты; 8 — гнейсо-гранулитовый комплекс

ное строение (рис. 51). Они заполнены мощными (тысячи метров) толщами вулканитов и осадков, относительно слабо метаморфизованными (зеленосланцевая фация, реже верхи амфиболитовой). Эти толщи обнаруживают обычно трехчленное строение: внизу залегают основные, толеитового состава вулканиты, среди которых встречаются очень характерные именно для архея ультраосновные, высокомагнезиальные лавы — так называемые коматиты (от местности в Южной Африке) и нередко джеспилиты, в средней части — более кислые вулканиты, вплоть до риолит-дацитов, с прослоями осадочных пород, в верхней — грубообломочные осадочные породы (эта часть разреза напоминает молассы). По своей тектонической природе зеленокаменные пояса близки, с одной стороны, более поздним геосинклиналям и, с другой, континентальным рифтам. С геосинклиналями их сближает состав и последовательность осадочно-вулканогенных формаций, их интенсивная дислоцированность, интрузии гранитоидов, региональный метаморфизм, но отличает относительная простота строения, ограниченные размеры, отсутствие четкой поперечной зональности. С рифтами зеленокаменные пояса объединяет заложение на подвергшейся растяжению континентальной коре и контрастный (бимодальный) состав вулканитов, т. е. развитие основных и кислых разновидностей при относительной редкости средних (андезитов), но отличает отсутствие четких разломных ограничений и другие признаки, перечисленные выше как более характерные для геосинклиналей.

Гранито-гнейсовые поля разделяют и обрамляют зеленокаменные пояса. Их взаимоотношения с поясами сложные — граниты, с одной стороны, прорывают породы этих поя-

сов, образуя батолитовые тела, но, с другой стороны, часть гранитов и гнейсов оказывается древнее основания зеленокаменных поясов и их несогласно подстилает. Эти соотношения показывают, что молодые «послезеленокаменные» граниты, скорее всего, представляют продукт повторного плавления «дозеленокаменного» гранито-гнейсового комплекса. Среди последнего особый интерес вызывают наиболее древние, возрастом 3,5—3,8 млрд. лет образования, известные под названием «серых гнейсов»; они имеют состав не нормальных гранитов, а натровых гранитов — тоналитов. Зеленокаменные пояса образуют две генерации: 3,5—3,0 и 3,0—2,7 млрд. лет. Для внутреннего строения гранито-гнейсовых полей характерно развитие купольных структур, которые нередко группируются в более крупные «складчатые овалы». Обрамляясь вместе с зеленокаменными поясами и гранулитовыми поясами (см. ниже), они создают крупнейшие (сотни километров в поперечнике) кольцевые структуры, выявленные в последнее время на космоснимках и анализом геофизических полей в пределах Украинского щита и Волго-Уральской области.

Одним из типов образований, слагающих линейные зоны, являются гранулитовые пояса. Как показывает название, они сложены породами наиболее высокотемпературной гранулитовой фации метаморфизма, нередко, однако, испытавшими повторный ретроградный метаморфизм (диафторез) амфиболитовой фации: радиометрические датировки дают обычно большой разброс цифр — от очень древних — более 3,5 млрд. лет до относительно молодых — 0,6—0,5 млрд. лет. Это указывает на то, что возраст первичного субстрата гранулитовых поясов может быть весьма древним, равным возрасту серых гнейсов, но их последующая история могла быть очень сложной, включая неоднократную переработку этого субстрата, выше которого местами мог накапливаться осадочный чехол. Древнейшие породы гранулитовых поясов нередко имеют основной состав. Характерны интрузии габбро-анортозитов и гранито-гнейсовые купола. На территории СССР гранулитовыми поясами являются Становой пояс на юге Алданского щита и Лапландский на Балтийском щите, оба значительно переработанные в раннем протерозое. За рубежом наиболее известны Гренвильский пояс на востоке Канадского щита, Мозамбикский в Восточной Африке, Восточно-Гатский в Индостане. Как правило, гранулитовые пояса протягиваются по периферии платформ (континентов) и полого надвинуты на гранито-зеленокаменные области, слагающие их более внутренние части.

Другой тип линейных зон раннедокембрийского фундамента — раннепротерозойские протогеосинклинали. Они протягиваются на расстояние нередко более тысячи километров при ширине в сотни километров (Курско-Криворожская система Воронежского массива и Украинского щита, Лабрадорская — Канадского и др.); реже наблюдаются более

широкие пояса, типа Свеккофеннского на Балтийском щите, Гудзонского на Канадском или Эбурнейского в Западной Африке. Сложены эти системы мощными толщами вулканитов от основных до средних и кислых и граувакк; очень характерны джеспилиты. В некоторых системах (Байкало-Витимская) встречены близкие к офиолитам образования (протоофилиты), свидетельствующие об ограниченном раздвиге континентальной коры и замещении корой океанского типа, хотя основная часть протогеосинклиналей возникла и развивалась на сиалическом основании. Периферические части протогеосинклиналей, перекрывающие склоны архейских глыб, сложены уже осадками миогеосинклинального типа — карбонатами (характерны строматолитовые доломиты), кварцитами, аркозами, джеспилитами, аргиллитами, тиллоидами; типичный пример — гуронская «система» Канадского щита. Осевые зоны протогеосинклиналей интенсивно дислоцированы, иногда вплоть до образования шарьяжей, и вмещают многочисленные интрузии гранитоидов. Метаморфизм отложений — от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Архейские глыбы на раннепротерозойском этапе развития в своей большей части превратились в протоплатформы, частично перекрытые осадочным чехлом. От настоящих платформ позднего докембрия и фанерозоя протоплатформы отличались меньшими размерами, сравнимыми с размерами крупных срединных массивов более поздних эпох, более высокой степенью литификации и нередко некоторым метаморфизмом осадочного чехла, присутствием (не повсеместным) гранитоидных куполов, образованных за счет ремобилизации древнего основания. В состав чехла кроме осадочных пород — кварцито-песчаников, аргиллитов (глинистых сланцев), карбонатов нередко входят покровы и силлы толентовых базальтоидов — аналогов трапповой формации. Примером протоплатформенного чехла могут служить ятулий Карелии, удоканская серия Алданского щита. В Южной Африке уже в позднем архее установились платформенные условия и началось накопление осадочного чехла («система» Понгола).

Еще один, более редкий тип раннепротерозойских структур — протоклакогены, представляющие образования, переходные между зеленокаменными поясами архея и более молодыми рифтовыми структурами. Это грабены или полуграбены с бортовыми разрывами, иногда превращенными в надвиги, выполненные основными, частично ультраосновными вулканитами толентового типа и обломочно-глинистыми осадками, нередко метаморфизованными до амфиболитовой фации и вмещающими силлы габбро-диабазов. Наиболее типичными структурами данного типа являются Печенгская и Имандра-Варзугская впадины на Кольском полуострове, структура Ветренного пояса в Карелии.

§ 2. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Структурными элементами первого порядка собственно платформенного этапа развития являются щиты, плиты и зоны перикратонных опусканий (рис. 52).

Щиты представляют крупные, до тысячи и более километров в поперечнике, площади выхода на поверхность платформенного фундамента; они наиболее характерны для древних платформ и встречаются на молодых платформах скорее как исключение (Центрально-Казахстанский щит Туранской платформы). Щиты характеризуются устойчивым поднятием и господством денудации на протяжении большей части своей истории и лишь изредка и ненадолго покрываются мелким морем. Тем не менее такие случаи отмечаются в истории почти всех щитов (Балтийский в кембро-силуре, Алданский в кембрии, Канадский в ордовике — девоне и т. д.).

Менее крупные выходы на поверхность фундамента, более длительное время перекрывавшиеся осадками, называют массивами (например, Анабарский массив на севере Сибирской платформы); они обычно образуют ядра антеклиз (см. ниже). Плиты* — области сплошного развития осадочного чехла; в северном ряду древних платформ их площадь не уступает или даже превышает площадь щитов (Русская, Среднесибирская плиты и др.); в южном ряду они имеют подчиненное значение (Сахарская, Аравийская плиты) или даже отсутствуют (напри-

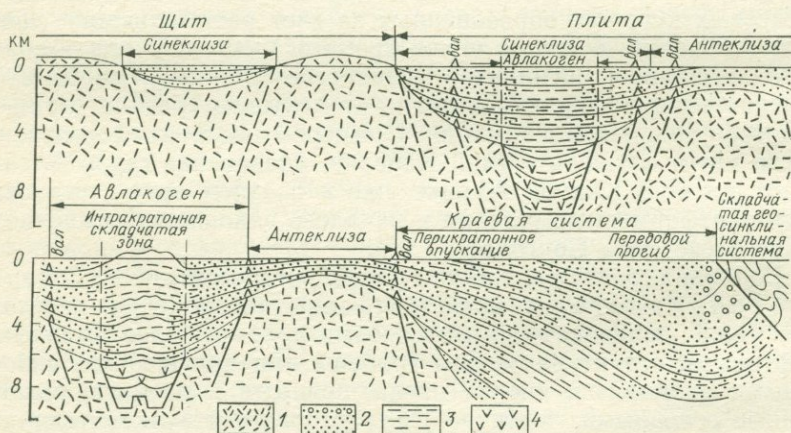


Рис. 52. Основные элементы внутреннего строения платформ. По В. Е. Хайну (1973 г.)

1 — фундамент; 2—4 — чехол (2 — обломочные отложения; 3 — глинистые и карбонатные отложения, эвапориты; 4 — основные вулканиты)

* В зарубежной литературе плиты обычно именуются платформами, а платформы (древние) — кратонами.

мер, на Южноамериканской платформе, если не считать Патагонской плиты с более молодым фундаментом). Молодые платформы фактически целиком или почти целиком являются плитами (Западно-Сибирская, Скифская, Восточно-Австралийская и др.).

Зоны перикратонных опусканий* отвечают внутренним, проксимальным частям пассивных подводных окраин континентов — областям с глубинами до 50—100 м. Это зоны мощного накопления паралических, прибрежно- и мелководно-морских осадков; их мощность может достигать и даже превышать 10—12 км. Граница зон перикратонных опусканий с миогеосинклиналями обычно чисто условная; часто ее проводят по смене недислоцированных отложений дислоцированными, что, конечно, неточно, ибо дислоцированность — признак вторичный, не связанный с первичными условиями. Типичный пример зоны перикратонных опусканий — Вислянско (Балтийско)-Днестровская зона на западе Восточно-Европейской платформы. Передовые прогибы обрамляющих платформу складчатых сооружений обычно развиваются на месте внешних зон перикратонных опусканий.

Структурными элементами второго порядка на платформах являются антеклизы, синеклизы и авлакогены.

Антеклизы** — крупные пологие поднятия в пределах плит, иногда с выходами фундамента в сводовой части (Воронежская антеклиза, Анабарская антеклиза и т. п.). Фундамент здесь лежит на глубине не более 1—1,5 км, а осадочный чехол отличается сокращенной мощностью, обилием перерывов, более грубым составом.

Синеклизы*** — крупные пологие впадины, которые наблюдаются не только на плитах, но и среди щитов (например, синеклиза Гудзонова залива на Канадском щите); последнее особенно характерно для южных, гондванских платформ; в этом случае они не сопряжены с антеклизмами. Следует подчеркнуть, что наклон слоев на крыльях синеклиз, как и антеклиз, составляет обычно менее 1° и не может быть замерен горным компасом; он устанавливается по смене выходов более древних отложений более молодыми или по данным бурения и сейсморазведки. Мощность осадочного чехла достигает в синеклизах 3—5 км, разрез более полный и «мористый», чем на антеклизах.

Существуют два особых типа синеклиз. Первый это очень крупные и особенно глубокие синеклизы, расположенные часто на периферии платформ, на их выступающих углах; в низах их разреза залегают глубоководные осадки; кора в них утонена и осадки залегают прямо на фундаменте с геофизическими свой-

* Впервые выделены Е. В. Павловским на примере юга Сибирской платформы (Ангаро-Ленская зона).

** Выделены в 1921 г. А. Н. Мазаровичем.

*** Выделены в 1903 г. А. П. Павловым.

ствами «базальтового» слоя. Такова Прикаспийская синеклиза Русской плиты с мощностью осадков более 22—24 км в центральной части. Другой тип — трапповые синеклизы типа Тунгусской на Сибирской платформе или Паранской на Южноамериканской; верхняя часть их разреза сложена мощными покровами платобазальтов (траппов). Оба типа были объединены М. В. Муратовым под названием амфилиз, но это название должно быть сохранено лишь за одним из них, ибо они очень различны.

Авлакогены*, впервые установленные Н. С. Шатским в 1960 г. — крупные грабен-прогибы в теле платформ, ограниченные разломами и заполненные осадками резко повышенной — до 10—12 км мощности, а нередко также вулканитами толеит-базальтового или чаще щелочно-базальтового состава (рис. 53). Из осадков характерны соли, а также угли. По внутренней структуре среди авлакогенов различают простые и сложные, с горстом посередине (например, Вилюйский авлакоген Сибири). Авлакогены обычно выходят на один из краев платформы, сочленяясь с одной из зон перикратонных опусканий; иногда они пересекают платформу от одного края до другого, как правило, параллельно третьему краю; их тогда называют сквозными (А. А. Богданов). На современной поверхности авлакогены обычно не выражены как таковые, представляя погребенные структуры, доступные изучению лишь бурением и сейсморазведкой, почему они и были выявлены позже. Одни авлакогены замещаются вверх по разрезу равновеликими прогибами, а еще выше — более широкими синеклизами, например Днепровско-Донецкий авлакоген (D—C) и одноименный прогиб (C—T) Украинской синеклизой (J—N). На месте других авлакогенов образуются валы (см. ниже), например Вятский вал, или даже внутриплатформенные складчатые зоны, например Среднепольская (Кюяво-Поморская) складчатая зона (плакантиклинорий, по Е. Зноско); в этих случаях говорят, что авлакоген испытал инверсию.

Земная кора под авлакогенами несколько утонена, а верхняя мантия разуплотнена, что характерно для континентальных рифтов, древней и погребенной разновидностью которых они и являются.

Антеклизы и синеклизы состоят из **структурных элементов третьего порядка** — первые из сводов (например, Токмовский, Татарский, Башкирский своды Волго-Уральской антеклизы), вторые — из впадин. Еще на ранг ниже в структуре осадочного чехла выделяют валы — линейные зоны пологих поднятий протяженностью в первые сотни километров (до 200—300 км), шириной в десятки километров, состоящие из одной (простые валы) или нескольких (сложные валы) цепочек локальных поднятий, расположенных четковидно или кули-

* От греч. авлакос — борозда, рожденный бороздой.

верхности фундамента. Большая часть их на древних платформах приурочена к авлакогенам, а на молодых они часто наследуют антиклинорные зоны складчатого основания, например на Туранской плите.

Соотношение структурных форм чехла и поверхности фундамента, с одной стороны, и самого фундамента, его внутренней структуры, с другой, является довольно сложным. Непосредственно наследуются разломы фундамента, выраженные либо в виде разломов в осадочном чехле или, по крайней мере, в его нижних горизонтах, либо в виде флексур или валов. Авлакогены тяготеют к линейным зонам древнего фундамента. Антеклизы и синеклизы на молодых платформах располагаются большей частью в пределах наиболее древних блоков их фундамента — срединных массивов, в то время как зоны складчато-разрывных дислокаций наследуют складчатые системы фундамента, что особенно хорошо видно на Туранской плите. На древних платформах контуры антеклиз и синеклиз, напротив, часто резко несогласны по отношению к элементам внутренней структуры фундамента. Так, на юге Русской плиты Украинский кристаллический массив, Воронежская и Белорусская антеклизы вытянуты в широтном направлении, а структуры их фундамента — в меридиональном. На отсутствие прямой преемственности структурного плана чехла от структурного плана фундамента указывает и неоднократная перестройка первого, подчиняющаяся своим закономерностям.

Таким образом, унаследованность структуры фундамента в структуре чехла реализуется лишь частично и в основном на молодых платформах. Последнее объясняется меньшей однородностью их фундамента и значительно меньшим разрывом во времени между окончанием его формирования и началом накопления чехла. Этот разрыв составляет до одного миллиарда лет на древних платформах северного ряда и обычно менее ста миллионов лет на молодых.

§ 3. СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ

Начальная стадия развития древних платформ — стадия кратонизации характеризуется преобладанием поднятий и довольно интенсивным магматизмом, свидетельствующим о высоком тепловом потоке. Очень типичны для этой стадии крупные расслоенные плутоны габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, широко распространенные, например, в западной части Восточно-Европейской платформы. Эти плутоны образуются вследствие внедрения основной магмы в континентальную кору и частичного плавления вещества последней. Наряду с интрузивным магматизмом широко проявлен и эффузивный в виде крупных полей кислых вулканитов, среди которых наиболее характерны игнимбриты. Наблюдается тяготение магматических образований к периферии платформ, где могут возникать настоящие

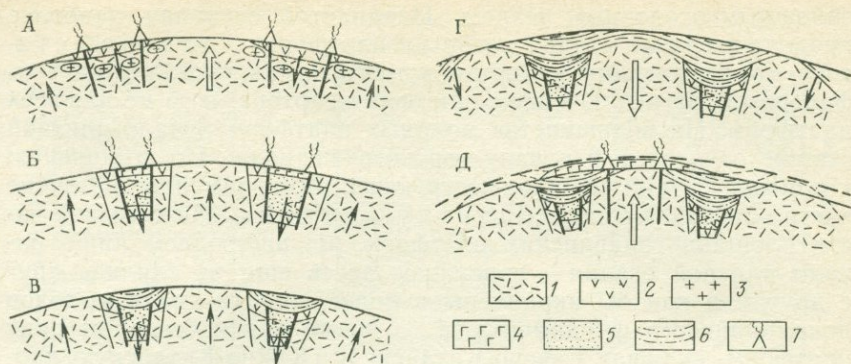


Рис. 54. Основные стадии развития платформ: А — кратонизации, Б — авлакогенная, В — синеклизная, Г — плитная, Д — активизации и заключительного поднятия. По В. Е. Ханну (1973 г.)

1 — фундамент; 2 — кислые вулканиты; 3 — граниты типа рапакиви; 4 — основные вулканиты; 5 — молассовые формации; 6 — платформенные формации; 7 — вулканы

краевые вулканоплутонические пояса (континентальные окраины андского типа). Именно такие условия существовали, видимо, в западной части Балтийского щита и Русской плиты в начале позднего протерозоя.

Стадия кратонизации постепенно сменяется раннеавлакогенной стадией (рис. 54), которая наиболее типично проявилась в северном ряду платформ, в среднем и позднем рифее (1400—700 млн. лет), когда были заложены основные авлакогены Восточно-Европейской, Сибирской, Североамериканской платформ. На гондванских платформах это поколение авлакогенов представлено менее типично. Авлакогены образованы кварцито-песчаниками, аргиллитами, карбонатами, преимущественно доломитами; встречаются тиллоиды, эвапориты. Они построены циклично, причем на границах циклов, отвечающих среднему и позднему рифею, проявляется трапповый магматизм главным образом в виде силлов габбро-диабазов. Реже образуются мощные толщи базальтов, как в авлакогене оз. Верхнего Североамериканской платформы.

На молодых платформах роль ранних авлакогенов играют тафрогенные грабены, наложенные на палеозойское и более древнее основание и заполненные континентальными обломочными, часто красноцветными осадками и базальтами преимущественно триасового, а иногда также раннеюрского возраста. Эти образования по своей сейсмической характеристике обладают свойствами, промежуточными между свойствами фундамента и чехла и на ранней стадии исследования выделялись в качестве промежуточного комплекса.

В конце докембрия, в основном в венде, авлакогены перерождаются в прогибы, а вскоре и в синеклизы, которые, сливаясь друг с другом, через антеклизы образуют плиты с их

сплошным осадочным чехлом. Начинается основная, наиболее продолжительная стадия развития платформ — плитная стадия, охватывающая на древних платформах практически весь фанерозой, за исключением олигоцен-квартера, и то не для всех платформ. На большинстве молодых платформ начало плитной стадии относится к началу юрского периода. По отношению к плитной стадии все предшествующее платформенное развитие часто обозначают как доплитную стадию. На большей части площади гондванских платформ мы наблюдаем лишь начало плитной стадии — синеклизы здесь еще не слились друг с другом и как бы вкраплены в более широкие поля выходов докембрийского фундамента, в то время как в северном ряду платформ, включая Северо-Китайскую и Южно-Китайскую, картина обратная — щиты образуют замкнутые выступы среди чехольного плаща.

Чехол, накапливающийся в плитную стадию, обычно четко разделяется на циклично построенные комплексы, отвечающие основным тектоническим циклам геосинклинальных поясов и отделенные друг от друга почти всеобщими перерывами в осадконакоплении и перестройками структурного плана (рис. 55). Так, на Русской плите отчетливо выделяются каледонский ($V-D_1$), герцинский (D_2-T_2) и киммерийско-альпийский (T_3-Q) комплексы; примерно те же комплексы характерны для Среднесибирской плиты. Каждый из этих комплексов представляет определенный формационный ряд, обычно двойной; он состоит в нижней части из трансгрессивной, а в верхней из регрессивной последовательности формаций. Поскольку в целом на платформах преобладают континентальные и мелководно-морские отложения, на их состав и формационную природу большое влияние оказывают климатические условия. Это заставляет рассматривать для платформ два формационных ряда: один для гумидного, другой для аридного климата (рис. 56). Легко заметить, однако, что формации, занимающие одинаковое положение в этих параллельных рядах, имеют достаточно много общего и характеризуют одни и те же фазы тектонического развития.

В основании формационных рядов осадочного чехла находятся континентальные обломочные формации, сероцветные или бескарбонатные, пестро- или красноцветные, с каолиновым цементом — продуктом размыва коры выветривания, иногда с лимническими углями в условиях гумидного климата и красноцветные, с карбонатным цементом, иногда с гипсом — в аридном климате. С началом наступления моря континентальные формации сменяются паралическими или лагунными — сероцветной паралической угленосной в гумидном и гипсо-соленосной, эвапоритовой в аридном. Особенно мощные эвапориты накапливаются в авлакогенах и глубоких краевых синеклизах типа Прикаспийской. По мере дальнейшего развития трансгрессии эти формации перекрываются трансгрессивными терригенными формациями — кварцево-

Восточно-Европейская платформа

Сибирская платформа

Североамериканская платформа

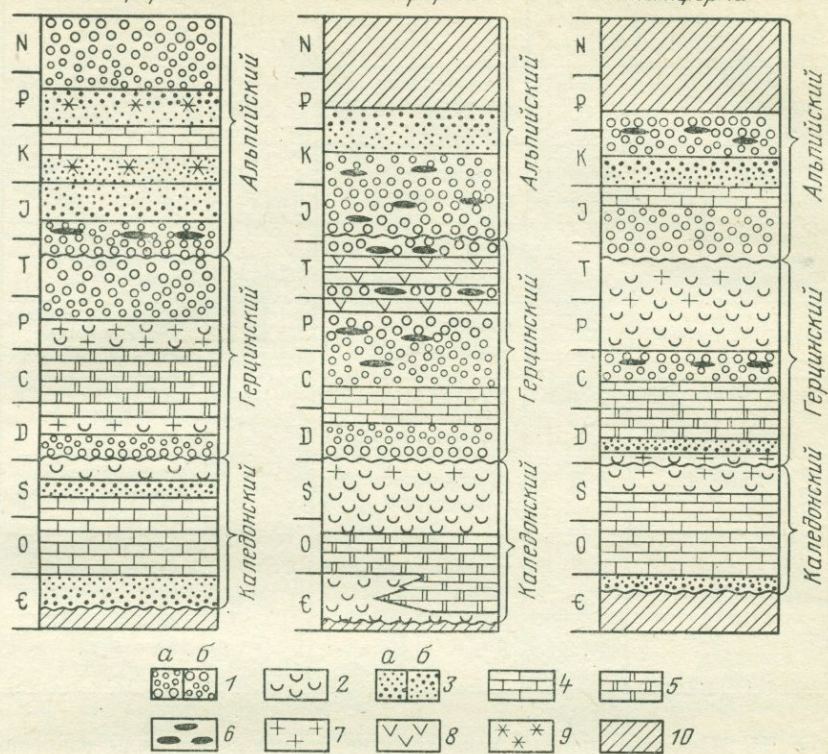


Рис. 55. Формационные ряды Восточно-Европейской, Сибирской и Североамериканской платформ. По В. Е. Ханну (1973 г.)

Формации: 1 — континентальная (а — нижняя, б — верхняя); 2 — лагунная красноцветная; 3 — морская терригенная (а — трансгрессивная, б — регрессивная); 4 — известняковая; 5 — гипсово-доломитовая; 6 — угленосная; 7 — соленосная; 8 — трапповая; 9 — глауконит в морской терригенной формации; 10 — перерыв в отложении осадков

песчаной с глауконитом и фосфоритами или песчано-глинистой гумидной и пестроцветной песчано-глинистой, иногда гипсоносной аридной. В фазу максимальной трансгрессии (инундации, т. е. затопления по С. Н. Бубнову) и перекрытия морем внутренних источников сноса — щитов, сводов антеклиз преобладание получают карбонатные формации — мергельно-известняковые гумидные и преимущественно доломитовые аридные. В отдельных более глубоких прогибах и, в частности, в авлакогенах отлагаются обогащенные органическим веществом мергельно-сланцевые толщи «доманикового» типа (от верхнедевонского доманика Русской плиты); зоны их накопления нередко окаймляются рифовыми постройками. Далее начинается обратная последовательность формаций, завершающаяся снова континентальными и иногда покровно-ледниковыми (квартер

Гумидный ряд			Аридный ряд	
Покровно-ледниковая				Преимущественно физического выветривания
Кварцевая с каолиновым заполнителем		Терминальная континентальная обломочная		Красноцветная с карбонатным или сульфатным цементом
Сероцветная, сверху ± угленосная		Паралическая (лагунная)		Красноцветная, сверху ± соленосная
Существенно кварцевая с глаукоцитом		Морская терригенная регрессивная		Лестроцветная с карбонатами ± гипсом
Мергельно-известняковая		Морская карбонатная		Известняково-доломитовая с рифовой субформацией
Существенно кварцевая с глаукоцитом		Морская терригенная трансгрессивная		Лестроцветная с карбонатами ± гипсом
Сероцветная, сверху ± угленосная		Паралическая (лагунная)		Красноцветная, сверху ± соленосная
Кварцевая с каолиновым заполнителем		Базальная континентальная обломочная		Красноцветная с карбонатным или сульфатным цементом
Латеритовая или каолиновая		Кора выветривания		Преимущественно физического выветривания

Рис. 56. Идеальные типовые климатические формационные ряды платформ. По В. Е. Ханну (1973 г.)

северных платформ) формациями. Последние могут появиться и в основании ряда (например, в верхах карбона — низах перми гондванских платформ). Во внеледниковых областях покровно-ледниковая формация замещается лёссовой.

В течение времени накопления плитного чехла структурный план древних платформ, вернее их плит (щиты оказывались более устойчивыми), претерпевал неоднократные изменения. Эти изменения в основном приурочены к границам циклов и подчинялись закономерности, впервые установленной для Русской плиты А. П. Карпинским и оказавшейся правильной для всех других платформ. Согласно этому правилу Карпинского, наибольшее погружение на каждом этапе испытывала полоса, расположенная вблизи наиболее активной из обрамляющих геосинклиналей (или орогенов) данного этапа и параллельная ей. На Русской плите (рис. 57) в каледонском цикле основные погружения испытала ее северо-западная окраина, тяготеющая к Скандинавской геосинклинали; в погружения был втянут и Балтийский щит. В герцинском цикле начались интенсивные

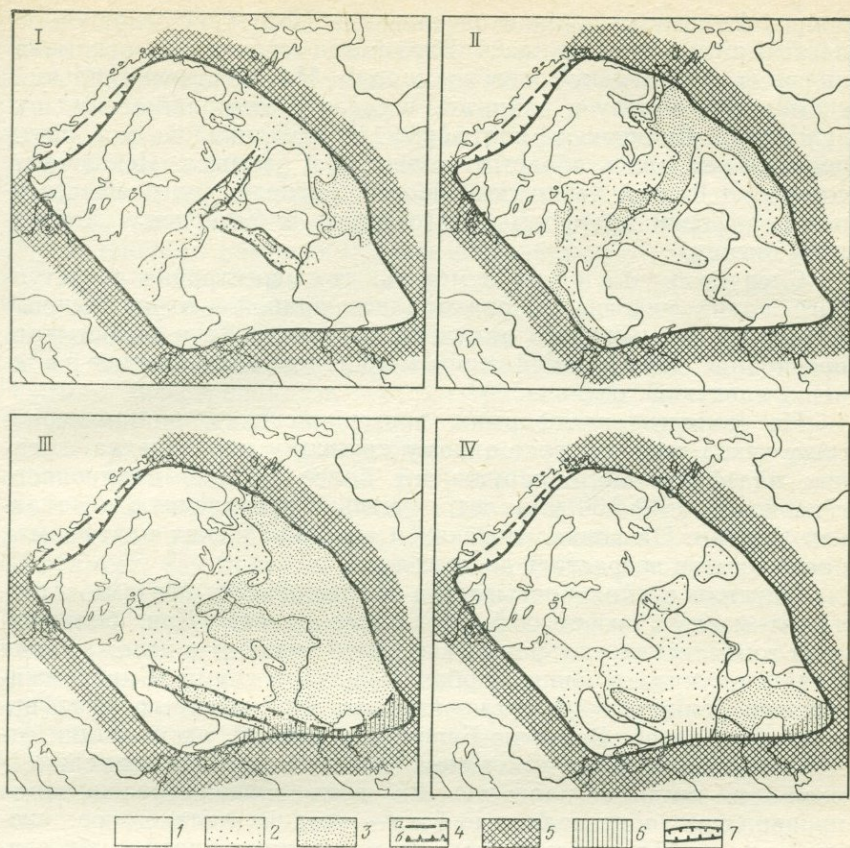


Рис. 57. Палеотектонические схемы Восточно-Европейской платформы для байкальского (рифей—I), каледонского (венд—силур—II), герцинского (средний девон—триас—III) и альпийского (юра—кватер—IV) циклов. По Н. С. Иголкиной, В. П. Кирикову и Т. Ю. Кривской (1970 г.)

1 — участки поднятий; 2 — участки погружения (мощности до 500 м); 3 — участки интенсивного погружения (мощности более 500 м); 4а — граница древней платформы; 4б — шарьяжи скандинавских каледонид; 5 — геосинклиналиное погружение; 6 — участки платформы, вовлеченные в геосинклиналиное погружение; 7 — границы авлакогенов

опускания в восточной половине платформы, примыкавшей к Уральской геосинклинали, а на юге в полосе, параллельной Карпатско-Крымско-Кавказской геосинклинали, возник Днепровско-Донецкий авлакоген. В альпийском цикле в погружения была вовлечена вся южная часть платформы, в то время как ее остальная часть постепенно втягивалась в поднятие. На Сибирской платформе основные опускания в каледонском цикле испытала ее южная часть и прежде всего Ангаро-Ленский прогиб, тяготевший к каледонской геосинклинали Забайкалья. На герцинском этапе начались интенсивные опускания северо-западной части платформы, примыкавшей к Таймырской ветви Вер-

хойанской геосинклинали, а на киммерийском этапе основной областью погружения явилась Вилюйская синеклиза, открывавшаяся в Верхоянскую геосинклиналь. На собственно альпийском этапе, в мелу и кайнозое, в связи с отмиранием всех окружавших Сибирскую платформу геосинклиналей она почти целиком оказалась областью поднятий и размыва. Исключение составлял Енисей-Хатангский прогиб, расположенный на северной периферии платформы, тяготевшей к Северному Ледовитому океану.

Следует вместе с тем отметить, что перестройка структурного плана никогда не оказывалась полной — отрицательные структуры предыдущего цикла часто продолжали испытывать прогибание, хотя и замедленное и постепенно затухающее и в течение следующего цикла.

На молодых платформах, эпигерцинских и эпикиммерийских, чехол соответствует одному крупному циклу чехла древних платформ, но обнаруживает более мелкую цикличность с периодом в 40—50 млн. лет, отчетливо проявленную в Западной Сибири. На эпикаледонских и эпибайкальских платформах число циклов возрастает до двух-трех.

Плитная стадия прерывается и завершается фазами тектоно-магматической активизации. Для большинства гондванских платформ (т. е. для Гондваны в целом) такая фаза наступила в конце карбона — начале перми и продолжалась до раннего мела включительно. На северных платформах — Сибирской, Восточно-Европейской фаза активизации отмечается в среднем — позднем девоне, на Североамериканской — в позднем палеозое. Во всех случаях активизация проявилась в образовании рифтов — поздних авлакогенов, многие, если не большинство которых на северных платформах явились возрождением ранних, рифейских авлакогенов. Другим проявлением активизации было возобновление магматической деятельности. Именно в фазу активизации образуются характерные для платформ магматические формации: трапповая, щелочно-базальтовая, кимберлитовая.

Трапповая формация, вернее ассоциация двух формаций — эффузивной и интрузивной, слагает обширные поля площадью нередко более 1 млн. км² — тунгусские траппы Сибирской платформы (P₂—T₁), раннепалеогеновые траппы Деканской синеклизы Индостана, раннемеловые — синеклизы Параны Южноамериканской платформы и др. Эффузивные траппы представлены так называемыми платобазальтами, образующими протяженные покровы и относящиеся к толеитовым базальтам, отличающимся от океанских главным образом повышенным содержанием щелочей, особенно K₂O. Встречаются ультраосновные (пикриты) и субщелочные разности. Суммарная мощность трапповых вулканитов может достигать нескольких километров (3700 м в Норильском районе Тунгусской синеклизы). Извержения носили в основном линейный характер с отдельными вул-

каническими центрами вдоль зон разломов; активность проявляла более или менее одновременно целая серия таких разломов. Интрузивная трапповая формация состоит из даек и силлов габбро-долеритов; мощность силлов достигает 200—300 м. Особое место занимают в Сибири дифференцированные интрузии так называемого норильского типа — это расслоенные тела с составом, изменяющимся снизу вверх от троктолитов через оливиновые и безоливиновые габбро до габбро-диоритов. С более основными разностями здесь связаны медно-никелевые руды.

Щелочно-базальтовая формация также правильнее должна быть названа ассоциацией, ибо и она состоит из эффузивной и интрузивной формаций. Эффузивная формация представлена главным образом трахибазальтами с широкой гаммой дифференциатов — от ультраосновных до кислых. Интрузивная формация выражена весьма характерными кольцевыми плутонами ультраосновных и щелочных пород до нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов включительно. В поперечном сечении они имеют форму вложенных одна в другую воронок (рис. 58). Щелочно-базальтовая формация имеет, как правило, более ограниченное распространение и тяготеет к рифтам и крупным разломам. Одной из классических областей щелочно-основного и ультраосновного магматизма является Маймеч-Котуйская провинция на восточном фланге Тунгусской синеклизы, связанная с одноименным разломом; здесь располагается крупнейший в мире Гулинский плутон площадью 1600 км². Кольцевые плутоны распространены также на Кольском полуострове (Балтийский щит, в том числе классические интрузии Хибинских и Ловозерских тундр), на Алданском щите, в Египте и Судане (Аравийско-Нубийский щит), в Восточной Африке, приатлантической зоне Бразилии и в других районах. Весьма близкая вулканоплутоническая ассоциация обнаружена на океанских островах, что свидетельствует о ее глубинном мантийном происхождении, более глубинном (до 100 км), чем у трапповой ассоциации. Очевидно, в эпоху образования щелочно-базальтовой ассоциации кровля астеносферы занимала более пониженное положение, чем в эпоху траппового магматизма. Во времени щелочно-базальтовая ассоциация предшествует и следует за трапповой ассоциацией, что указывает на образование последней в эпоху кульминации тектономагматической активности. В пространстве щелочно-базальтовая ассоциация занимает участки повышенного залегания платформенного фундамента, встречаясь в пределах щитов, антеклиз и на их склонах, в то время как трапповая ассоциация занимает синеклизы, представляющие, вероятно, вулканотектонические депрессии, структуры проседания.

Кимберлитовая формация родственна щелочно-базальтовой и встречается в виде трубок и даек вдоль разломов и особенно в узлах их пересечения. Она знаменита своей алмазонностью. Основные районы развития кимберлитового маг-

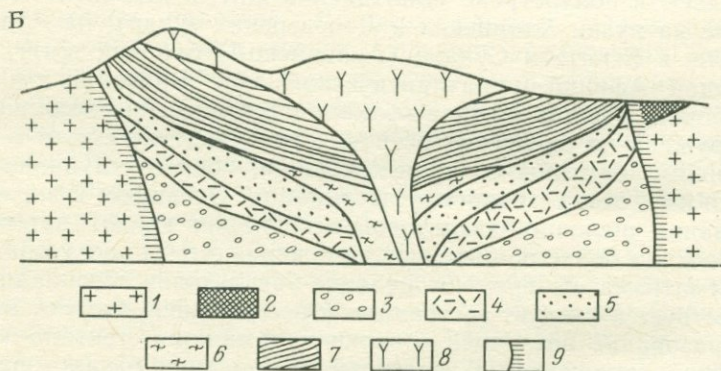
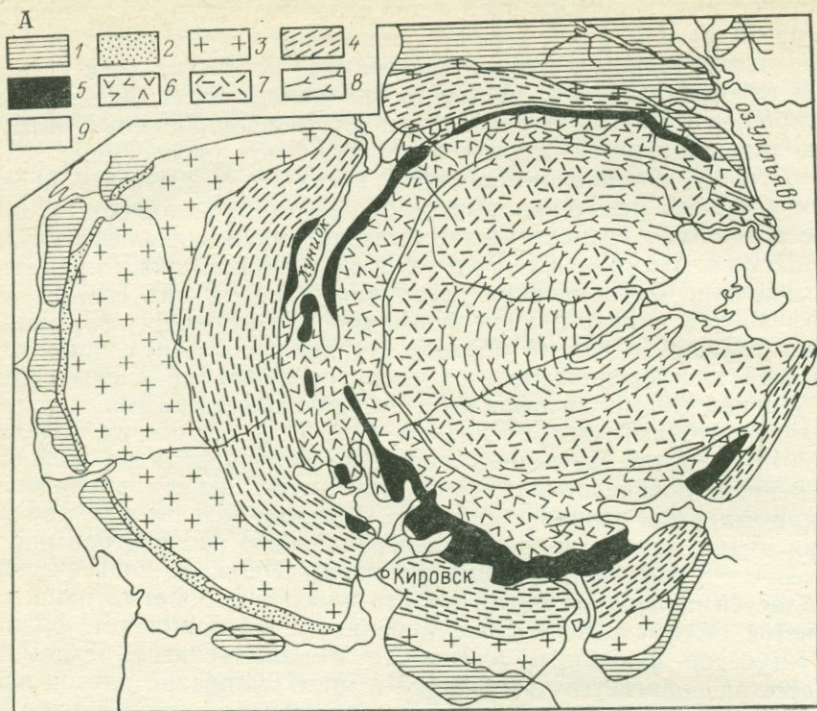


Рис. 58. Геологическая карта кольцевого плутона Хибин (по Е. Г. Володну, 1961 г.) и профиль Ловозерского кольцевого плутона (по А. В. Атаманову, 1961 г.)

А: 1 — вмещающие породы докембрия и палеозоя (?); 2 — роговики; 3 — гранитоидные хибиниты; 4 — трахитоидные хибиниты; 5 — ийолиты, уртиты, малиниты, апатиты; 6 — рисчорриты и среднезернистые эгриновые нефелиновые сyenиты; 7 — гранитоидные фойяиты; 8 — трахитоидные фойяиты; 9 — четвертичные отложения. Б: 1 — архейско-протерозойские образования; 2 — эффузивно-осадочные девонские образования; 3 — нефелиновые сyenиты типа хибинитов; 4 — комплекс пород, аналогичных ийолит-уртитам Хибинских гор; 5 — пойкилитовые нефелиновые сyenиты; 6 — нижняя фойяитовая часть стратифицированного комплекса; 7 — верхняя часть того же комплекса; 8 — эвдиалитовый комплекс; 9 — зона контактово-измененных пород

матизма — Южная, отчасти Западная Африка, а также Сибирская платформа.

Тектоно-магматическая активизация платформ особенно ярко проявилась в новейшую олигоцен-четвертичную эпоху, которая может рассматриваться уже как стадия активизации, сменившая плитную. Это касается таких платформ, как Антарктическая, Южноамериканская, Африканская, Индостанская, Сибирская, отчасти Северная и Южная Китайские; на первых трех отмечаются вспышки вулканизма. В наименьшей степени активизация затронула Североамериканскую, Восточно-Европейскую и Австралийскую (древнюю) платформы, но и они испытали почти всеобщее поднятие.

Заканчивая рассмотрение строения платформ, следует остановиться на основном вопросе — чем определяется это развитие. По этому поводу высказывались противоположные мнения — одни исследователи считали, что оно целиком определяется внешними причинами — напряжениями, исходящими из смежных геосинклиналей и орогенов, другие же полагали, что основная роль принадлежит глубинным процессам, протекающим в пределах самих платформ. В действительности, как можно было видеть из предыдущего изложения, в развитии платформ обнаруживаются следы влияния как внешних, так и внутренних факторов. Внешними воздействиями, в основном процессами растяжения, связанными с формированием смежных геосинклиналей (океанов), определяются очертания и структурный план платформы, особенно ее периферических частей. Перерождение авлакогенов в валы и внутриплатформенные складчатые зоны, образование передовых прогибов на месте зон перикратонных опусканий обусловлено сжатием, исходящим от смежных орогенов. Внутриплатформенный магматизм, образование изометричных поднятий и впадин относятся к проявлениям внутриплитной тектоники (см. главу 10) и обязаны скорее всего глубинным процессам в недрах самой платформы.

Глава 8

ВТОРИЧНЫЕ (ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ) ОРОГЕНЫ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ

Длительное время большинством геологов считалось, что горные сооружения всегда являются непосредственным порождением геосинклиналей и образуются в результате складчатых деформаций, завершающих их развитие. Правда, еще в начале XX в. американский геоморфолог У. М. Девис указывал на существование горных сооружений, возникновению которых непосредственно не предшествовал геосинклинальный процесс, но

геологи прошли мимо этих высказываний. Лишь в результате исследований В. А. Обручева в Центральной Азии и последующих работ в Тянь-Шане и Алтае советские геологи пришли к выводу о возможности вторичного вовлечения в горообразование территорий, длительное время перед этим развивавшихся в платформенном режиме. В 1962 г. С. С. Шульц предложил различать два типа орогенов: эпигеосинклинальные и эпиплатформенные; эти понятия укоренились в нашей литературе, как и введенное В. В. Белоусовым понятие тектонической активизации — процесса, благодаря которому платформа вновь превращается в горное сооружение. Таким образом, платформа далеко не всегда является конечной стадией тектонической эволюции, и сформированная континентальная кора может вновь подвергнуться достаточно интенсивным тектоническим преобразованиям.

§ 1. ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ (ВТОРИЧНЫЕ) ОРОГЕНЫ

Ко вторичным, эпиплатформенным, орогенам * относятся горные системы, возникшие в пределах территории, достаточно долгое время перед этим представляющей собой платформу. В СССР к этой категории относятся горные сооружения Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Прибайкалья и Забайкалья, продолжающиеся и в Центральную Азию. Они испытали заключительные геосинклинальные деформации и первичный орогенез в байкальском, каледонском, герцинском циклах, затем большей частью превратились в молодую платформу, но вновь возродились, начиная с олигоцена. Свидетельством платформенной стадии развития являются останцы осадочного чехла, которые в Тянь-Шане (и Северном Памире) не отличимы от чехла смежной Туранской платформы. Однако в разрезах чехла здесь можно видеть признаки некоторого оживления поднятий в ранней — средней юре и в раннем мелу; такими признаками являются грубообломочные осадки. В Прибайкалье и Забайкалье настоящий платформенный режим наблюдался лишь в позднем мелу и палеогене (раннем), а до этого данный регион, состоящий из байкалид, каледонид и герцинид, переживал неоднократные волны активизации: байкалиды в конце каледонского и герцинского этапов, каледониды в конце герцинского и киммерийского, герциниды — киммерийского. Доказательством этой активизации служат интрузии гранитоидов и радиометрическое «омоложение» пород. О такой многократной повторной активизации го-

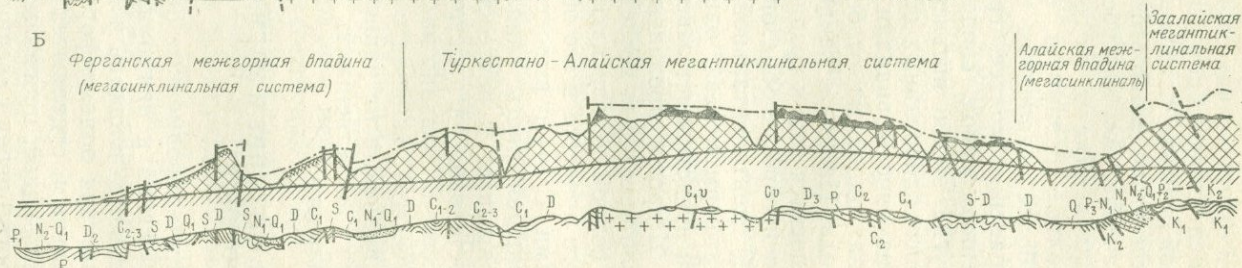
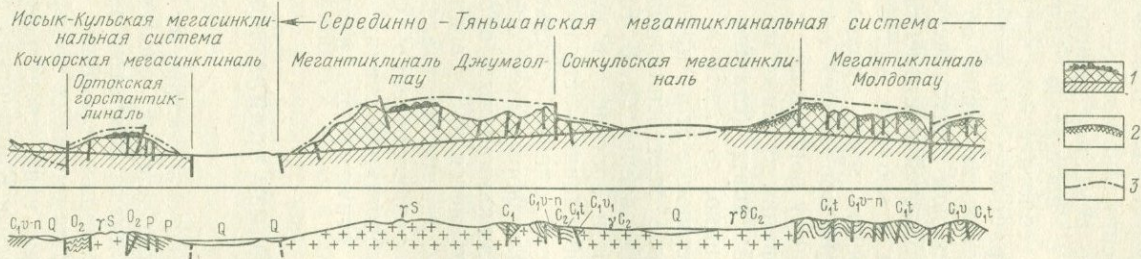
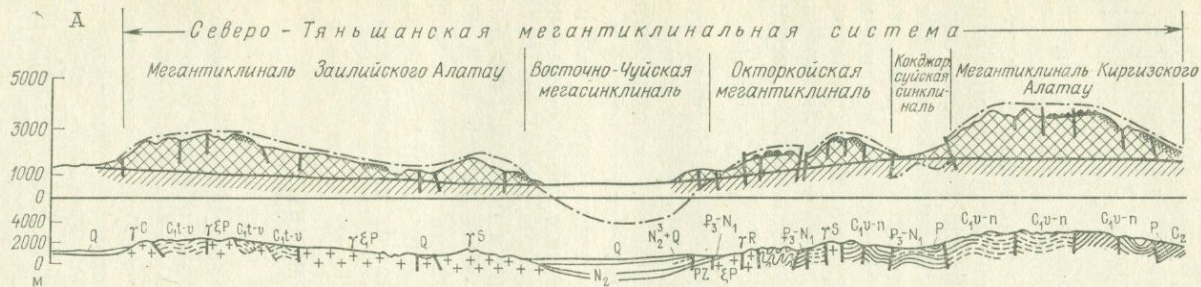
* Учитывая, что вторичные орогены не всегда можно считать эпиплатформенными, поскольку платформенная стадия в их развитии либо отсутствовала, либо была слишком кратковременной, К. В. Боголепов предложил заменить термины эпигеосинклинальный и эпиплатформенный орогенез на прототеро- и дейтероорогенез. По существу, дейтероорогенез К. В. Боголепова отвечает эпиплатформенному и рекуррентному (см. главу 7) орогенезу В. Е. Хайна.

ворят как о рекуррентном (возвратном) орогенезе. Таким образом, первоначальное представление об эпиплатформенном орогенезе как свойственном исключительно новейшему, олигоцен-четвертичному этапу развития земной коры должно быть окончательно оставлено; можно говорить лишь о том, что на этом этапе эпиплатформенный орогенез получил не меньшее значение, чем эпигеосинклиальный — эпиплатформенные орогены занимают на современной поверхности Земли площадь, вполне сравнимую с площадью эпигеосинклиальных. Но в более отдаленном геологическом прошлом, судя по распространению моласс, гранитоидов и радиометрическому «омоложению» пород, свидетельствующим об их разогреве, были и другие эпохи интенсивной тектонической активизации ранее консолидированных областей континентальной коры. Эти эпохи неизменно совпадали с эпохами эпигеосинклиального орогенеза; одной из особенно ярко проявленных была девонская эпоха. Наиболее ранние проявления тектонической активизации относятся еще к позднему докембрию, т. е. ко времени непосредственно после образования крупных площадей консолидированной континентальной коры (стадию кратонизации древних платформ нельзя, однако, относить к эпохе активизации, ибо она представляет завершение этого процесса).

Широкое проявление внегеосинклиального орогенеза привело некоторых исследователей (В. В. Белоусов и др.) к выводу о полной независимости орогенеза в целом от геосинклиального процесса и его обусловленности иными глубинными факторами. С этим выводом, однако, трудно согласиться, так как большая часть эпиплатформенных орогенов непосредственно примыкает к эпигеосинклиальным орогенам, волна поднятий постепенно распространяется от последних к первым (что было впервые показано на примере Центральной Азии еще В. А. Обручевым), начиная с позднеорогенной стадии развития геосинклиналей, а на раннеорогенной стадии часто наблюдается полная преемственность структурного плана от позднегеосинклиального.

§ 2. СТРОЕНИЕ И МАГМАТИЗМ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ОРОГЕНОВ

Эпиплатформенные орогены состоят из чередования горных сооружений и межгорных впадин; последние обычно занимают меньшую площадь и имеют овальные очертания. На некоторых участках эпиплатформенные орогены, подобно эпигеосинклиальным, отделяются от смежных платформ, не затронутых активизацией, прогибами типа предгорных (например, Чуйский прогиб перед Северным и Каршинский перед Южным Тянь-Шанем, а также Предкуньлунский и др.). В поперечном сечении эпиплатформенные горные сооружения имеют сводово-блоковое строение (рис. 59); структура эта устанавливается по



приподнятым останцам платформенного чехла и (или) по фрагментам поверхностей выравнивания. При этом в одних сооружениях преобладает сводовая компонента, в других — блоковая; как правило, первое свойственно сооружениям, возникшим на более молодом платформенном основании (например, эпигерцинский Южный Тянь-Шань), второе — на более древнем (например, эпикаледонский Северный Тянь-Шань, Саяны). Это объясняется большей пластичностью молодого субстрата по сравнению с древним.

Межгорные и предгорные впадины выполнены мощными, местами до 10 и более км (Ферганская, Афгано-Таджикская впадины) толщами моласс, закономерно переходящими вверх по разрезу в грубообломочные. В отличие от эпигеосинклинальных моласс эпиплатформенные или целиком (впадины Северного Тянь-Шаня и Центральной Азии), или в большей части своего разреза (Ферганская, Афгано-Таджикская впадины) континентальные и лишь в низах могут быть лагунно-морскими. Тем не менее и здесь возможно выделение нижних и верхних моласс, прежде всего по гранулометрическому составу. Нижние молассы в аридном климате красно- или пестроцветные, часто соленосные, в гумидном — сероцветные, нередко угленосные; верхние, грубообломочные, везде имеют серую окраску, что в аридном климате объясняется примесью ледникового материала.

Горные сооружения часто надвинуты на межгорные впадины, а молассовое выполнение последних обычно обнаруживает проявление складчатых дислокаций, более интенсивных по их периферии и затухающих к центральной части. Складки большей частью относятся к брахиморфным; относительно узкие антиклинали разделены более широкими синклиналями. Присутствие соленосной толщи в основании моласс приводит к явлениям диапиризма.

Проявления магматической деятельности свойственны не всем эпиплатформенным орогенам (например, в Тянь-Шане они очень незначительны), но в целом довольно широко распространены. Они выражены преимущественно изливаниями лав трахибазальтового состава (Саяны, Прибайкалье); о более высокой степени тектоно-магматической активизации с резко повышенным тепловым потоком и частичным плавлением гранито-гнейсового слоя коры свидетельствует появление плутонов гранитоидов, часто повышенной щелочности. Наиболее крупный пояс

Рис. 59. Структура эпиплатформенного орогенного пояса Тянь-Шаня, восстановленная по деформациям мезо-кайнозойских поверхностей выравнивания и подошвы молассового комплекса: А — Северный Тянь-Шань (по В. И. Макарову, 1966 г.), Б — Южный Тянь-Шань (по Л. И. Соловьевой, 1966 г.)

1 — зона денудационного расчленения горного массива (глубинный, плоскостной и с заточными формами линейной денудации); 2 — останцы предороженной поверхности выравнивания; 3 — контуры мегаскладок

таких внегеосинклинальных гранитоидов простирается вдоль восточной окраины Азиатского материка, от Забайкалья и Монголии и юга Алданского щита через территорию Китая до Вьетнама включительно. С этими гранитоидами связаны месторождения полиметаллов, вольфрама, олова, флюорита и др.

§ 3. ТИПЫ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ОРОГЕНОВ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди современных эпиплатформенных орогенов различаются три основных типа (рис. 60). Главный (первый тип) из них — вторичные перигеосинклинальные орогены расположены с тыльной стороны эпигеосинклинальных орогенов и простираются параллельно им. Представителем этого типа является Центральное-Азиатский вторичный орогенный пояс, включающий горные системы Гиндукуша, Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Прибайкалья, Забайкалья, Становой хребет, Б. и М. Хинган, Куньлунь, Наньшань, Циньлин, Тибетское нагорье. Этот пояс примыкает на юге к Альпийско-Гималайскому эпигеосинклинальному поясу, а на востоке к Тихоокеанскому. На северо-востоке (хр. Джугджур) он смыкается с Верхояно-Чукотской областью эпикиммерийских горных сооружений, также тяготеющей к Тихоокеанскому поясу (рис. 61). К перигеосинклинальному типу относятся также некоторые сооружения северной периферии западной части Альпийско-Гималайского пояса: Большой Балхан, Передовой хребет Большого Кавказа, Горный Крым, Юрские горы, а на южной периферии того же пояса — горы Атласа в Северо-Западной Африке. Аналогичное положение занимают некоторые участки Североамериканских Кордильер: Восточные Скалистые горы, включая плато Колорадо, горы Мекензи на севере Канады, хр. Брукса Северной Аляски. Восточные кордильеры Анд и Сьерра-Пампа в Аргентине относятся к тому же типу.

Горообразование в этих зонах, как указывалось, явно связано с эпигеосинклинальным орогенезом в смежных зонах и протекало в условиях тангенциального сжатия. Об этом свидетельствует развитие надвигов на границе горных сооружений и впадин* и ориентировка напряжений в очагах землетрясений. Дополнительное значение может иметь высокий тепловой поток и разуплотнение верхней мантии, а местами и низов коры (Тибет) под его воздействием. Таким образом, образование перигеосинклинальных орогенов обязано деформации упруговязкой литосферы на периферии эпигеосинклинальных орогенов под напором пододвигающейся плиты. Поэтому не случайно, что

* Эти надвиги нельзя объяснить гравитационным «разваливанием» горных сооружений, ибо они не затухают на их погружениях и продолжают на большую глубину, как это доказано сейсмозондированием в Восточных Скалистых горах.

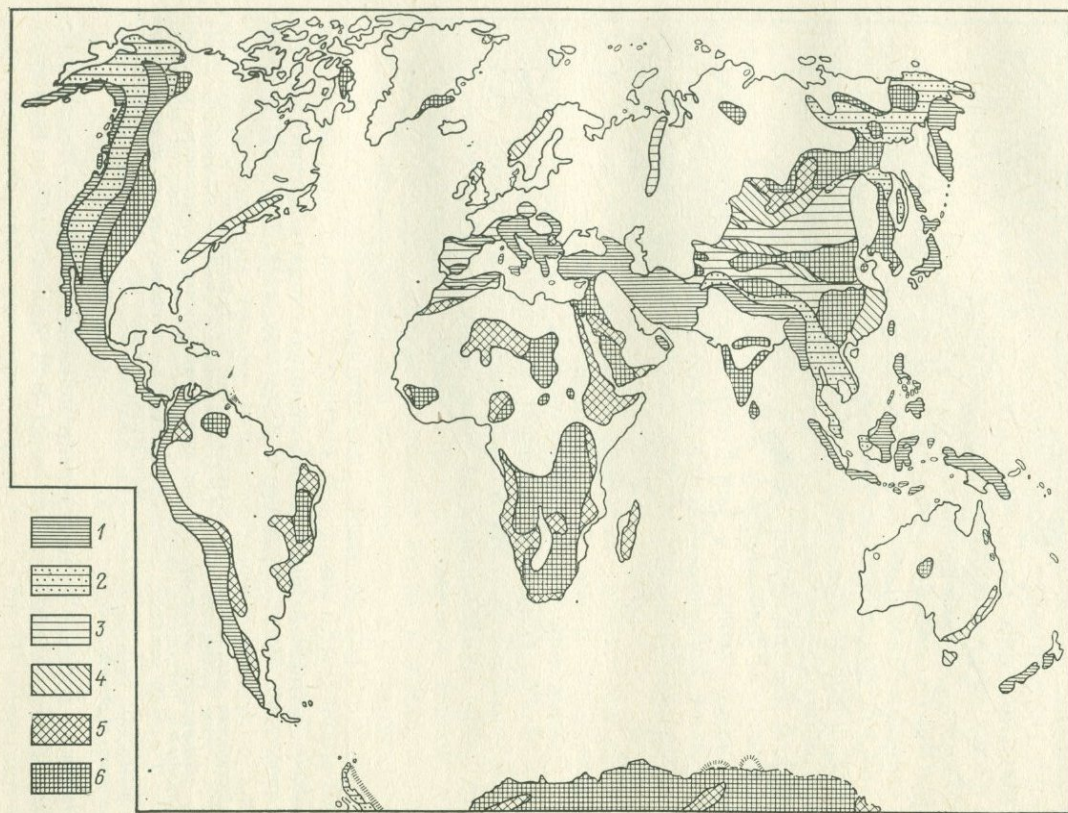


Рис. 60. Современные эпи-
 платформенные и эпигео-
 синклинальные орогенные
 пояса. По В. Е. Хайну
 (1973 г.)

1 — эпигеосинклинальные (аль-
 пийские) орогенные пояса; 2 —
 6 — эпиплатформенные ороген-
 ные пояса: 2 — на мезозойском
 складчатом основании, 3 — на
 герцинском, 4 — на каледон-
 ском, 5 — на байкальском (или
 испытавшие байкальское омо-
 ложение), 6 — на добайкаль-
 ском

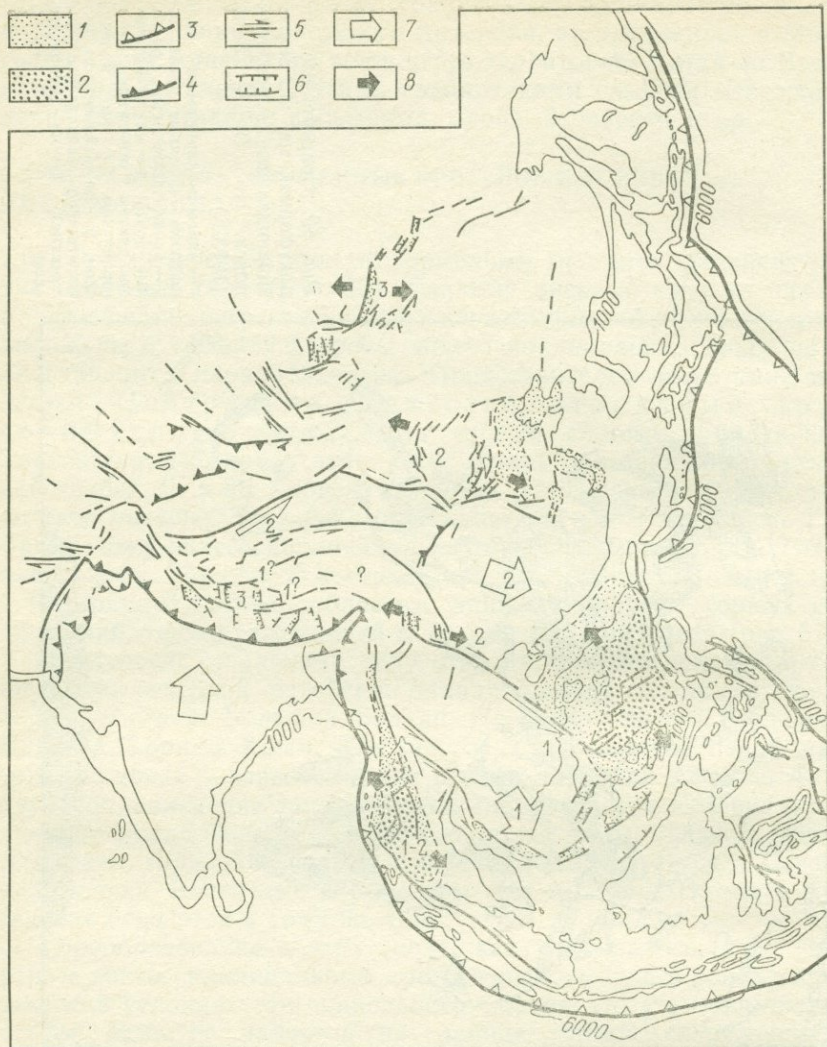


Рис. 61. Схематическая карта кайнозойской тектоники и крупных разломов Восточной Азии. По П. Таппонье, Г. Пельцеру и др. (1973 г.), с изменениями

1 — кайнозойское растяжение; 2 — океанская кора Южно-Китайского и Андаманского морей; 3 — зоны субдукции; 4 — внутриконтинентальные надвиги; 5 — сдвиги; 6 — рифты; 7 — направление смещения крупных литосферных блоков по отношению к Сибири; 8 — направление растяжения, связанного с «экструзией». Номера отвечают фазам «экструзии»: 1 — 50–20 млн. лет, 2 — 20–0 млн. лет, 3 — наиболее современная и будущая. Стрелки при сдвигах в западном Малайском и Сиамском заливах и юго-западной части Китайского моря (наиболее ранняя фаза «экструзии») не отвечают современному направлению смещения

альпийский горный пояс Евразии испытывает изгиб к северу, пережим и воздымание против выступов Аравийской и Индостанской платформ (плит), что сопровождается образованием сдви-

гов, соответственно левых и правых по обе стороны этих «синтаксисов». Повышение теплового потока и связанный с ним подъем кровли астеносферы могут являться следствием деформаций и вместе с тем дополнительной (но не основной, как думают некоторые) причиной роста горных сооружений.

Второй тип эпиплатформенных орогенов — периферические вторичные орогены. К ним принадлежат Атлантический пояс Бразилии, Мозамбикский Восточной Африки, Западно- и Восточно-Гатский Индостана, Скандинавские горы, Аппалачи, горы Лабрадора, Австралийские Альпы и др. Все они расположены в пределах пассивных окраин континентов. Наиболее вероятно, что они обязаны своим возникновением напряжениям сжатия, исходящим из рифтовых зон срединных хребтов; это подтверждается определениями динамических параметров очагов землетрясений как в океане, так и на континенте.

Третий тип эпиплатформенных орогенов — внутриплитные вторичные орогены. К этой категории относятся линейные или изометричные поднятия, расположенные целиком внутри платформ. К числу линейных поднятий данного типа принадлежат, например, Уральский и Тиманский кряжи, находящиеся вдали как от эпигеосинклинальных орогенов, так и от океанов. Можно предполагать, что такие поднятия возникают вдоль древних швов между литосферными плитами под воздействием сжимающих напряжений, непосредственно устанавливаемых повсеместно внутри платформ в горных выработках и очагах землетрясений. Подтверждением могут служить надвиги, затрагивающие на восточном склоне Урала мезозойский и палеогеновый чехлы.

К изометричным поднятиям данного типа относятся, в частности, плато и нагорья, возникшие на месте трапповых синеклиз — Путорана на Сибирской, Карру на Африканской, Деканское на Индостанской платформах. Образование этих инверсионных поднятий можно связывать с утолщением коры в период траппового магматизма за счет ее наращивания снизу базальтовым материалом и (или) с разуплотнением верхов мантии в тот же период. Другие поднятия этого подтипа непосредственно связаны с молодым магматизмом, с образованием выступов астеносферы, вероятно, на месте восходящих конвекционных течений в верхней мантии (см. главу 13). Таковы нагорья Тибести и Ахаггар в Африке, Центральный Французский массив в Западной Европе. Существуют, наконец, изометричные поднятия, которые трудно непосредственно связать с древним или молодым магматизмом, например поднятие в Центральной Австралии, включающее хребты Макдоннелл и Масгрейв и приуроченное к крупному гравитационному максимуму. Это поднятие, видимо, не случайно охватывает район проявления крупных надвиговых деформаций в теле древней Австралийской платформы, проявившихся в позднем докембрии и раннем — среднем палеозое. Вместе с тем его гравитационная характери-

стика может свидетельствовать о внедрении больших масс основной магмы.

Так или иначе образование большей части изометричных внутриплитных поднятий должно ставиться в связь с магматизмом, с выступами астеносферы и восходящими конвекционными течениями в верхней мантии. Таким образом, по своему происхождению они близки к сходным по морфологии (но не по предистории) внутриплитным поднятиям океанов.

§ 4. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ

Английский геолог Дж. Грегори, путешествуя в конце XIX в. по Восточной Африке (нынешние Кения и Танзания), обратил внимание на глубоко врезанные в окружающий ландшафт линейные понижения явно тектонического происхождения, занятые речными долинами или озерами, и отнес их к рифтам (от англ. — gift. — щель). Почти одновременно Э. Зюсс назвал аналогичную морфоструктуру долины верхнего Рейна грабеном; лишь много позже было осознано, что крупные грабены Э. Зюсса и есть рифты Дж. Грегори. В 1948 г. Е. В. Павловский доказал, что к этому типу морфоструктур относится рифтовая система, одним из звеньев которой является «рифт Грегори», грабены Верхнерейнский и Байкальский стали классическими примерами (тектонотипами) континентальных рифтов.

С открытием океанских рифтов и установлением их определяющей роли в образовании океанов резко возрос интерес и к континентальным рифтам, изучению которых была посвящена специальная международная программа (в рамках Международного геодинамического проекта). Советский Союз направил в Восточную Африку, а затем в Исландию экспедиции под руководством В. В. Белоусова. Активным участником обеих экспедиций и Международной программы был Е. Е. Милановский, которому принадлежит наиболее фундаментальное исследование проблемы континентального рифтогенеза.

Континентальные рифты могут быть определены как структуры растяжения, раздвиги континентального масштаба, морфологически выраженные простыми или сложными грабенами с утоненной корой и литосферой с выступами разуплотненной мантии (астеносферы) в основании, повышенным тепловым потоком, вулканической и сейсмической активностью.

Основные признаки рифтогенных структур сводятся к следующему. Континентальные рифты имеют большую протяженность, в сотни и тысячи километров, и резко выраженную линейность. Их ширина может составлять и первые километры, и многие десятки, а рифтовых систем даже сотни километров. По мере развития ширина рифта увеличивается, что до некоторой степени может отражать период его формирования.

Рифтогенные структуры возникают в условиях растяжения земной коры. При этом происходит утонение земной коры и литосферы, носящее характер хрупкого разрушения в верхней части и пластического в нижней.

Наиболее крупные из рифтов приурочены к осевым частям длительно развивающихся сводовых поднятий, благодаря чему в современном рельефе кайнозойские рифты выражены четко очерченными понижениями (рифтовыми долинами), ограниченными краевыми обрамляющими хребтами. Разрывы, обрамляющие рифты, принадлежат к нормальным сбросам или сбросо-сдвигам, но у длительно развивавшихся рифтов появляются и взбросы; раздвиги в рифтовых поясах приводят к образованию подчиненных по размерам параллельных или ветвящихся грабенов и горстов. Замыкание рифтов обычно сопровождается появлением грабенов, сходящихся к началу основного рифта под острым углом.

Рифтогенные структуры характеризуются четко выраженными отрицательными аномалиями силы тяжести, за исключением участков полного разрыва земной коры и появления на небольших глубинах выжатого вверх мантийного вещества. Поверхность *M* под рифтами приподнята до 25—15 км против 40 км в среднем на периферии, а верхняя мантия разуплотнена (скорости сейсмических волн понижаются в мантии под рифтами с 8,0—8,2 до 7,5—7,9 км/с). Таким образом, в поперечном сечении коры (литосферы) большинство крупных рифтов напоминают двояковогнутую линзу. Тепловой поток под рифтами значительно выше среднеземного. Все рифты сейсмичны, очаги землетрясений приурочены к коре, обычно к ее верхней, более хрупкой части.

Рифтообразование и развитие рифтов практически почти всегда предваряется и сопровождается магматической деятельностью. Для дорифтовой и предрифтовой стадий характерно внедрение в будущие плечи рифта кольцевых ультраосновных—щелочных интрузий. Формированию рифтов сопутствует вулканизм, преимущественно щелочно-базальтовый или щелочно-салический (фонолиты, интрузии нефелиновых сиенитов) в начале и конце, толеит-базальтовый в фазу максимального раскрытия. Наряду с мелкими, моногенными вулканами встречаются крупные полигенные стратовулканы. Последние нередко расположены на плечах рифта, в зонах поперечных разломов, например такие гиганты, как Кения и Килиманджаро в Восточной Африке. Объем вулканитов в отдельных рифтах сильно варьирует; в общем он пропорционален масштабу раздвигла, ширине рифтовой зоны. С рифтогенными магматитами, особенно интрузивными, связаны месторождения важных видов минерального сырья — с гипербазитами руды Co, Cu, Ni, Pt, Cr, со щелочно-салическими породами (нефелиновые сиениты и др.) — Р (апатиты), Zr, Al, Hf, Ta, Fe, флогопита, со щелочными гранитоидами и карбонатитами — Ta, Nb, Be, Fe, Th.

Наиболее древние, достаточно отчетливо выраженные рифтогенные структуры известны в протерозое — раннепротерозойские проторифты Балтийского щита (см. главу 7), рифейские авлакогены в фундаменте Восточно-Европейской платформы, Гардарская зона в Гренландии. Палеозойские рифты распространены значительно шире. К ним относятся Припятско-Днепровско-Донецкий и Вилюйский авлакогены, грабен Осло, Срединная долина Шотландии, рифты Индостана, Южной Африки и др. В мезозое рифтогенез в континентальной коре проявлен еще шире. Рифтовые пояса появляются в Северной Америке, Западной Европе, Западной Африке (р. Бенуэ) и других областях.

В кайнозое закладываются самые крупные из современных рифтовых структур: система Восточно-Африканских рифтов, включая рифт Красного моря, Байкальская рифтовая система и др. Продолжают также свое развитие многие рифты, в частности Западноевропейская система, заложившиеся в мезозое (рис. 62).

Возможно, что усиление рифтогенеза к современному времени — явление кажущееся, так как многие древние палеозойские и протерозойские рифты (авлакогены) перекрыты более молодыми толщами и выявляются с трудом.

Байкальская рифтовая система расположена в осевой части сводового поднятия земной коры, вытянутого с северо-востока на юго-запад (рис. 63). Собственно Байкальский рифт ограничен крупными глубинными сбросами и имеет более 1000 км в длину и до 60 км в ширину. Наибольшая глубина в озере достигает 1650 м. На северо-востоке и юго-западе рифт продолжается в виде сложной системы кулисообразно расположенных грабенов. Обрамляющие рифт хребты, поднятые на значительную высоту, сложены раннедокембрийскими кристаллическими породами; мощность коры здесь составляет 42—46 км. Толща неуплотненных осадков в рифте достигает 3 км. Общее погружение кристаллического основания составило 6—7 км на юге, 4—5 км на севере. Возраст наиболее древних осадков составляет 25—30 млн. лет, что позволяет отнести возникновение рифта к концу олигоцена. Процесс рифтообразования начался в Южно-Байкальском трого (олигоцен), затем распространился в Северо-Байкальский (олигоцен — ранний миоцен) и позднее на западный и восточный фланги рифтовой системы. Активное развитие Байкальского рифта продолжается до сих пор со средней скоростью погружения дна 0,6 см и раздвига 0,2—0,3 см в год.

Рис. 62. Пермско-кайнозойские рифтовые зоны Земли. По В. Е. Хаину (1980 г.)

1 — океанские рифты; 2 — то же, утратившие активность; 3 — континентальные рифты; 4 — трансформные разломы. Рифтовые системы: СА — Североамериканская, ЗЕ — Западно-Европейская, ВА — Восточно-Африканская, Б — Байкальская, ВК — Восточно-Китайская

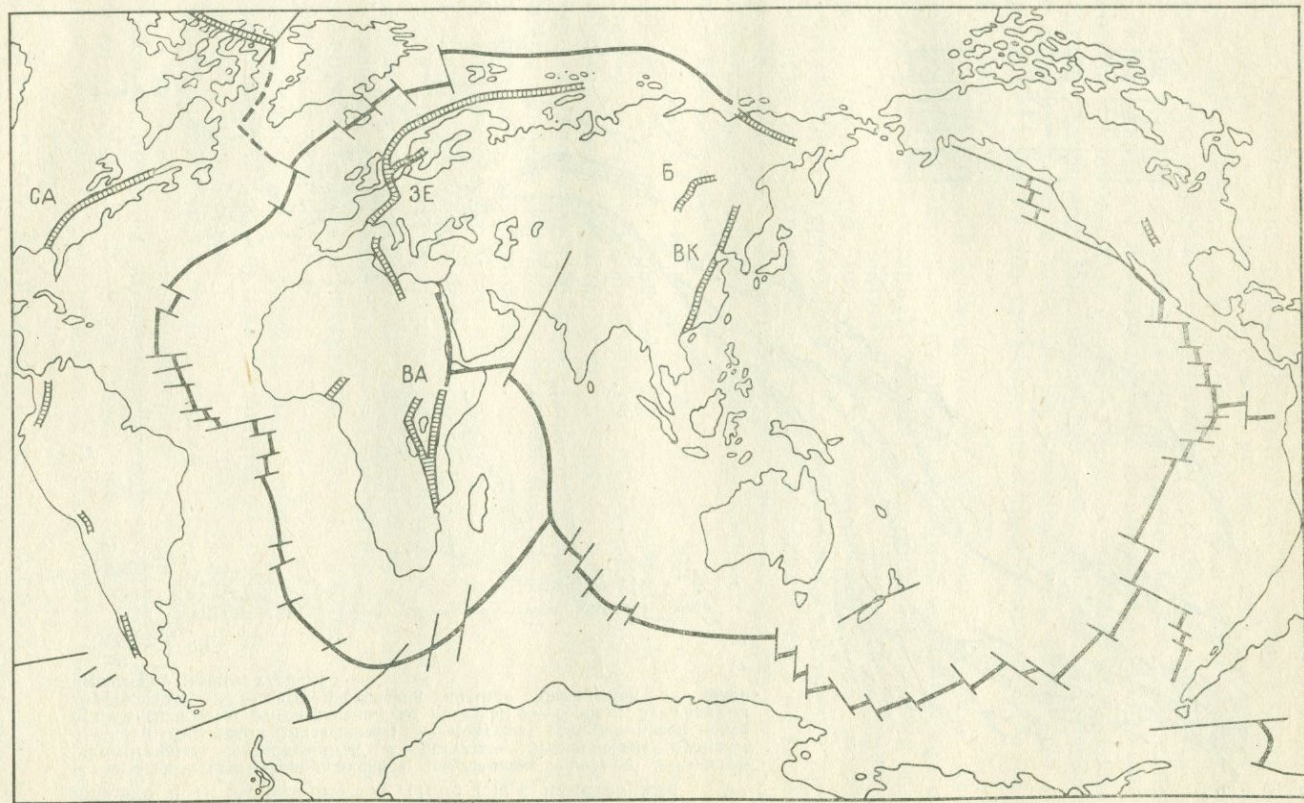
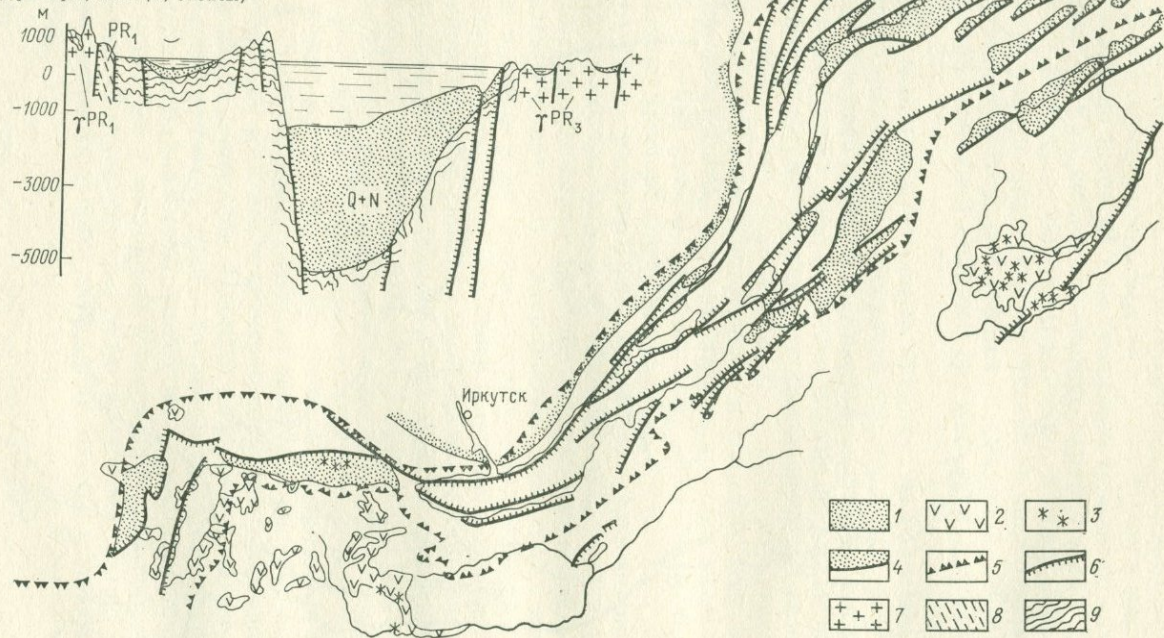


Рис. 63. Строение Байкальской рифтовой зоны. По В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсову (1968 г.), с изменениями

1 — неоген-четвертичное осадочное выполнение рифтов; 2 — неоген-четвертичные плато-базальты; 3 — потухшие четвертичные вулканы; 4 — край Сибирской платформы; 5 — контуры сейсмического пояса с интенсивностью землетрясений до $M = 6,5$; 6 — сбросы; 7 — граниты (протерозой); 8 — метаморфический нижний протерозой; 9 — архей (мраморы, сланцы, гнейсы)



Под рифтом расположена обширная положительная гравитационная аномалия, связанная с породами повышенной плотности, компенсирующими недостаток масс в верхней части коры. Последняя под озером утонена до 34—35 км; тепловой поток под дном Байкала в 2—3 раза выше фонового; в магнитном поле четко выделяются продольные полосовые аномалии.

На востоке от Байкала и к западу от его южной оконечности расположены многочисленные шлаковые и туфовые конусы, потоки и покровы лав, возраст которых не более нескольких десятков тысяч лет. Максимальные излияния лав происходили в олигоцене, но с перерывами продолжались вплоть до голоцена. По составу это умеренно щелочные оливиновые базальты и трахибазальты.

Глубинным сейсмическим зондированием в верхней мантии установлена область пониженных скоростей сейсмических волн, контур которой совпадает с контурами общего поднятия земной коры. В пределах области пониженных скоростей сейсмических волн происходит, вероятно, частично плавление вещества, уменьшение его плотности и всплывание вверх. Нижняя кромка области проявления этих процессов предполагается на глубинах в 500—600 км. Раздвижение сопровождалось левосторонними сдвиговыми смещениями, амплитуда которых не более нескольких километров.

Верхнерейнский рифт имеет 300 км в длину и 30—40 км в ширину (рис. 64). Грабен приурочен к осевой линии сводового поднятия и окаймлен поднятыми бортами (Вогезы, Шварцвальд), в которых на поверхность выведены докембрийские и палеозойские образования. Расколы земной коры на площади грабена возникли в позднем мелу и сопровождалась вулканической деятельностью, но опускания начались только в среднем эоцене. При этом происходило расщепление коры и поднятие бортов грабена. Процесс шел неравномерно, с остановками. Наиболее интенсивные погружения в грабене, сопровождавшиеся осадконакоплением, происходили в эоцене, раннем плиоцене и с позднего плейстоцена до наших дней. При этом возникли краевые и внутренние сбросы, наклоненные к оси грабена под углом 60—70°, а также проявлялась вулканическая деятельность с излияниями лав основного, ультраосновного и карбонатитового состава. Характерно расщепление основного грабена на северном и южном концах на ряд частных грабенов, расходящихся под острыми углами.

Образование Верхнерейнского грабена связывается с мантийным диапиром, вызвавшим поднятие земной коры (до 3 км) и ее утонение на 5—8 км. Затем последовали разрыв коры и гравитационное соскальзывание бортов рифта. Общее погружение в центральной его части достигает 3—5 км.

Восточно-Африканская рифтовая система простирается более чем на 3000 км параллельно восточному побережью Африки и распадается на несколько обособленных

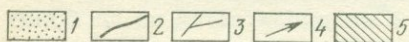
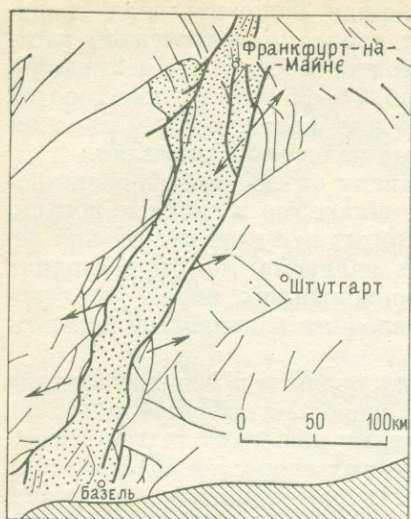
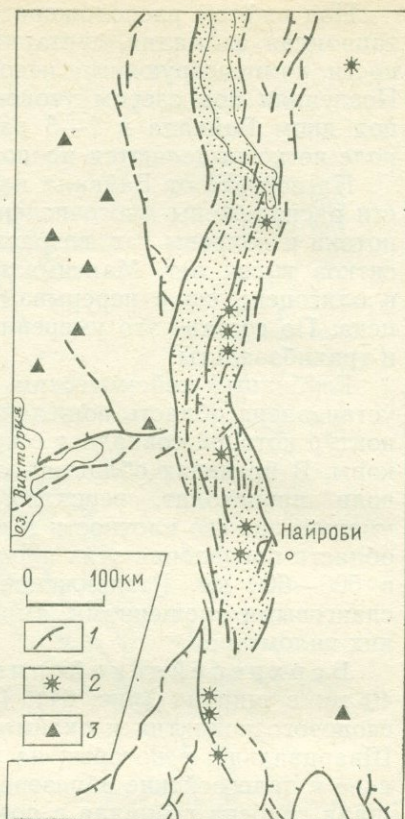


Рис. 64. Строение Верхнерейнского рифта. По И. Х. Иллиесу (1977 г.)

1 — Верхнерейнский рифт; 2 — глубинные граничные разломы; 3 — прочие разрывы; 4 — современные движения блоков; 5 — Альпийский складчатый пояс

Рис. 65. Система разрывов рифта Грегори. По Б. Ч. Кингу (1977 г.)

1 — разрывы и направление их наклона; 2 — недавно потухшие и действующие вулканы; 3 — древние вулканы



грабенов, наиболее крупным и глубоким из которых является рифт Грегори, расположенный на территории Кении.

Рифт Грегори возник на сводовом поднятии, образующем современный водораздел между Атлантическим и Индоокеанским бассейнами. Ориентировка свода соответствует субмеридиональным структурным направлениям докембрийского фундамента. Рифт вытянут на 450 км в длину при ширине 70—80 км. На северном и южном окончании рифта ограничивающие его сбросы расщепляются, расходясь под острым углом (рис. 65). Образование сводового поднятия началось в палеогене и уже в плиоцене его высота достигла около 2 км. В настоящее время борта рифта приподняты до высот более 2 км, тогда как в пределах рифта поверхность фундамента на севере и юге опущена до глубины 300—400 м, а в центральной части до 2,5 км. Таким образом, общее погружение в рифте составляет более 4 км. Основные сбросы, ограничивающие рифт, круто наклонены к его центру. Наиболее крупный из них — сброс Элгейс — развивался путем ряда последовательных смещений и имеет суммарную

вертикальную амплитуду 3,5 км. В центральной части рифта расположены короткие продольные и косые сбросы, образующие сплошную сеть, ограничивающую многочисленные мелкие грабены и горсты. Амплитуды этих сбросов редко превышают первые метры, а их образование связывается с неравномерным уплотнением пород, заполняющих рифтовую долину. Сдвиговые перемещения по разрывам незначительны. По величине смещения и наклону сместителей разрывов поперечный раздвиг бортов рифта составляет не более 10 км. Рифт заполнен толщей осадочных и вулканогенных пород. Мощность вулканогенных образований достигает 2,5 км, причем вулканические центры приурочены преимущественно к осевой части рифта. Среди лав присутствуют толеитовые базальты и фонолиты, а также лейцититы, карбонатиты, пикриты.

Рифт характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями, которые могут быть объяснены заполнением осадками с низкой плотностью. Локальные гравитационные максимумы часто приурочены к участкам интенсивного магматизма.

На севере Восточно-Африканская рифтовая система через Эфиопский рифт и «треугольник» впадины Афар сочленяется с рифтами Красного моря и Аденского залива (тройное сочленение). Рифт Красного моря может служить уже примером межконтинентального рифта, переходного от континентального к океанскому.

Рифтовая зона Красного моря представляет узкую прямолинейную тектоническую впадину длиной около 2000 км. Ширина моря достигает 400 км, глубина — более 2,8 км. На северном окончании Красноморский рифт расчленяется на два грабена, сходящихся к рифту под острым углом: грабен Суэцкого залива и система грабенов Леванта, прослеживающихся от Акабского залива на север, параллельно восточному побережью Средиземного моря (рис. 66).

Рифт Красного моря расположен в осевой части огромного Нубийско-Аравийского овального поднятия земной коры, контуренного на поверхности выходами докембрийских пород, слагающих фундамент Африкано-Аравийской платформы. Борты впадины ограничены крупными продольными глубинными сбросами, рассекающими кристаллический фундамент на всю толщу и расположенными на расстоянии 100—200 км друг от друга. Симметрично от средней линии моря обнаружены еще две крупные системы сбросов, проходящие вблизи кромки шельфа на расстоянии 15—40 км друг от друга и ограничивающие осевой трог шириной 30 км. Наибольшие глубины моря (более 2000 м) приурочены к осевому трог: его плечи находятся на глубинах 800—900 м (рис. 67).

Наибольшая мощность неконсолидированных отложений на дне моря установлена в прибрежных участках шельфа, достигая 4,2 км, на плечах осевого трога мощность осадков умень-

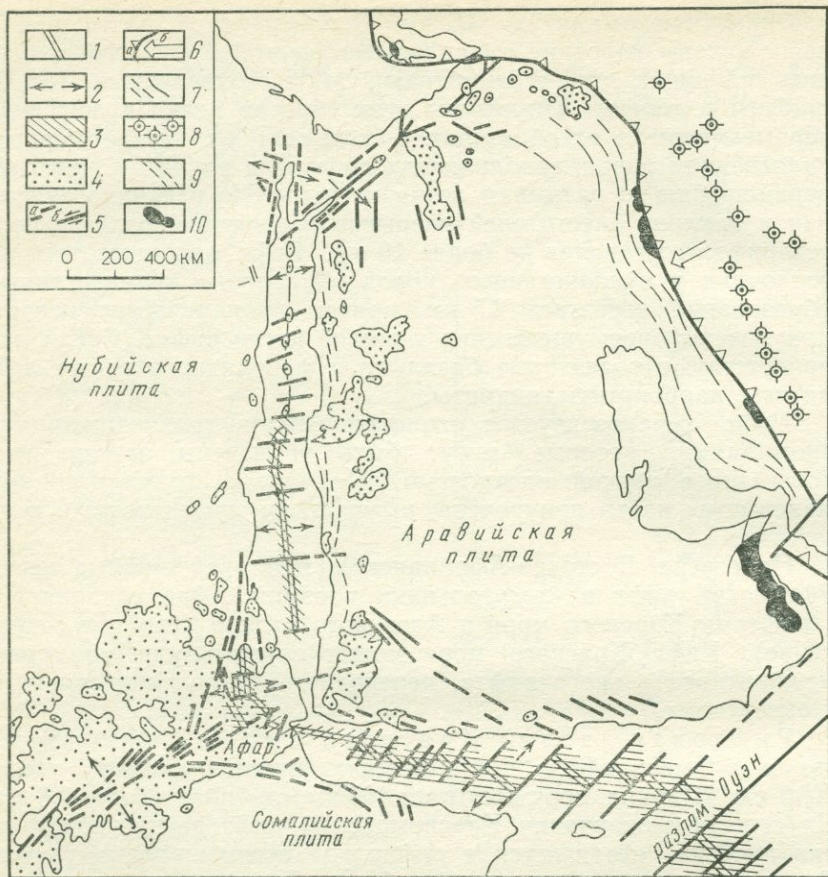


Рис. 66. Схема тектоники плит района Красного моря с показом структурных элементов и распространения кайнозойских вулканических пород. По Р. Колману (1984 г.)

1 — современные активные оси спрединга; 2 — направление спрединга; 3 — приблизительно установленные районы новообразований в процессе спрединга океанской коры; 4 — поля вулканических пород; 5 — разломы (а — крупные, б — со смещением по простиранию); 6 — надвиги (а — надвиг, б — направление надвига); 7 — складчатый пояс Загроса; 8 — известково-щелочные породы, связанные с субдукцией Аравийской плиты под Евразийскую; 9 — дайковые пояса; 10 — офиолиты

шается до 1,8 км, в осевом трого она не более 1 км, а на крутых участках дна рыхлые осадки местами совершенно отсутствуют.

Возраст отложений датируется поздним олигоценом — четвертичным временем. В верхней части разреза расположены рыхлые коралловые образования мощностью до 500 м, ниже залегают карбонатные породы: мергели и доломиты, под которыми прямо на кристаллическом фундаменте лежат эвапориты и покровы базальтов, прорванные густой сетью даек основ-



Рис. 67. Схематический профиль через Красное море между 19° и 24° в. д. По Эль Тайебу (1979 г.), Кохрану (1981 г.) и Иззельдину (1982 г.). Структуры фундамента не в масштабе. По И. Тиссу и др. (1983 г.)

1 — континентальная кора Аравийско-Нубийского докембрийского фундамента; 2 — вулканы в основном миоценового возраста; 3 — досреднемиоценовая протоокеаническая кора; 4 — плиоцен-современная океанская кора; 5 — раннемиоценовые (26—19 млн. лет) диабазовые дайки; 6 — средне-верхнемиоценовая массивная соль, переслаиваемая стратифицированными эвапоритами; 7 — плиоцен-четвертичные осадки; 8 — миоцен-современные базальтовые плато

ных интрузивных пород. Мощность эвапоритов достигает 2 км, а вместе с базальтами она составляет 3 км и более. Осадочно-вулканогенные породы имеют послезоценовый возраст.

Осевой трог в 1979—1980 гг. был детально исследован советской океанологической экспедицией. На изученном участке его ширина оказалась равной 20 км, а развитие происходило в последние 5 млн. лет. Дно трога представляет собой сильно изрезанную поверхность с многочисленными продольными впадинами и хребтами, часто ограниченными крутыми скалистыми обрывами с крутизной более 40°. Особенно высока вертикальная стенка восточного ограничения трога, возвышающаяся на 450 м, покрытая зеркалами скольжения с вертикальными штрихами и царапинами. Возраст уступов хорошо датируется прислонением к ним лавовых потоков и составляет от 1 млн. до 300 000 лет.

На дне осевого трога находится цепочка молодых вулканов (экструзий) с возрастом в десятки тысяч лет. Вулканы образуют невысокие конусы с кратерами у верхушки, от которых расходятся потоки базальтов, состоящие из нагромождения подушечных лав. Зоны активного вулканизма окаймляются полосами более древних потухших вулканов и обычно отделены от последних сбросовыми уступами высотой 30—50 м. Лавы в осевом трогe почти не покрыты осадками, но осадки появляются и их мощность быстро нарастает по мере удаления от участков современного активного вулканизма. Изливаются толентовые базальты.

Интересной особенностью Красноморского рифта является приуроченность к его осевому грабену многочисленных (>20) впадин, заполненных горячими (до 65°) металлоносными (сульфиды Cu, Pb, Zn, Ag, окислы Fe, Mn) рассолами. Руды имеют промышленное значение. Начало растяжения и утонения кри-

сталлического основания относится к олигоцен-миоценовой эпохе; средняя скорость расширения рифта за последние 25 млн. лет 0,75 см в год. Дайки в плечах осевого трога заполняли вертикальные раздвиги, возникшие в результате растяжения. Сам осевой трог с корой океанского типа стал развиваться в плиоцене.

По мнению Р. Гирдлера, раздвиг рифта сопровождался значительной левой сдвиговой составляющей, благодаря чему результирующая движений была направлена под углом в 45° к оси рифта. В результате Аравийский полуостров сместился к северу не менее чем на 90 км, что и явилось причиной образования Аденского залива. Западной границей смещения Аравийского полуострова служила система грабен и сдвигов Леванта.

Среди палеозойских рифтов наиболее детально изучен Днепровско-Донецкий палеорифт (авлакоген). Он заполнен мощной толщей осадочных отложений от среднедевонских до неогеновых включительно. Отложения девона, турне и нижнего визе распространены почти исключительно в центральной части рифта, тогда как на его бортах осадочный разрез начинается с отложений верхнего визе. Начиная с намюрского века палеорифт не отличается высокой активностью, превратившись в прогиб, а затем синеклизу, но мощности более молодых отложений в его пределах значительные. В центральной части палеорифта расположен линейно-ориен-

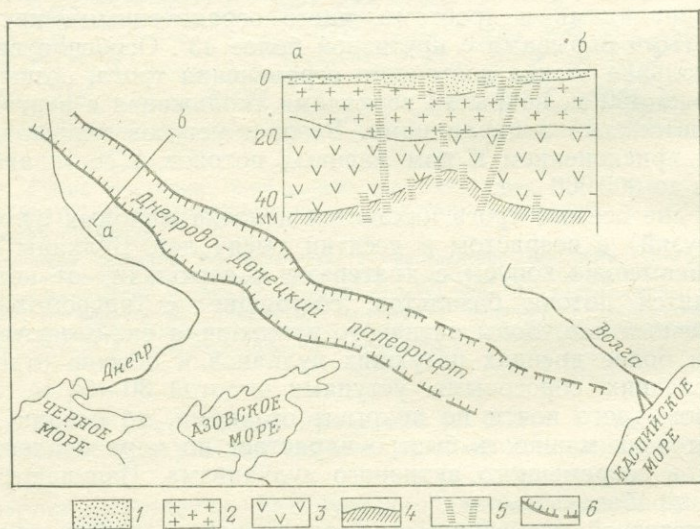


Рис. 68. Днепровско-Донецкий палеорифт. По А. В. Чекунову и В. В. Науменко (1972 г.)

1 — палеозойские и мезозойские отложения; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — базальтовый слой; 4 — раздел Мохо; 5 — глубинные разломы на профиле; 6 — границы рифта

тированный грабен, ограниченный крупными сбросами, с амплитудами вертикального смещения до 5 км и более. Грабен служит основанием для образовавшегося в позднем визе широкого пологого прогиба. Мощности отложений, слагающих прогиб, постепенно увеличиваются к его центру, достигая 6—12 км. Увеличение мощностей происходит скачкообразно, главным образом за счет рифтогенных отложений девона — нижнего визе. Среди верхнедевонских пород присутствуют огромные по объему залежи солей, достигающие мощности 2 км и более. Соли содержат местами многочисленные покровы, силлы и секущие тела эффузивных пород, свидетельствующих об интенсивных проявлениях вулканизма во время соленакопления. В этом отношении есть много общего с Красноморским рифтом.

Глубинное строение Днепровско-Донецкого палеорифта характерно для подобных структур. Гранито-гнейсовый слой утонен от 20 км на бортах до 12 км в центральном грабене, а «базальтовый» слой от 30 до 18 км. Поверхность Мохо на бортах расположена на глубине 45 км, но в центре поднимается до 30—35 км (рис. 68). По геофизическим данным, в основании осадочного разреза осевой зоны Днепровско-Донецкого палеорифта присутствуют значительные по мощности рифейские образования, а, следовательно, заложение рифта относится еще к рифею (см. рис. 53, А).

§ 5. ПРОБЛЕМА МЕХАНИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА И ЕГО СТАДИИ

Первоначально считалось, что образование рифтов есть следствие растяжения при росте сводовых поднятий. Это казалось очевидным для Восточно-Африканской рифтовой системы, все звенья которой практически заложены вдоль таких поднятий, а также для Верхнерейнского грабена. Этот взгляд, высказанный Г. Клоосом, был подтвержден им же экспериментально; позже подобные эксперименты (и с тем же результатом) были поставлены И. В. Луцицким и П. М. Бондаренко. Выяснилось, однако, что в ряде случаев рифты возникали одновременно с началом сводообразования (Байкальский, Красноморский рифты) или рифтообразование вообще не сопровождалось заметным сводообразованием (Северное море). Кроме того, масштабы растяжения коры при образовании континентальных рифтов, достигающие многих десятков, иногда до 100—150 км, намного превышают величину растяжения при сводообразовании.

Учитывая это, Е. В. Артюшковым и М. Е. Артемьевым был предложен другой механизм рифтогенеза, связанный с растеканием линзы («подушки») разогретой мантии в основании рифта. Возникает, однако, вопрос о том, что порождает образование самого мантийного диапира. Согласно одной точке зрения, первично образование мантийного диапира, а зона рас-

тяжения литосферы и коры над ним вторична; это концепция активного рифтогенеза. По второй точке зрения образование зоны растяжения в литосфере вызывает ослабление давления на астеносферу и тем провоцирует подъем ее материала и образование астеносферного выступа; это концепция пассивного рифтогенеза.

Установлено, что континентальный рифтогенез проявляется в определенные эпохи (например, девон, поздний палеозой — триас, поздняя юра — ранний мел, олигоцен — квартал) одновременно на больших площадях и при этом обнаруживает избирательную приуроченность к древним ослабленным зонам, в особенности к поясам тектоно-термальной переработки раннедокембрийского кристаллического фундамента. Таким образом, общее раскалывание континентальной коры скорее всего является началом рифтообразования и сопровождается подъемом мантийных диапиров, вызывающим его дальнейшее развитие, т. е. «пассивный» рифтогенез переходит в «активный», причина и следствие меняются местами. В свою очередь раскалывание континентальной коры, являющееся проявлением внутриплитных деформаций, должно быть обусловлено глубинными мантийными процессами, скорее всего мантийной конвекцией.

Развитие континентальных рифтов, согласно В. Г. Казьмину, проходит следующие стадии:

1) образование неглубоких впадин с флексурными ограничениями или отдельных односторонних, реже двусторонних грабенов; растяжение не превышает сотен метров или первых километров, континентальная кора почти не утонена;

2) зарождение осевой зоны рифта, ее усложнение и развитие; растяжение составляет 20—40 км, кора утоняется в 1,3—1,5 раза, амплитуда превышения бортов осевого грабена относительно его дна до 2—3 км;

3) значительное (в 2—3 раза) утонение коры с образованием локальных раздвигов, заполняемых магмой в рифте. Растяжение достигает 80—100 км и более, амплитуда вертикальных движений 4—5 км в основном за счет погружения дна рифта.

Растяжение континентальной коры и литосферы в целом в ее верхней, хрупкой части осуществляется путем смещения по сбросам, нередко листрическим, вращения обособляемых ими блоков, а также заполнения раздвиговых трещин базальтовой магмой. На глубине растяжение реализуется в пластической форме.

Когда кора утоняется в 1,5—2 раза, наступает ее полный разрыв и континентальный рифт переходит в межконтинентальный красноморского типа и далее в океанский. Таким образом, рифты последовательно проходят стадии рассеянного рифтинга (первая стадия В. Г. Казьмина), концентрированного рифтинга (вторая стадия В. Г. Казьмина), рассеянного спрединга (третья

стадия В. Г. Казьмина) и, наконец, концентрированного осесимметричного спрединга (красноморская и океанская стадии).

Масштаб и тип рифтового вулканизма, по мнению В. Г. Казьмина, зависят от общей величины и скорости раздвигания рифтов. Для рифтов со скоростью раздвижения менее 0,1 см/год и растяжением менее 5 км характерен малый объем вулканитов с резко повышенной щелочностью (K+Na); это «щелевые» рифты по классификации Е. Е. Милановского. В рифтах со скоростями раздвижения 0,1—0,5 см/год и раскрытием 10—40 км развиты щелочные базальты, трахиты, щелочные риолиты (последние, возможно, представляют продукты плавления коры). Это сводово-вулканический тип рифтов по Е. Е. Милановскому. Рифты со скоростью раздвижения более 1 см/год и раскрытием более 100 км отличаются развитием базальтов переходных от щелочных к океанским толеитам. Глубина зарождения магмы на первой стадии составляет 80—100 км, на второй 35—70, на третьей 35—15 км.

Следует еще указать на некоторые особенности строения и кинематики рифтов. Отдельные звенья рифтовых систем, в частности Восточно-Африканской, Западно-Европейской, смещены друг относительно друга вдоль разломов трансформного типа. Эти разломы наследуют разломы фундамента и являются аналогом и предшественниками магистральных трансформных разломов океанов (см. главу 5). В пределах отдельных звеньев возникают более мелкие трансформные разломы, обуславливающие кулисообразное строение осевой зоны рифта. Они образуются при косом по отношению к оси рифта направлении раздвигания.

В некоторых рифтах, например в Байкальском, Левантийском, Верхнерейнском, наряду с раздвиговой компонентой смещения существенная роль принадлежит сдвиговой, в особенности на более поздней стадии развития. Эта сдвиговая компонента появляется вследствие изменения ориентировки поля напряжений по сравнению с существовавшим при формировании рифта. Наконец, в некоторых рифтах обстановка растяжения могла сменяться обстановкой сжатия, что приводило к переждению краевых сбросов во взбросы, тем самым преобразованию рифта в рампу (термин американского геолога Б. Уиллиса).

Процесс рифтогенеза в настоящее время справедливо рассматривается как один из важнейших процессов развития земной коры, сравнимый по своему значению с геосинклинальным процессом. В противоположность последнему, носящему по отношению к континентальной коре созидательный, конструктивный характер, рифтогенез ведет к деструкции континентальной коры, но одновременно к новообразованию коры океанского типа и началу геосинклинального развития.

Термин «глубинный разлом» был предложен А. В. Пейве в 1945 г. для региональных разрывных структур земной коры, обладающих большой протяженностью, значительной глубиной заложения и длительностью развития. В качестве примеров им были приведены крупные разломы Урала, Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Но само учение о глубинных разломах зародилось раньше, еще в начале нашего столетия. Его основателем был американец У. Хоббс, указавший в работе, опубликованной в 1911 г., что направления основных черт рельефа земной поверхности (горных хребтов, впадин, очертаний материков) и многих тектонических структур определены первоначальной сетью разломов (линеаментов) земной коры, закономерно ориентированной относительно фигуры Земли.

На существование таких крупных разрывов обращалось внимание и до У. Хоббса. Так, А. П. Карпинский в конце прошлого столетия установил на юге Европейской платформы систему разломов, получившую название «линии Карпинского». В тридцатых годах текущего столетия была выявлена зона разрывных нарушений, отделяющая каледониды Северного от каледоно-герцинид Срединного Тянь-Шаня (линия Николаева). Позже были установлены Иртышская «зона смятия», отграничивающая Рудный Алтай от Зайсанского прогиба, крупная зона разрывов на Среднем Урале. В 1938 г. В. И. Попов обратил внимание на наличие в Тянь-Шане крупных продольных разломов длительного развития, с которыми связано изменение фациальных обстановок.

Однако лишь в 1945 г. после опубликования работы А. В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях» учение о глубинных разломах получило четко выраженное оформление и начало быстро и плодотворно развиваться.

В 1946 г. А. Н. Заварицким было обращено внимание на большое значение сейсмически активных разломов, расположенных на океанских окраинах островных дуг с глубокими и сверхглубокими очагами землетрясений. В работах Н. С. Шатского неоднократно подчеркивалось ограничение глубинными разломами — краевыми швами древних платформ.

А. В. Пейве в более поздних работах значительно расширил свои первоначальные представления, раскрыв значение глубинных разломов в унаследованном развитии тектонических структур и в процессах магматизма.

Накопившиеся к настоящему времени материалы по строению и развитию глубинных разломов и других разрывных

структур нашей страны обобщены в Карте разломов земной коры СССР и прилегающих территорий в масштабе 1:2500000 (1980 г.). Анализ материалов, положенных в основу карты, подтвердил огромную роль глубинных разломов в формировании земной коры, начиная с древнейших этапов ее развития, и вместе с тем позволил установить сложность строения и многообразную природу этих структур.

§ 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Как уже отмечалось, глубинные разломы обладают планетарной протяженностью, значительной глубиной заложения и длительностью развития. К этим трем основным особенностям, указанным А. В. Пейве, можно добавить четвертую — они разделяют блоки земной коры, отличающиеся по своей структуре, режиму и истории развития.

Протяженность глубинных разломов исчисляется сотнями и первыми тысячами километров. Разлом, проходящий вдоль Урала на границе его мио- и эвгеосинклинальной зон — Главный Уральский разлом, прослеживается в меридиональном направлении более чем на 2000 км; Джалаир-Найманская зона в Центральном Казахстане на 700 км; разломы, установленные на дне океанов, обладают еще большей длиной, в многие тысячи километров.

Глубинность разломов в ранних работах обосновывалась приуроченностью к ним многочисленных массивов ультраосновных, основных и отчасти кислых интрузивных пород. В настоящее время эта глубинность подтверждена геофизическими исследованиями, установившими смещение многими глубинными разломами поверхности Мохоровичича, а также разграничение блоков с различными скоростями продольных и поперечных сейсмических волн в надастеносферном слое мантии.

Длительность развития подтверждается на многих примерах. Талассо-Ферганский глубинный разлом был активен уже в позднем докембрии и кембрии. Не меньшую подвижность он проявлял в среднем и позднем палеозое, мезозое и кайнозое и очень хорошо выражен в современном рельефе. Таким образом, время существования этого разлома охватывает огромный промежуток времени — не менее чем 600 млн. лет.

Глубинные разломы в отличие от приповерхностных разрывных структур образуют пояса (зоны) шириной от нескольких до десятков километров. Главный Уральский разлом в средней части Урала имеет ширину от 5 до 20 км, Джалаир-Найманский разлом в Центральном Казахстане достигает ширины до 60 км, Центральный Сихотэ-Алинский разлом — 20—30 км.

На поверхности и в верхних частях земной коры глубинные разломы выражены весьма различно. Наиболее часто в зонах разломов сосредотачиваются крупные продольные разрывы и

сопровождающие их мелкие смещения, концентрирующиеся либо в осевой части зоны, либо у ее периферии. Блоки пород, зажатые между отдельными разрывами, поражаются кливажем и сланцеватостью вплоть до образования динамосланцев, как это имеет место, например, в Иртышской зоне смятия. Полосы раскливажированных и рассланцеванных пород могут возникнуть и на значительном удалении от оси разлома. Реже в зонах разлома сосредотачиваются узкие линейные складки, прямые или наклонные и опрокинутые в соответствии с направлением перемещения крыльев разлома. Блоки земной коры, примыкающие к глубинным разломам, очень часто обнаруживают различную ориентировку осей складок.

Весьма показательна приуроченность к глубинным разломам различных форм магматизма. Особенно характерен контроль глубинными разломами вулканической деятельности. Это хорошо выражено в линейном расположении цепочек современных вулканов Камчатки, Анд в Южной Америке, вулканических центров в вулканогенных поясах палеозоя и мезо-кайнозоя (Центрально-Казахстанский, Охотско-Чукотский и др.). При наклонном положении зон разломов последние могут располагаться в их висячих крыльях в стороне от выхода зон на дневную поверхность.

Особенно четко положение зон глубинных разломов фиксируют широко распространенные в них тела гипербазитов и гранитоидов. Вдоль всего Главного разлома Урала развиты небольшие узкие линзовидные и овальные тела серпентинизированных гипербазитов, круто уходящие на глубину. Их изучение показало, что гипербазиты имеют протрузивную форму залегания и, вероятно, выжаты по ослабленным поверхностям из нижних горизонтов земной коры и верхней мантии. Гранитоиды в зонах разлома появляются там, где смещения сопровождаются заметной раздвиговой составляющей. В таких случаях образуются узкие «щелевидные» массивы, цементирующие разрывы, сопровождающиеся появлением даек и гидротермальных жил. Иногда плутоны гранитоидов расположены на оперяющих основной глубинный разлом разрывах (например, Сихотэ-Алинь).

Как указывалось, глубинные разломы разграничивают блоки земной коры с различными режимом и историей развития, что находит свое отражение прежде всего в составе осадочных и магматических формаций. Примером в этом отношении может опять же служить Главный Уральский разлом, к западу от которого в среднем палеозое накапливались миогеосинклинальные, в основном карбонатные, а к востоку эвгеосинклинальные вулканогенные формации.

Глубинные разломы, активные в новейшее время, в большой степени влияют на строение современного рельефа. Поднятое гористое юго-западное крыло Главного Копетдагского разлома, совпадающее с предгорьями Копетдага, по прямой линии огра-

ничивает находящееся северо-восточнее него широкое пониженное поле кайнозойских отложений; подобные соотношения отмечаются у Талассо-Ферганского разлома и многих других.

В противоположность им глубинные разломы, движения по которым прекратились в глубокой древности, нередко оказываются перекрытыми мощным чехлом последующих отложений и необнаженными на земной поверхности. Так, разломы в фундаменте Восточно-Европейской платформы прекратили свое развитие еще в докембрии и оказались перекрытыми мощной толщей палеозойских и мезо-кайнозойских платформенных отложений. Разломы, ограничивающие Днепровско-Донецкий палеорифт, утратили активность в начале каменноугольного периода и также перекрыты чехлом верхнепалеозойских и мезокайнозойских отложений.

Большое значение при выявлении глубинных разломов имеют геофизические данные, отражающие различия в строении и развитии разделенных ими блоков земной коры. Вдоль линий глубинных разломов происходит скачкообразное изменение физических параметров пород, что легко улавливается различными геофизическими методами. Наибольшее значение среди них имеют данные аэромагнитных и гравиметрических съемок и глубинного сейсмического зондирования.

В магнитных полях разломы отражаются в линейных аномалиях ΔT , имеющих большую протяженность, в узких полосах или цепочках положительных аномалий, а также в изменении простирания осей магнитных аномалий. С глубинными разломами связаны также сгущения изолиний ΔT , резкие скачки глубины залегания магнитных пород, смещение осей аномалий ΔT и т. д. Нередко разломы устанавливаются по совокупности перечисленных признаков, но следует иметь в виду, что линейные максимумы ΔT в фундаменте платформ могут быть связаны не только с разломами, но и с распространением железистых кварцитов.

В аномальном гравитационном поле глубинные разломы выделяются по узким зонам повышенных градиентов Δg , так называемым гравитационным ступеням, узким зонам или цепочкам положительных аномалий силы тяжести большой протяженности; резкому изменению простираний и торцевым сочленениям разнородных аномалий; выдержанным полосам аномалий, имеющим разную интенсивность. Особенно информативно совпадение гравитационных ступеней с линейными положительными магнитными аномалиями.

Из сейсмических методов наибольшее значение при изучении глубинных разломов имеет глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) — по существу единственный прямой метод их выявления. Положение глубинных разломов на профилях ГСЗ может быть определено по смещениям опорных горизонтов: поверхности консолидированной коры, границ слоев внутри последней и поверхности M . Как установлено зондированием,

амплитуда вертикальных смещений поверхности M достигает 10—15 км, а в отдельных случаях 20—25 км.

При установлении глубинных разломов по профилям ГСЗ может быть использован также характер изменения скоростей на границах раздела земной коры и мантии, изменение значений скоростей в слоях земной коры и в верхней части мантии и отклонения скоростей сейсмических волн от их средних значений в земной коре. Особое значение в выявлении глубинных разломов сейсмическими методами имеют наблюдения над гипоцентрами землетрясений, концентрирующихся вдоль зон разломов. Показательны в этом отношении сейсмофокальные зоны, наклоненные под континентальную кору и расположенные по окраинам континентов или островных дуг (зоны Вадати—Заварицкого—Беньофа). В других случаях концентрация очагов землетрясений на определенных глубинах свидетельствует о существовании субгоризонтальных поверхностей смещения (тектоническая расслоенность литосферы—см. главу 10, § 9).

Перечисленные выше особенности глубинных разломов не исчерпывают всех возможностей выявления глубинных разломов. Можно указать еще на геохимические признаки, среди которых одним из наиболее интересных являются гелиевые струи с повышенным содержанием нерадиогенного изотопа гелия He^3 , имеющего мантийное происхождение.

Необходимо отметить, что отдельные методы позволяют установить лишь некоторые, но не все свойства, совокупность которых позволяет отнести данный разлом к категории глубинных. Так, протяженность разлома определяется по геоморфологическим, геологическим (структурным) и геофизическим признакам, глубинность заложения—по магматизму—присутствию основных и ультраосновных пород заведомо мантийного происхождения и по данным ГСЗ и сейсмологии; длительность развития—также по магмопроявлениям и по сопоставлению разрезов осадочных толщ по обе стороны разлома. Последнее дает возможность установить периоды активного развития разлома (резкие различия фаций и мощностей) и периоды затухания этой активности.

Исследованиями С. И. Шермана установлена закономерная связь между такими основными параметрами разломов, как длина, глубина проникновения в литосферу, плотность расположения, амплитуда смещения, ширина зоны динамического влияния данного разлома. Под зоной динамического влияния разлома понимают область, в пределах которой горные породы претерпевают механические, петрографические, структурные изменения в связи с формированием и «жизнью» разлома. Понятно, что чем крупнее разлом, тем шире зона его влияния и тем глубже преобразования пород. Длина опережающих основной разлом в пределах этой зоны (d) разрывов (l) растет по мере удаления от основного разлома к границам зоны влияния, согласно формуле $l = kd + c \pm \Delta$ (км), где коэффициенты

к и с имеют значения соответственно 0,8—2,5 и 0,7—12,0. По простиранию плотность оперяющих разрывов меняется таким образом, что участки их повышенной плотности — деструктивные поля чередуются с участками, где основной разлом практически лишен оперения. Теоретические и экспериментальные данные этих исследователей показывают, что оперяющие разломы и деструктивные поля возникают не после, как принято считать, а в основном до образования основного разлома.

§ 2. ТИПЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

В настоящее время предложено несколько систематик глубинных разломов, отражающих различные стороны их строения и развития. Наибольшее значение имеют классификации, отражающие глубину проникновения разломов в земную кору и верхнюю мантию или учитывающие кинематические и динамические условия их развития. Не менее важна типизация, отражающая геологическую позицию и связь глубинных разломов с другими главнейшими структурами земной коры.

Деление по глубине проникновения позволяет разделить глубинные разломы на три группы: общекоровые, литосферные и мантийные. Общекоровые разломы, достигающие поверхности Мохоровичича, возникают в результате реакции на напряжения, охватывающие всю толщу земной коры, в то время как обычные приповерхностные разрывы нарушают строение складчатых и других форм залегания осадочных и магматических горных пород верхней части коры и не проникают в земную кору глубже двух-трех десятков километров. Их существование на больших глубинах, по-видимому, невозможно, так как при давлениях, существующих на этих глубинах, разрывы сменяются поверхностями пластического течения пород. Приповерхностные разрывы в отличие от глубинных связаны с конкретными складчатыми структурами, нарушая их строение. Глубинные разломы, вероятно, представляют на глубине зоны диффузных перемещений и сами генерируют широкую гамму структур. Нередко к приповерхностным разрывам приурочены тела магматических пород или иные явления, связанные с глубинным магматизмом, но во всех подобных случаях эти разрывы лишь создают зоны повышенной проницаемости пород, в которые устремляются, направляясь к верхним частям земной коры, глубинные расплавы.

Литосферные разломы, нарушающие строение всей литосферы и затухающие в астеносфере, являются, вероятно, самыми распространенными. Помимо геофизических данных, их надежным признаком является связь с современным или палеовулканизмом. Важное значение имеет также концентрация в литосферных разломах гипоцентров землетрясений и приуроченность к ним тел гипербазитов.

Мантийные глубинные (сверхглубинные) разломы устанавливаются по глубине расположения очагов землетрясений. Они уверенно определяются по окраинам континентов или островных дуг в виде сейсмофокальных зон Вадати — Заварицкого — Беньофа (ВЗБ), наиболее глубокие очаги которых находятся на глубине 650—720 км.

Менее надежны пока еще недостаточно разработанные методы, позволяющие устанавливать горизонтальные неоднородности физических параметров мантийного вещества.

В типизации глубинных разломов по кинематическим и динамическим признакам выделяются глубинные сбросы, раздвиги, взбросы, надвиги и сдвиги, т. е. разломы, связанные с растяжением, сжатием или сдвигом. Не один из указанных типов глубинных разломов не существует, так сказать, в чистом виде и движения по этим разломам примыкающих к ним блоков земной коры могут рассматриваться лишь как преимущественно вертикальные или горизонтальные.

Глубинные сбросы возникают при концентрации растягивающих напряжений и потере земной корой гравитационной устойчивости, приводящей к погружению отдельных блоков. Глубинные сбросы ограничивают крупные впадины и авлакогены в фундаменте платформ (Прикаспийская впадина, Днепровско-Донецкий авлакоген), возникая значительно позже формирования самого фундамента и представляя собой по отношению к нему наложенные структуры. В фанерозойских складчатых поясах глубинные сбросы определяют контуры наложенных грабенов (тафрогенов).

Наиболее обычны глубинные сбросы в пределах крупных сводовых поднятий на платформмах, где они обрамляют рифтогенные структуры, например рифты Красного моря, Верхнерейнского грабена и оз. Байкал. Узкие, «щелевидные» рифты могут рассматриваться как глубинные раздвиги.

Глубинные взбросы и надвиги широко распространены в фанерозойских складчатых областях и в областях эпиплатформенного орогенеза. Они отражают сжатие земной коры и развиваются вдоль границ соприкасающихся мегаблоков земной коры с различным типом развития или неодинаковыми направлениями и скоростями движений. В зонах глубинных взбросов образуются приразломные линейные складки, интенсивный кливаж, сланцеватость, а нередко появляются и динамосланцы. Примером может служить краевой глубинный шов Сибирской платформы в Северо-Байкальском нагорье, описанный В. А. Наумовым. Северо-Байкальский краевой шов представляет собой пояс разрывов шириной 30—50 км, ориентированный в северо-восточном направлении вдоль западной окраины Северо-Байкальского нагорья (рис. 69). Разрывы располагаются параллельно, диагонально или кулисообразно по отношению к шву, ветвятся и вновь соединяются, разбивая земную кору на линзовидные блоки. Многие из разрывов со-

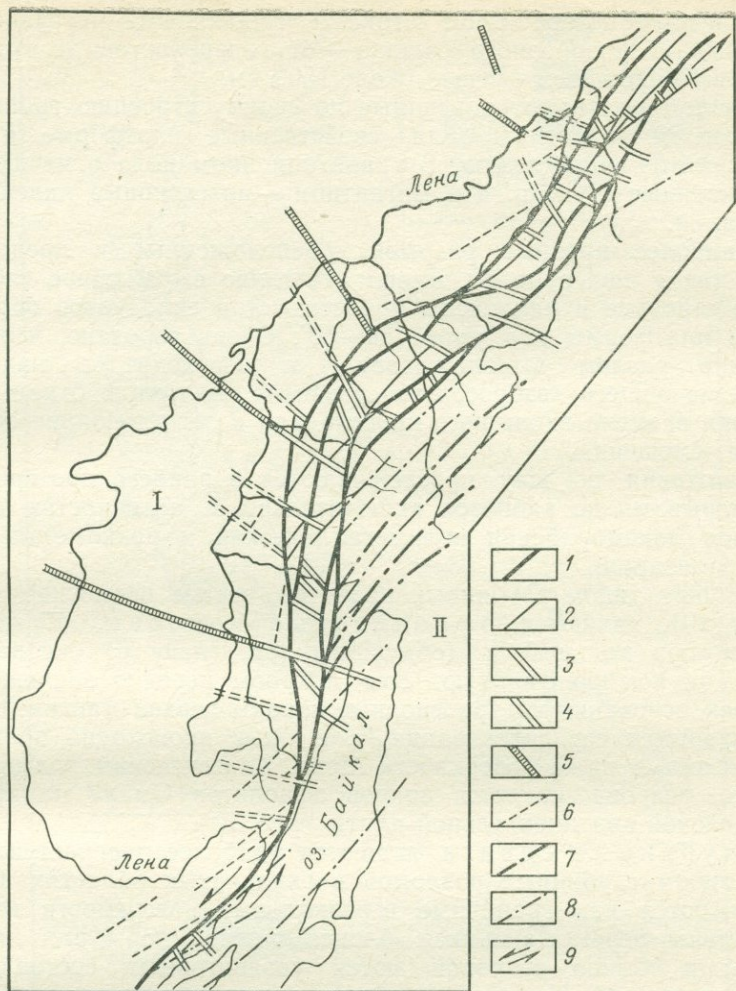


Рис. 69. Схема строения Северо-Байкальского глубинного краевого шва. По В. А. Наумову (1974 г.)

I — Сибирская платформа; II — Байкальская складчатая область. 1 — глубинные разломы краевого шва (взбросы, надвиги, сбросы); 2 — продольные и диагональные разрывы сколового типа; 3 — поперечные разрывные нарушения отрыва (сбросы, сбросо-сдвиги); 4 — разломы отрыва в фундаменте (пунктир) по геофизическим данным; 5 — то же, но интродуцированные трапповой магмой; 6 — мелкие разрывы в чехле платформы; 7 — глубинные разломы складчатой области (взбросы, сбросы); 8 — крупные и мелкие разрывы складчатой области; 9 — направление сдвиговых смещений по краевому шву

проводятся катаклизмом, рассланцованностью, милонитизацией и сложной приразломной складчатостью. Среди оперяющих разрывов выделяются взбросы, надвиги и реже сбросы, наиболее крупные из которых сосредоточены у границ шва. К сбросам принадлежат редкие более поздние разрывы северо-западной ориентировки. Разрывы часто залечены магма-

тическими образованиями: штоками, трещинными интрузиями, дайками разнообразного состава — от гипербазитов до гранитоидов. Общая длина шва — около 1500 км.

Разлом разделяют различные по своему строению гравитационные и магнитные поля, свойственные платформе и ее складчатому обрамлению. В гравитационном поле отмечаются протяженные ступени, а в магнитном — интенсивные линейные аномалии.

Наиболее крупные разрывы, расположенные в пределах шва, как и шов в целом, имеют отчетливо выраженное взбросовое строение и наклонены к востоку под складчатое обрамление платформы под углом 50—60°. Очень вероятно, что на глубине разлом выполаживается и переходит в надвиг. На фоне общего «взбросового» развития разлома в отдельные отрезки времени вдоль него происходили и левосторонние сдвиговые смещения.

Движения по шву прослеживаются с раннего протерозоя с перерывами до кайнозоя включительно. С активностью шва связана докембрийская полиметаллическая и редкометалльная минерализация.

Особым типом глубинных надвигов, вернее шарьяжей (см. главу 10), являются офиолитовые покровы, образующиеся при надвигании (обдукции) (см. главу 6) океанской коры на континентальную. Эти покровы нередко заключают в своем основании ультраосновные породы верхов мантии, подвергнувшиеся серпентинизации, т. е. срыв происходил вблизи, но несколько ниже поверхности Мохо. Классическим примером такого покрова является покров офиолитов Омана на краю Аравийской континентальной плиты (рис. 70).

Глубинные сдвиги являются наиболее распространенным типом глубинных разломов в складчатых областях. Они развиваются как граничные вертикальные поверхности горизонтально перемещающихся блоков земной коры или литосферы и обычно сопровождаются раздвиговыми составляющими смещений. По мнению многих отечественных и зарубежных исследователей (Дж. Муди и М. Хилл, Г. Д. Аджирей, П. С. Воронов, А. И. Суворов), сдвиги оказывают настолько сильное влияние на развитие складчатых структур, что вполне обоснованно о сдвиговой тектонике можно говорить как об особой форме тектонического развития.

Многие глубинные сдвиги проявляют активность на протяжении сотен миллионов лет и вплоть до настоящего времени. Измерения на геодинамических полигонах в нашей стране и за рубежом показывают, что современные горизонтальные смещения земной коры по сдвигам составляют до 2 см/год, а последние измерения с применением лазерных установок по сдвигу Сан-Андреас в Калифорнии дают цифру 1,2 см/год.

Надежные диагностические признаки глубинных сдвигов выражены в смещении геологических границ и особенно кон-

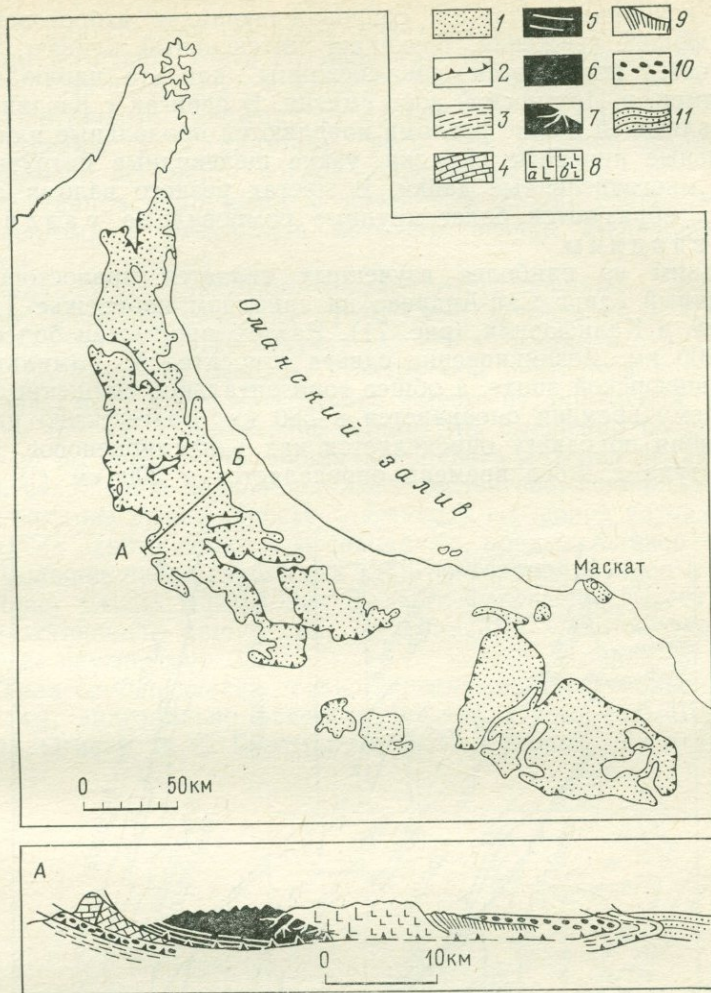


Рис. 70. Распространение Семайского тектонического покрова в Омане и его схематический профиль (А). По Б. М. Рейнгардту (1969 г.), с изменениями

1 — Семайский тектонический покров; 2 — поверхности надвигов; 3 — геосинклинальные отложения, турбидиты и кремнистые породы; 4 — экзотические блоки мелководных известняков; 5 — серпентиниты разлинзованные; 6 — серпентиниты массивные; 7 — зоны габброидных даек среди ультраосновных пород; 8 — габброиды крупнокристаллические (а) и мелкокристаллические (б); 9 — пакеты диабазовых даек; 10 — подушечные лавы; 11 — трансгрессивные маастрихтские и более молодые отложения

туров интрузивных массивов, в характерных изгибах осей складок, смещении фациальных зон и геофизических аномалий. Сдвиги, активные в новейшее время, приводят к смещению элементов рельефа, что особенно резко проявляется в нарушении речной сети (параллельные изгибы речных долин, оврагов и пр.).

В глубинных сдвигах, сопровождающихся взбросовой составляющей движений, возникает интенсивный кливаж, сланцеватость, появляются динамосланцы, как это наблюдается, например, в Иртышской зоне смятия. В сдвигах с раздвиговой составляющей в зоне разлома появляются продольные или диагональные линейные складки, узкие щелевидные интрузивные тела, многочисленные дайки. В местах резкого излома линии сдвига образуются более крупные ромбовидные раздвиговые впадины.

Одним из наиболее изученных является правосторонний глубинный сдвиг Сан-Андреас на западном побережье Тихого океана, в Калифорнии (рис. 71). Разлом прослежен более чем на 1000 км. Возникновение сдвига относится У. Гамильтоном к позднеюрской эпохе, а общее горизонтальное смещение к настоящему времени оценивается в 580 км. Более точно начало смещения по сдвигу определяется как раннемиоценовое, а его амплитуда с этого времени определяется в 200 км (Ч. Кро-

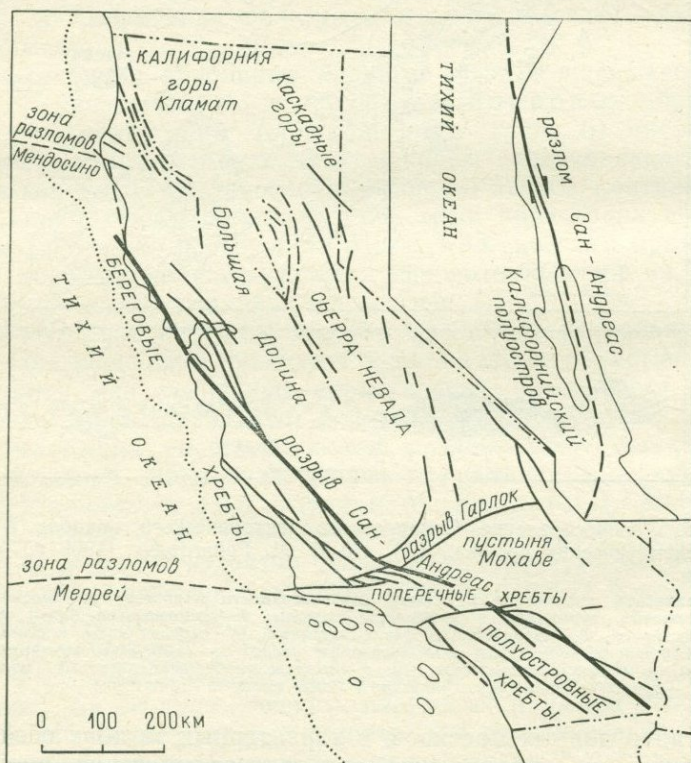


Рис. 71. Сдвиг Сан-Андреас и сопряженные с ним разрывы в Калифорнии. По Ф. Б. Кингу (1965 г.)

На врезке в правом верхнем углу схема общего положения сдвига на восточном побережье Тихого океана

уэлл). За четвертичный период амплитуда смещения достигла 16 км при средней скорости смещения 1,5 см в год. С движениями по сдвигу были связаны крупные землетрясения в районе г. Сан-Франциско и южнее (1906, 1940, 1968 гг. и др.) и горизонтальные смещения русел рек, достигающие 10—15 км. По мнению У. Гамильтона, весь п-ов Нижняя Калифорния перемещен по сдвигу в свое современное положение, а ранее он составлял одно целое с материком. Сдвиг сопровождается раздвигом, в результате которого возник Калифорнийский залив.

Хорошо документированный левосторонний глубинный сдвиг, носящий название Грейт-Глен, установлен в Северной Шотландии (рис. 72). Изучавший его У. Кеннеди отнес движения по сдвигу к мезозою (теперь они считаются в основном девонскими), а горизонтальное смещение определил равным более 100 км. Определение амплитуды смещения было произведено по нарушению границ кольцевого массива гранитоидов. При сохранении первоначального досдвигового положения границ массива разновидности слагающих его пород на различных крыльях сдвига полностью совпадают, образуя единое тело.

Большое число глубинных сдвигов хорошо изучено и на территории СССР. Среди них Талассо-Ферганский, Центрально-Казахстанский, Чингизский, Центральный Сихотэ-Алинский и многие другие (рис. 73).

Талассо-Ферганский сдвиг прослеживается более чем на 800 км, диагонально рассекая все структуры Тянь-Шаня. По В. Н. Огневу, В. С. Буртману и А. И. Суворову, он отличается

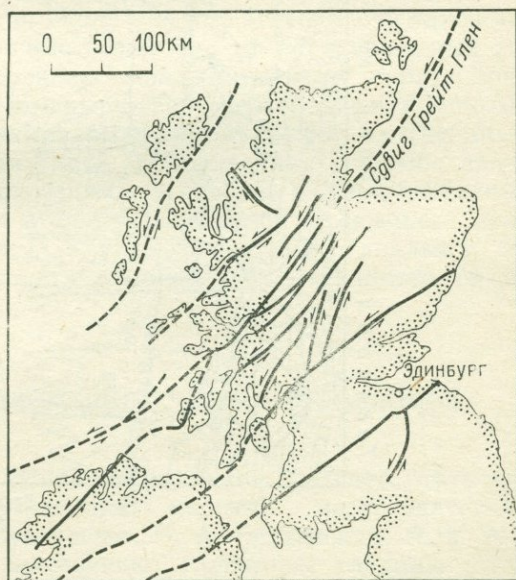


Рис. 72. Система сдвигов в Шотландии. По В. Ярошевскому (1981 г.)



Рис. 73. Разрез через Центрально-Казахстанский глубинный разлом. По А. Е. Михайлову (1977 г.)

1 — зеленые и слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты протерозоя; 2 — яшмы, кварциты, базальты, филлиты, песчаники кембрия — нижнего ордовика; 3 — вулканиты, туфы, песчаники, известняки, конгломераты среднего — верхнего девона; 4 — нижнепалеозойские ультрабазиты; 5 — каменноугольные и пермские гранитоиды; 6 — поверхности региональных несогласий; 7 — разрывы; 8 — сейсмический разлом; 9 — наложенная сланцеватость и кливаж; 10 — скважины; v_p — граничные скорости (км/с)

прямолинейностью с незначительными плавными изгибами. Разлом сопровождается мощными зонами дробления и милонитизации пород, внедрением узких, вытянутых вдоль разлома штоков позднепалеозойских гранитоидов. Крылья разлома сложены смятыми в складки толщами палеозойских пород и менее деформированными отложениями мезозоя и кайнозоя. Направление складчатости на крыльях разлома неодинаково, а сами складки вблизи разлома дугообразно изогнуты, указывая на правосдвиговые смещения, суммарная амплитуда которых составляет 180—200 км со среднего палеозоя (см. рис. 15) и 60 км с конца раннего мела.

История Талассо-Ферганского разлома отличается большой сложностью. Время его заложения относится к позднему докембрию, что устанавливается по различию в составе и мощностях верхнепротерозойских разрезов хребтов Малого и Большого Каратау, разделенных разломом. В силурийском периоде, как указывает А. И. Суворов, разлом развивался как сброс с опущенным юго-западным крылом. В девоне вдоль разлома происходили сдвиговые смещения, продолжавшиеся и в позднем палеозое одновременно с прогрессивным опусканием юго-восточного крыла. В мезо-кайнозое движения по разлому были неравномерными. Продолжались правосдвиговые смещения с относительно спокойным состоянием в юрское и раннемеловое время.

Центральный Сихотэ-Алинский глубинный разлом протяженностью более 700 км делит в меридиональном направлении Приморский край на два мегаблока. Он представляет собой, согласно Б. А. Иванову, левый сдвиг с амплитудой горизонтального смещения около 200 км, отделяющий нижнемеловые отложения Восточного Приморья от расположенных западнее сдвига более древних геосинклинальных толщ. Зона сдвига шириной 5—7 км выражена несколькими крупными параллельными разрывами и сопровождается интенсивным дроблением и милонитизацией, образованием динамосланцев и гнейсов, а также интрузиями основных и ультраосновных пород. Сдвиг заложился в юре и развивался до позднего мела включительно. Профили ГСЗ указывают на вертикальное положение поверхности сдвига и смещение поверхности М на 4—5 км.

§ 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Вопрос о положении глубинных разломов в общей структуре земной коры рассматривался многими исследователями (В. Е. Хаиным, А. И. Суворовым, Н. А. Беляевским, А. Е. Михайловым и др.). По их мнению, глубинные разломы могут быть разделены на три группы.

Разломы первого порядка определяют границы главных литосферных плит—дивергентные (раздвиги океанских рифтов), конвергентные (зоны ВЗБ) и трансформные (главные из магистральных разломов).

Разломы второго порядка разграничивают малые плиты и микроплиты; к ним можно, вероятно, приравнять и разломы, отделяющие континентальные и океанские мегаблоки литосферных плит, т. е. отделяющие пассивные окраины континентов от океанского ложа. Их местоположение соответствует границе «переходной», т. е. утоненной и переработанной континентальной и собственно океанской коры, а в рельефе они приурочены обычно к континентальному подножию (см. рис. 35). Этим периконтинентальным разломом в современной структуре складчатых геосинклинальных систем соответствуют глубокие надвиги внутренних эвгеосинклинальных зон на внешние миогеосинклинальные, типа Главного глубинного разлома Урала. По сравнению с ранее выделенными Н. С. Шатским краевыми швами платформ эти разломы представляются более важными, так как краевые швы проходят уже внутри континентальной коры, отделяя утоненную кору зон перикратонных опусканий и миогеосинклиналей от неизменной коры внутренних районов континентальных платформ. Краевые швы в современной структуре нередко перекрыты надвигами миогеосинклинальных толщ, сорванных с гранито-гнейсового фундаментами. К периконтинентальным разломам или краевым швам можно отнести разломы, ограничивающие микроконтиненты в современных океанах и срединные массивы в складчатых геосинклинальных областях, тем более, что эти структуры обычно отвечают отдельным микроплитам.

На континентах к разломам второго порядка можно отнести еще разломы основных рифтовых систем, которые, по существу, разделяют континентальные части литосферных плит на субплиты или малые плиты. Так, Восточно-Африканская рифтовая система откалывает от основной Африканской плиты малую Сомалийскую плиту, а межконтинентальная Красноморско-Аденская зона—Аравийскую малую плиту. В океанах разломами близкого значения являются магистральные трансформные разломы, а также крупные разломы типа Императорского в Тихом океане. Главнейшие магистральные трансформные разломы пересекают границы континент—океан, что позволяет называть их сквозными разломами. Таков, например, разлом Меррей на востоке Тихого океана, который проявляется на континенте Северной Америки так называемым Техасским линеаментом.

Разломы третьего порядка образуют все остальные разломы внутри континентов и океанов. Это разломы, ограничивающие менее значительные рифты и палеорифты (авлакогены) в фундаменте континентальных платформ, разломы разделяющие основные структурно-формационные зоны

геосинклинальных систем (так называемые граничные разломы), наконец региональные трансформные разломы внутри океанов. Из числа этих разломов рассмотрим зоны Вадати—Заварицкого—Беньофа, поскольку рифты и трансформные разломы уже были описаны в главе 5.

Вдоль окраин Тихого океана (но не повсеместно) граница континент—океан выражена сейсмофокальными зонами ВЗБ, наклоненными под углом $30\text{--}60^\circ$ под континент (рис. 74). Выход зоны на поверхность океанского дна почти не изучен. В районе Курильской гряды и Камчатки он расположен в верхней—средней части внутреннего склона глубоководного жолоба, в других районах—вдоль подножия континентального или островодужного склона. Ширина зоны ВЗБ, вернее ее проекции, у Курильской гряды достигает 100 км. Очаги землетрясений в фокальной зоне распространяются неравномерно. В ее верхней части до глубины 150—200 км сосредоточено около 90 % всех очагов, а в нижней располагаются лишь небольшие очаговые группы, отделенные одна от другой асейсмическими

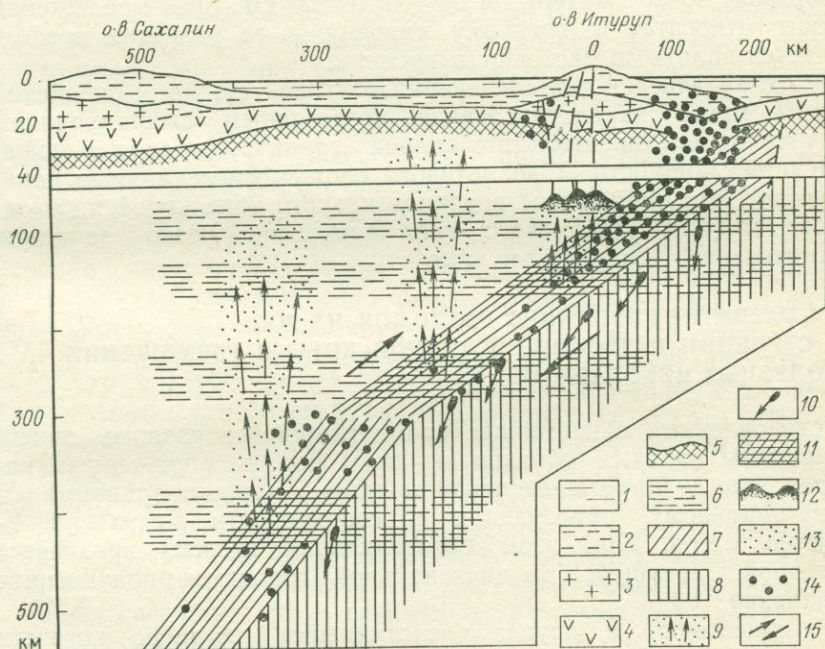


Рис. 74. Строение сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона по профилю о-ва Итуруп. По Г. С. Гнибиденко и др. (1984 г.)

1 — вода; 2 — осадочный и вулканогенный слой; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — метабазальтовый слой; 5 — раздел Мохо; 6 — астеносферные слои пониженной скорости; 7 — фокальная зона землетрясения; 8 — наклонный слой с аномально высокими скоростями сейсмических волн; 9 — поток тепла и летучих компонентов; 10 — опускание тяжелых дифференциатов; 11 — вероятные области магмообразования; 12 — предполагаемые области скопления магматических продуктов; 13 — слои повышенной скорости; 14 — гипоцентры землетрясений; 15 — ориентировка смещений

отрезками. Самые глубокие очаги находятся на уровне 650 км. Вместе с увеличением глубины очагов отмечается и резкий спад энергетического уровня сейсмичности. В пределах Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны отмечаются четыре разрыва в размещении очагов на глубинах 60—90, 120—160, 220—300, 370—430 км, связанных с существованием пластичных астеносферных слоев. В приповерхностной части зоны развита сплошная сеть продольных и поперечных разломов. Поперечные разломы (Авачинский, Парамуширский и др.) пересекают дно Тихого океана, глубоководный желоб, островную дугу и прилегающую часть дна Охотского моря, вплоть до его шельфа. Таким образом, зарождаясь в океанской плите в виде трансформных разломов, они как бы «просвечивают» через всяческое крыло зон ВЗБ.

Отмечается четкая связь современного вулканизма с глубиной зоны ВЗБ. Проявление современного вулканизма Курильской островной дуги, Японии и Камчатки охватывает площадь, ограниченную проекцией на дневную поверхность сейсмоизобат зоны в интервале от 100 до 200 км. Время заложения зоны относится к среднему миоцену, а ее развитие продолжается вплоть до настоящего времени.

Атлантический тип сочленения континентальной и океанской коры ранее характеризовался постепенным выклиниванием в сторону континентального склона «гранитного» слоя и сокращением мощности «базальтового слоя». Новые данные показывают, что смена коры континентального типа корой переходного и (или) океанского типа происходит резко, зачастую по отвесному или крутому контакту.

§ 4. РАЗВИТИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ, ИХ РОЛЬ В СТРОЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАЗМЕЩЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Установленные в настоящее время глубинные разломы ориентированы главным образом по двум парам сопряженных направлений — широтно-меридиональному (ортогональному) и диагональному, образующим в совокупности регматическую сеть. При этом ортогональная система признается главной, ведущей, а диагональной отводится подчиненное значение.

Существуют и другие представления, согласно которым в земной коре развиты глубинные разломы шести или восьми направлений. В геосинклинальных поясах на начальных этапах их развития, среди глубинных разломов преобладают глубинные сбросы, сопровождающиеся общим растяжением земной коры и контролирующей вулканическую деятельность. В то же время образуются поперечные сдвиги, аналогичные трансформным разломам океана и в эвгеосинклиналях непосредственно им соответствующие. Эти разломы, например разлом Шкодер —

Печ в Динаридах, делят складчатые системы на отдельные сегменты, отличающиеся по развитию, структуре и минерогении. В конце геосинклинальных циклов, параллельно с формированием складчатых систем, возникают глубинные взбросы, надвиги и продольные сдвиги. Последние особенно характерны для орогенных областей и нередко продолжают свою активность и при платформенном развитии. Причина возникновения продольных сдвигов — приспособление сложившейся структуры к изменившемуся полю напряжений.

В позднеорогенную стадию возникает также новое поколение глубинных сбросов, ограничивающих межгорные впадины и контролирующих проявления магматизма.

Платформенной стадии развития свойственны глубинные сбросы, обрамляющие широко развитые в фундаментах платформ авлакогены и молодые рифтогенные структуры.

Возникновение регматической сети относится, по-видимому, к раннему докембрию, не позднее конца архея, на что указывает массовое появление даек основных магматических пород, в частности, образование Великой дайки Зимбабве с возрастом 2 500 млн. лет. К этому времени кора, во всяком случае континентальная, благодаря региональному метаморфизму и гранитизации становится достаточно хрупкой, чтобы обеспечить образование и устойчивое сохранение пересекающих ее насквозь разломов. Несколько позднее этот процесс распространился, очевидно, и на литосферную часть верхней мантии. Но в нижних частях земной коры и в литосфере вследствие высоких давлений и температур глубинные разломы превращаются, вероятно, в зоны пластического течения вещества, создающего возможность перемещения разграничиваемых ими блоков литосферы и верхней мантии.

Касаясь проблемы происхождения планетарной регматической сети, следует прежде всего отметить, что аналогично ориентированные относительно осей вращения системы разломов выявлены на Луне и других планетах земной группы и даже спутниках внешних планет (например, на спутнике Юпитера Ганимеди). Объяснение генезиса регматической сети связывает ее образование с напряжениями, возникающими при периодических изменениях скорости осевого вращения планет и их спутников (Луна первоначально обладала таким вращением).

Существование сети глубинных разломов обуславливает блоковое строение земной коры и литосферы.

Изучение земной поверхности и глубоких частей литосферы показало, что мегаблоки земной коры с различным строением и режимами развития имеют четко выраженные ограничения и почти никогда не связаны постепенными переходами. Эти граничные разделы, построенные сложно и неоднотипно, и представляют собой глубинные разломы. Таким образом, роль этих структур подчеркивается прежде всего их граничным, разделяющим значением.

Внутриблоковые пространства земной коры, ограниченные глубинными разломами, подвержены многочисленным процессам, не связанным с глубинными разломами, и их развитие подчинено другим закономерностям. Так, например, общее растяжение земной коры, свойственное начальным этапам геосинклинальных циклов, вовсе не вызывается глубинными разломами, а обусловлено особым состоянием и нарушением динамического равновесия глубинного вещества, частной формой проявления которых и является образование свойственных этим этапам глубинных сбросов. Нет никакого сомнения в том, что роль глубинных разломов в развитии земной коры исключительно велика, но она не всеобъемлюща и не может скрыть другие стороны тектонического процесса.

На зависимость распространения многих видов месторождений полезных ископаемых в земной коре от глубинных разломов указывалось многократно. Она определяется прежде всего высокой проницаемостью пород в зонах разломов и появлением участков с пониженным давлением, в которые могут устремляться магма и продукты ее дифференциации. Особенно широко в зонах разломов развиты процессы метасоматоза и гидротермальной деятельности, приводящие к концентрации месторождений олова, вольфрама, меди, ртути и многих других. Очень часто при наклонных глубинных разломах месторождения образуются на некотором, иногда значительном удалении от зон разломов, в их висячих крыльях, вдоль оперяющих разрывов. Это происходит потому, что при движениях по разлому висячие крылья сразу же начинают дробиться, а возникающие при этом разрывы обычно оказываются вертикальными или более крутыми, чем зоны глубинных разломов, и сопрягаются с ними на той или иной глубине. Вполне естественно, что рудоносные растворы легче проникают вдоль этих дополнительных разрывов по путям с меньшим давлением и более близким к поверхности. Не менее важны для эндогенного оруднения места пересечения глубинных разломов с поперечными разрывами, что нередко приводит к образованию рудных узлов.

Установлено также определенное тяготение нефтяных и газовых месторождений к зонам глубинных разломов в фундаменте нефтегазоносных бассейнов. Это зависимость может быть объяснена тем, что над глубинными разломами в осадочном чехле возникают системы локальных поднятий, валы и антиклинальные зоны, а также разрывы, экранирующие горизонты-коллекторы, зоны повышенной трещиноватости, барьерные рифы, песчаные бары, соляные антиклинали и валы, происходит выклинивание или литологическое замещение коллекторов, создающие условия, максимально благоприятные для миграции и аккумуляции нефти и газа. Нельзя не учитывать также повышение температур в осадочном чехле над глубинными разломами в фундаменте платформ, что может иметь значение при генерации нефти и газов из нефтегазопроизводящих толщ.

§ 5. КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Многие геологические образования и элементы тектонического строения имеют отчетливо выраженную округлую или овальную форму. К ним относятся действующие и потухшие вулканы; значительное число интрузивных массивов, создающих вместе с окружающими их дайками и разрывами концентрический или кольцевой рисунок. Во многих районах (на Алдане, Украине) округлой формой обладают гранито-гнейсовые купола. Такое же отражение на поверхности имеют диапировые структуры, в частности соляные купола. Округлая форма свойственна многим впадинам на земной поверхности (например, Прикаспийской, Трансильванской и т. д.). Концентрическим, или дуговым, расположением обладают многие элементы рельефа: речные долины, озера, реже нагорья (например, Патомское в Сибири), побережья морей и т. п. Для обозначения всех этих форм принят обобщающий термин «кольцевые структуры», прочно укоренившийся в литературе.

Попытки выделения кольцевых структур по совокупности многих признаков, но главным образом на основании детального анализа гидросети и положительных форм рельефа, предпринимались еще в 50-х годах в Восточно-Сибирском плоскогорье и на Русской равнине. Особенно широкий размах работы по изучению кольцевых структур приняли в связи с использованием мелкомасштабных аэрофотоснимков и космофотоснимков. В немалой степени этому способствовало фотографирование с относительно близких расстояний поверхности Луны, Марса и Меркурия.

В 1975 г. В. М. Рыжовым и В. В. Соловьевым опубликована карта морфоструктур центрального типа территории СССР в масштабе 1:10000000. Все указанные на карте кольцевые структуры (несколько сотен) разделены на купольные, кольцевые и купольно-кольцевые. В возрастном отношении они образуют две группы: домезозойскую и мезо-кайнозойскую. Наиболее крупные из структур, достигающие в поперечнике до 1000 км, расположены в районе Западно-Сибирской низменности, в Казахстане и на Северо-Востоке СССР. В крупные структуры вписываются более мелкие кольца, полукольца и полуовалы, диаметр самых мелких из которых составляет не более 50 км. Одна из самых крупных кольцевых структур, расположенная на Северо-Востоке и имеющая в диаметре 900 км, состоит из сочетания 35 колец, овалов и полуколец.

На основании изучения кольцевых структур установлено, что среди них можно выделить несколько генетических типов. Наиболее распространены структуры магматогенного происхождения (вулканогенные, вулканоплутонические, плутонические), метаморфогенные (гранито-гнейсовые купола), структуры, связанные с диапиризмом соленосных и глинистых толщ, льда, грязе- и гидровулканизмом; взрывные структуры, структуры

ударного (метеоритного) происхождения; сводовые поднятия и погружения, связанные главным образом с нарушением изостатического равновесия, и структуры, имеющие гетерогенное происхождение, так или иначе отраженные в расположении элементов рельефа земной поверхности.

Среди кольцевых структур присутствуют как положительные, так и отрицательные, однако этот признак не может быть положен в основу их разделения, так как и те и другие могут возникнуть при одних и тех же процессах.

Учитывая, что многие из кольцевых структур охарактеризованы ранее или ниже, здесь мы коснемся лишь метеоритных кратеров и структур, установленных на аэро- и космофотоснимках.

Метеоритные кратеры и астроблемы. К метеоритным кратерам и астроблемам* относят крупные понижения и котловины на поверхности Земли, образование которых связано с кратковременным воздействием мощных ударных волн, возбуждаемых падением на земную поверхность сравнительно крупных космических тел. Метеоритные кратеры и астроблемы известны на всех континентах. Всего их насчитывается более 130, из них 40 — на территории Канады и 25 на территории СССР, но природа ряда из них является спорной. Размеры метеоритных кратеров весьма различны — от 25 м до 100 км. К настоящему времени установлено около 20 крупных структур этого рода с диаметром более 20 км. Из них семь находятся в СССР, в том числе и самая большая из известных — Попигайская астроблема.

Обычно метеоритный кратер представляет округлую структуру, окруженную приподнятым валом, а иногда и внешней, опрокинутой от центра синклиналью. Кратеры заполнены ударной брекчией, лежащей на расколотых и трещиноватых породах. В середине кратеров часто присутствует центральное поднятие, сложенное хаотической брекчией, состоящей из вынесенных наверх пород дна кратера. В астроблемах из-за позднейших разрушений, оползней, оплывин и эрозии некоторые из элементов строения кратеров могут быть выражены очень слабо или совсем отсутствовать. В связи с возникающими при ударе огромными давлением (до 100 ГПа) и температурой (до 2000 °С) в метеоритных кратерах обнаружены минералы высокобарических фаз кремнезема — кэосит, стиповерит и высокобарические фазы других соединений (рингвудит и жадеит), а также горные породы особого сложения и структуры. Среди последних обычно следующие.

Аутигенная брекчия, возникающая в раздробленном, но не выброшенном основании кратера. Характеризуется раз-

* Астроблема (греч.— звездная рана) — термин, применяемый для структурных форм, утративших морфологические признаки кратеров. Обычно это глубокие части эродированных метеоритных кратеров.

витием трещиноватости и другими проявлениями ударного воздействия. Обнажена очень редко и почти всегда перекрыта плащом других образований ударного происхождения.

Аллогенная брекчия состоит из упавших назад в кратер обломков, образующих различного размера нагромождения из осколков и глыб, сцементированных рыхлым обломочным материалом (коптокластом), к которому примешивается то или иное количество стекла. Распространена очень широко по всей территории кратеров и нередко за их пределами. Мощность брекчии может составлять 100 м и более.

Импактиты представляют собой ударные брекчии, одним из основных компонентов которых являются стекло или продукты его изменения, образующиеся при расплавлении претерпевших удар пород. Стекло слагает цемент ударных брекчий и составляющие их обломки. Различают две разновидности импактитов: стекловато-обломочные — зювиты и массивные — тагамиты.

Зювиты находятся в аллогенной брекчии. Они вместе с другими породами выполняют внутренние части воронок кратеров и в виде отдельных языков распространяются за их пределы. Представляют собой туфообразную массу спекшихся обломков стекла и пород либо рыхлый песок.

Тагамиты также располагаются внутри воронок, нередко образуя скальные обнажения со столбчатой отдельностью. Как указывают В. Л. Масайтис, М. В. Михайлов и Т. В. Селивановская, тагамиты следует рассматривать как псевдомагматические образования. Они слагают неправильные пластообразные и рукавообразные тела, залегающие на поверхности аутигенной брекчии в основании кратеров или над аллогенной брекчией и зювитами, а также дайки и жерловины в аутигенной брекчии и псевдопокрыты. Представлены тагамиты однообразными пятнистыми породами с пористой, иногда пемзовидной текстурой, состоящими из обломков темно-серого или цветного стекла. Последнее имеет афанитовое строение и насыщено обломками пород и минералов.

Помимо специфических пород в метеоритных кратерах встречаются образования с особым сложением, получившие название *конусов разрушения*. Они представляют собой обломки или блоки горных пород с бороздчатой поверхностью в виде острых конусов, ориентированных вверх. Конусы разрушения известны в различных породах, но лучше выражены в известняках, образуя накладывающиеся друг на друга конусы и полуконусы различных размеров — от 1 до 12 м. Экспериментальные данные показывают, что конусы разрушения являются надежным показателем мощного удара.

Под воздействием ударной волны возникают также изменения в минералах и горных породах. В них понижаются показатели преломления и двупреломления, возникает ударное двойникование и ударный кливаж. Среди ударных структур наибо-

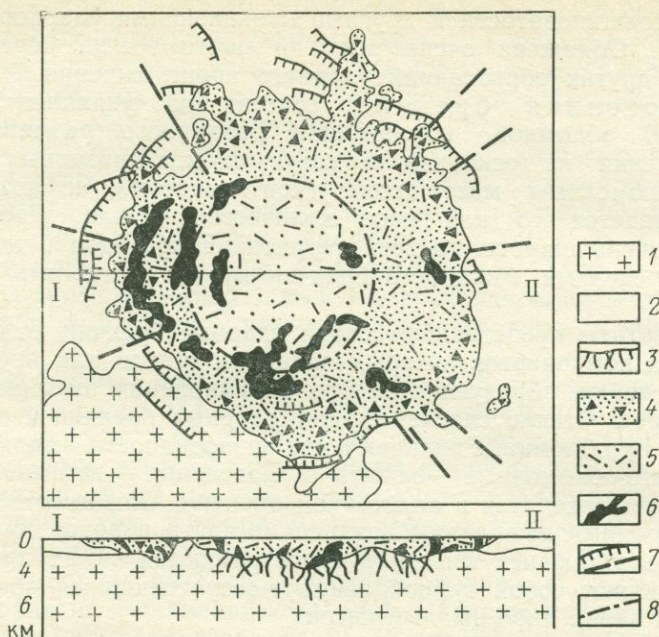


Рис. 75. Схема геологического строения Попигайского ударного кратера. По В. Л. Масайтису (1975 г.)

1 — кристаллические породы архея и протерозоя; 2 — нижнепротерозойские, палеозойские и мезозойские осадочные породы; 3 — катаклазированные и брекчированные породы (аутигенная брекчия); 4 — аллогенная брекчия; 5 — зювиты; 6 — импактиты; 7 — надвиги и другие разломы; 8 — ось кольцевого поднятия

лее полно исследованы Попигайский кратер, расположенный на севере Восточной Сибири, Аризонский кратер в Северной Америке и Рисский кратер на юге ФРГ.

Попигайский кратер (рис. 75) находится на северной окраине Анабарского щита, кристаллические породы которого перекрыты чехлом протерозойских и кембрийских кварцитов, доломитов и известняков, а также пермских песчаников и алевролитов, включающих силлы долеритов.

По данным В. Л. Масайтиса, кратер представляет собой округлое понижение в рельефе глубиной до 200—400 м значительного диаметра, частью заполненное четвертичными песками и галечниками. Во внутренней воронке кратера находится кольцевое поднятие гнейсовой аутигенной брекчии диаметром 45 км, обладающее признаками ударного воздействия (конуса разрушения, стекла). Воронка заполнена зювитами, в которых заключены пластообразные и секущие тела тагамитов мощностью до нескольких десятков метров. Мощность импактитов в центральной части кратера достигает 2—2,5 км. Внешняя воронка образует кольцо 20—25 км шириной. Осадочные породы в ее бортах интенсивно деформированы, нарушены центробежными

надвигами и радиальными разрывами с амплитудами смещения от метров до первых километров. Аллогенная брекчия, залегающая под импактитами, имеет мощность не менее 150 м и состоит из обломков и глыб разного размера и рыхлого коопластического материала. Импактиты близки по химическому составу к гнейсам и состоят из стекла, обломков оплавленных гнейсов и их минералов. Из обломков такого же стекла, сцементированного тонко раздробленным стеклом с обломками пород и минералов, состоят зювиты и тагамиты.

Согласно расчетам в эпицентре взрыва ударное давление достигало 10^5 Па, а температура до 2000° . Возникший в таких условиях при плавлении гнейсов импактный расплав растекался радиально с большой скоростью, образуя кольцевые гребни, а далее от центра — струи и потоки, перекрывающие большую часть дна кратера. Образование центрального поднятия началось в момент взрыва и продолжалось в результате упругой отдачи уже после заполнения кратера. Образование Попигаевского кратера произошло около 30 млн. лет назад.

Меньшие по размерам, но близкие по строению метеоритные кратеры расположены на Балтийском щите (Янисъярви), на Русской плите (Пучеж-Катунский, Калужский), Пай-Хое (Карская астроблема), на Украинском щите (Ильницкий, Гусевский, Каменский) и в других районах. Самый древний из них — Янисъярвинская астроблема имеет возраст около 700 млн. лет.

Аризонский кратер представляет собой чашеобразную впадину глубиной 180 м, диаметром 1,2 км, окруженную валом, на 30—60 м возвышающимся над окружающей равниной. Ударная брекчия на дне кратера состоит из перемешанных угловатых обломков песчаников пермского и триасового возраста величиной от долей мм до 30 м. Все эти образования несогласно перекрыты плейстоценовыми и современными аллювиальными отложениями. Наклоненные и перевернутые слои песчаников нарушены множеством небольших, почти вертикальных разрывов с шарнирными смещениями. Мощность ударных брекчий в кратере достигает 100 м, а воздействие ударной волны на породы сказывается до глубины 170 м. Возраст кратера плиоценовый.

Помимо наземных наблюдений с большим эффектом метеоритные кратеры и астроблемы изучаются с помощью аэрофотоснимков и космических снимков. В гравитационных полях под кратерами возникают отрицательные аномалии, вызывающие уменьшение скоростей сейсмических волн и пониженную магнитность.

В настоящее время обсуждается вопрос о возможном метеоритном происхождении крупной кольцевой структуры Садбери (Канада), заключающей основные породы и медно-никелевые месторождения. Следует, однако, оговориться, что далеко не все исследователи признают ударное метеоритное происхождение многих описанных в качестве астроблем структур. Неко-

торые ученые, в частности П. Н. Кропоткин, приписывают этим структурам эндогенное, взрывное происхождение.

Кольцевые структуры, отраженные на аэро- и космоснимках. При дешифрировании аэрофотоснимков и особенно космоснимков на основании изучения рисунка элементов рельефа, фототона и других деталей изображения довольно уверенно выделяются многочисленные округлые, овальные или полуовальные структуры. Как указывает С. В. Порошин, наиболее часто встречаются кольцевые структуры с диаметром равным 6—7, 12—15, 23—25, 30—32, 90, 120 и 480—500 км*. Кольцевые структуры диаметром до 90 км в большинстве своем имеют, по-видимому, вулcano-плутоническое происхождение. В отношении природы более крупных образований мнения различны.

Кольцевое строение вулcano-плутонических структур обусловлено прежде всего округлыми очертаниями самих вулканических построек и расположением многих элементов рельефа вокруг центров извержений. В древних денудированных вулканах кольцевым строением обладают отпрепарированные экстрозивные купола, неки, дугообразные и кольцевые дайки, радиальные и концентрические разломы, гребни вложенных куэст, ориентированные вдоль границ обрушения. Как считают А. И. Яковлев и Н. В. Скублова, появление округлых изображений может быть также связано с тепловыми аномалиями, в центре которых располагаются кратеры молодых потухших или проявляющих себя вулканов. Кольцевые формы создают и близко расположенные к поверхности, но не вскрытые денудацией гранитные плутоны, а также очень древние раннепалеозойские и позднепротерозойские, сильно разрушенные вулканические постройки. Следует отметить сходство вулcano-плутонических кольцевых структур с подобными образованиями других планет и в первую очередь Луны.

Происхождение кольцевых структур с диаметром более 90 км пока еще недостаточно ясно. Почти все исследователи склоняются к мысли об их большой древности и зарождении на значительной глубине. Многие из кольцевых структур, установленные на древних щитах, связаны со складчатыми овалами и гранито-гнейсовыми куполами в понимании Л. И. Салопа. При образовании складчатых овалов происходило воздымание относительно легких сиалических ядер, в то время как в межовальных пространствах сохранились зеленокаменные пояса. На более поздних стадиях развития земной коры, начиная с позднего докембрия, поднимавшиеся вверх легкие массы ремобилизованного под влиянием высокого теплового потока фундамента внедрялись в осадочные толщи протоплатформенного и платформенного чехла и формировались гранито-гнейсовые купола.

* Примерно такие же соотношения размеров диаметров у лунных кратеров.

В относительно неизменном виде эти структуры сохранились в областях, не затронутых позднейшей складчатостью: на Алданском, Балтийском, Украинском и других щитах и массивах.

О. Б. Гинтовым в северо-западной части Украинского щита, по геологическим и геофизическим данным, и С. В. Богдановой в Волго-Уральской области (Татарский свод), по данным бурения и геофизическим исследованиям, установлено местонахождение округлых кольцевых структур, выраженных концентрическим расположением различных образований архейского и раннепротерозойского возраста, причем более молодые образования занимают центральную часть, а более древние периферическую часть этих структур. По данным С. В. Богдановой, описанный ею купол имеет раннепротерозойский возраст. Между тем В. М. Моралев и М. З. Глуховский считают купольные структуры, выявленные ими на Алданском щите по космоснимкам, очень древними и усматривают в них реликты «лунной стадии» развития земной коры (рис. 76). В. В. Доливо-Добровольским и С. М. Стрельниковым высказано предположение о частичном или относительно полном подчинении куполам древних кольцевых структур более поздних геосинклинальных прогибов и нижних горизонтов платформенных чехлов. Последние только прикрывают, но не скрывают структуры фундамента, проявляющиеся на поверхности Земли теми или иными признаками.

Не менее отчетливо на аэрофотоснимках и космоснимках видны кольцевые и овальные структуры в областях погружения консолидированной земной коры. К ним относятся Трансильванская, Паннонская, Прикаспийская, Южно-Балхашская и другие впадины. Много данных также приведено на космогенетической карте Арало-Каспийского региона масштаба 1:2 500 000, составленной большим коллективом под руководством В. Н. Брюханова и И. А. Еременко. Размеры кольцевых и овальных структур на изученной территории различны — от 25 до 300 км в поперечнике. По мнению авторов карты, четкость и рельефность их изображения зависят не столько от фотографического «проникновения» на глубину, сколько от новейшей тектонической активности этих структур или их частей. В большинстве случаев на photographиях земной поверхности улавливаются едва заметные унаследованные черты развития глубинных структур в течение новейшего времени. Просвечивание глубинного строения отмечалось лишь на тех участках, где чехол новейших отложений оказывается маломощным. Большинство небольших по размерам округлых, овальных и удлинненных структур в Арало-Каспийском районе принадлежит соляным куполам. Более крупные структуры, по мнению авторов, связаны со сводовыми поднятиями в подсолевых горизонтах над выступами фундамента впадины.

Высказаны и более общие соображения о природе крупных и гигантских кольцевых структур. Так, А. И. Яковлев и Н. В. Скублова видят в них отражение глубинных «энергетических

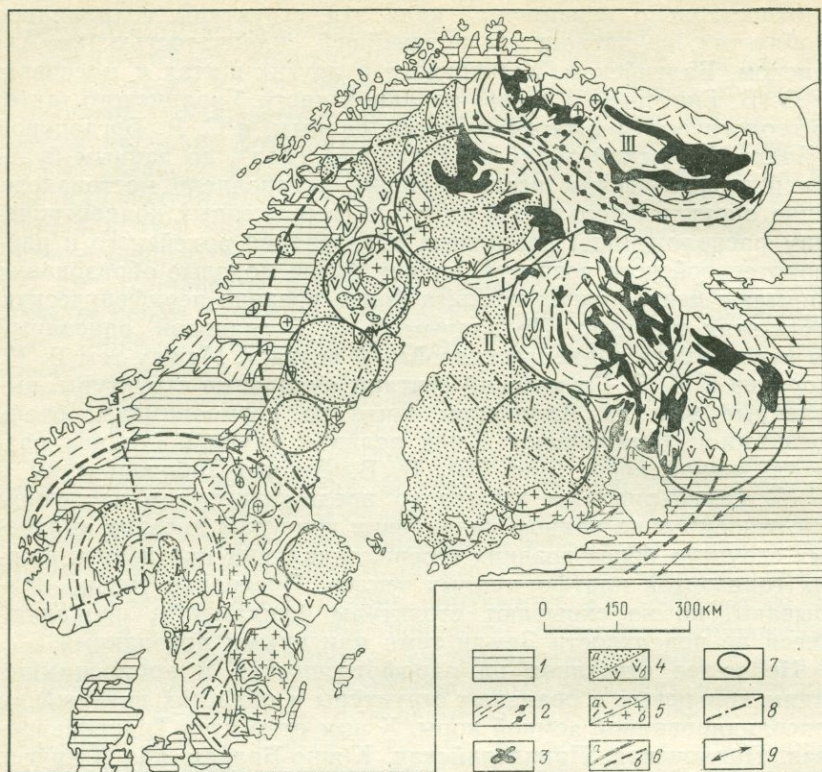


Рис. 76. Схема тектоники Балтийского щита. По М. З. Глуховскому и Е. В. Павловскому (1984 г.), с изменениями

1 — платформенный чехол и складчатый комплекс каледонид; 2 — катархейский и архейские комплексы; 3 — верхнеархейские и нижнепротерозойские зеленокаменные пояса; 4 — позднеархейские и раннепротерозойские протоплатформенные прогибы (а — осадочные, б — вулканогенные); 5 — нижнепротерозойский орогенно-магматический комплекс (а — осадочно-вулканогенный, б — гранитоидный); 6 — основные дуговые (б) и кольцевые (а) тектонические структуры; 7 — то же, второстепенные; 8 — радиальные и прочие разломы; 9 — простирации погребенных докембрийских структур по магнитным телам. Кольцевые структуры: I — Свеко-Норвежская, II — Свекофенно-Карельская, III — Кольско-Лапландская

центров», расположенных в астеносфере, а сами структуры, по их мнению, представляют собой места прорыва в земную кору расплавленных мантийных масс («горячие точки»). Еще дальше в решении этого вопроса идет С. В. Порошин, полагая, что региональные кольцевые структуры являются одной из форм, отражающей всплывание и прорыв вещества глубинных оболочек Земли в вышележащие толщи. При этом большое значение имеют конвекционные токи в мантии и возможные перемещения подкорового материала. Появление овальных структур, по мнению С. В. Порошина, связано с последующим раздавливанием первичных кольцевых структур, максимальным в земной коре и затухающим с глубиной.

КОРОВЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Складчатые и разрывные структуры развиты повсеместно в земной коре, отражая процессы деформаций, происходящие как при изменениях свойств самих горных пород, так и под влиянием внешних воздействий. Складчатостью охвачена практически вся толща земной коры и лишь в верхней части платформенного чехла она на значительных пространствах может отсутствовать.

Основные процессы складкообразования связаны с напряжениями, вызываемыми эндогенными причинами — эндогенная складчатость. Изгибы в слоистых толщах, имеющих многие общие признаки с эндогенной складчатостью, образуются в самой верхней части коры и под воздействием экзогенных процессов — экзогенная складчатость.

Разрывные структуры в горных породах распространены значительно шире складчатых. Трещинами (разрывами без смещения, диаклазами) поражены почти все горные породы, за исключением слабо уплотненных и сыпучих. Разрывы со смещениями (параклазы) развиты более избирательно и сконцентрированы главным образом там, где присутствует интенсивная складчатость.

Общие сведения о морфологических типах складок и разрывах излагаются в руководствах по структурной геологии, в связи с чем ниже основное внимание уделено кинематическим, динамическим и геологическим условиям их образования.

§ 1. КИНЕМАТИЧЕСКИЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОВ

Горные породы в земной коре находятся под нагрузкой вышележащих образований, создающей в них соответствующий уровень напряжений. Пластические деформации, приводящие к складчатости в горных породах, возможны только при избыточном давлении по одному из направлений (стресс). Форма и размеры возникающих складок зависят от многих условий. Основное значение имеют физические (реологические) свойства пород, кинематическая и динамическая обстановка, характер возникающих в породах напряжений и влияние внешней среды. В процессе деформации происходит непрерывное перемещение материала, нередко его перекристаллизация, а также привнос нового вещества, что приводит к изменению реакции пород даже на одинаковый по величине и направлению стресс.

При прочих равных условиях интенсивность складчатости зависит от физических свойств пород, главным образом от их

вязкости. Чем ниже вязкость, тем сложнее и мельче складки и, наоборот, в породах с высокой вязкостью развивается крупная складчатость, но простая по строению. В мощных покровах лав и в полнокристаллических породах складки встречаются относительно редко. Наиболее благоприятна для образования складок обстановка сжатия, так как сжатие уменьшает объем тела и увеличивает его пластичность.

Влияние всестороннего давления на развитие складчатости двоякое: с одной стороны оно повышает сопротивление тела пластической деформации, а с другой — тот же фактор сильно повышает пределы упругости и прочности. В связи с этим породы, являющиеся хрупкими при нормальных условиях, например известняки, мраморы, могут стать пластичными на глубине при высоком всестороннем давлении.

Большое значение имеет температура окружающей среды. Повышение температуры ведет к повышению пластичности, и даже такие хрупкие при обычной температуре тела, как дайки или даже плутоны интрузивных пород или кварцевые жилы, при температуре в сотни градусов становятся способными изгибаться в мелкие складки.

Скорость деформации также является одним из основных факторов, влияющих на пластические свойства горных пород. Повышение скорости деформации приводит к увеличению сопротивления пород и понижению их пластичности. Наоборот, относительно более медленная деформация повышает пластичность тела. Поэтому породы, ведущие себя при быстром воздействии как хрупкие тела, например каменная соль, при медленном действии даже малых напряжений медленно, но значительно деформируются.

Соприкосновение пород с растворами того же состава повышает их способность пластично деформироваться, но присутствие в порах жидкостей другого состава, например воды, создает внутрипоровое давление, снимающее внешнюю нагрузку, что понижает пластичные свойства пород и увеличивает их хрупкость.

Кроме перечисленных выше свойств горных пород, большое влияние на образование складок оказывает ползучесть материалов, выражающаяся в способности всех без исключения горных пород пластично деформироваться при напряжениях ниже предела упругости, но при обязательном длительном действии напряжений. Благодаря ползучести деформация в теле при сохранении одинакового значения нагрузки непрерывно возрастает, причем нарастающая часть деформации будет остаточной. Ползучесть развивается при любых напряжениях и именно с ней связано образование многих складок в горных породах.

Среди всего многообразия складок, с позиций механики, выделяются только три типа: складки продольного изгиба, складки поперечного изгиба и складки

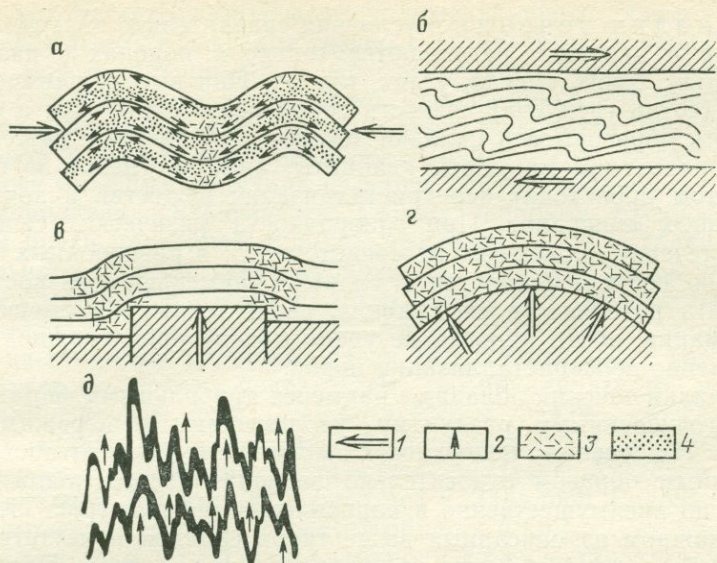


Рис. 77. Кинематические типы складок: а, б — продольного изгиба, в, г — поперечного изгиба, д — течения. По А. Е. Михайлову (1973 г.)

1 — направления действующих сил; 2 — направления перемещения пород; 3 — участки растяжения; 4 — участки сжатия

течения. Впрочем, между двумя последними типами иногда выделяют промежуточный тип — складки скальвания.

Складки продольного изгиба вызываются силами, действующими вдоль слоистости (рис. 77). При изгибе в слое происходит перераспределение вещества таким образом, что оно перемещается к изгибам с большим радиусом кривизны от изгибов с относительно меньшим радиусом кривизны. Во всем объеме толщи, подвергшейся продольному изгибу, общее перемещение пород происходит в направлении, перпендикулярном к действию сжимающих усилий в участки с относительно меньшим давлением, что приводит к интенсивному росту складок вдоль осевых поверхностей. Благодаря этому при образовании складок продольного изгиба происходит общее сокращение площади, занимавшейся слоистой толщиной до складкообразования. Складки продольного изгиба, возникающие при сдвиге, под воздействием противоположно направленных сил имеют все характерные черты этого рода структур, но их осевые поверхности обладают заметным наклоном в сторону действия активных сил (рис. 77, б).

Складки поперечного изгиба испытывают не сжатие, а неодинаковое по интенсивности растяжение (рис. 77, в). Ось максимального сжатия пород расположена перпендикулярно к слоистости, а ось удлинения направлена вдоль слоев.

Складки течения в условиях сравнительно низких температур и давлений развиваются только в породах с низкой вязкостью: солях, гипсах, углях, глинах. При высоких температурах (сотни градусов) вязкость пород резко снижается и способность образовывать складки течения приобретают даже такие породы, как мраморы, кварциты, аплиты, гнейсы и т. п. При этом происходит перекристаллизация вещества и появление новых минералов. При однородности физических свойств пород течение происходит рассредоточенно; в разнородных толщах оно сосредотачивается в слоях с наименьшей вязкостью. Заметить поверхности скольжения, свойственные пластической деформации, почти никогда не удается из-за происходящей одновременно перекристаллизации пород.

Складки течения обладают наименее правильными формами, с многочисленными раздувами, утолщениями и пережимами слоев. Их осевые поверхности могут быть ориентированы различным образом относительно первоначального положения слоев, но преимущественно в направлении течения (рис. 77, *д*).

В каждом из описанных выше типов складок присутствуют деформации, свойственные и другим видам складок. Нередко образование двух или даже трех типов складок может происходить одновременно. Например, в пластичном ядре диапировой складки могут возникнуть складки продольного изгиба и складки течения, а вмещающие породы в это время будут испытывать поперечный изгиб, выгибаясь вверх. Тем не менее каждому из видов складок присущ определенный характер перемещения вещества, что вместе с отмеченными выше морфологическими особенностями позволяет легко различать отдельные разновидности складок в природных условиях.

§ 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

Условия образования складчатости в земной коре весьма различны. Наиболее широко распространены складки, связанные с эндогенными движениями земной коры. Значительно реже и главным образом в самой верхней части земной коры, возникают складки, обусловленные экзогенными процессами.

2.1. Эндогенная складчатость

Уже давно, со времени работ Э. Аргана, установлено, что образование складок, развитых в осадочных толщах верхней, приповерхностной части земной коры, не сопровождается существенными изменениями первоначального состава пород. Эти складки получили название покровных складок, или складок чехла.

Другую группу составляют складки, развитые в метаморфических толщах, в той или иной степени, а иногда и полностью перекристаллизованных и состоящих из кристаллических сланцев, амфиболитов, гнейсов и других подобных пород.

Так как пространственное расположение вновь образованных минералов почти всегда согласно с элементами строения складок, можно предполагать, что перекристаллизация пород и складкообразование происходили одновременно в условиях высоких давлений и температур, соответствующих в земной коре глубине в несколько километров. Складчатость, возникающая в таких условиях, получила название *глубинной*:

Покровная складчатость. Самым широким распространением среди покровной складчатости пользуются складки регионального сжатия (компрессионные), возникающие в результате продольного изгиба слоистых толщ под воздействием горизонтально ориентированного стресса. Этот тип складок развит на огромных площадях среди геосинклинальных формаций и считается ярким показателем геосинклинального режима развития земной коры. Следует заметить, однако, что складчатость данного типа местами распространяется и на прилегающие к геосинклиналям части платформ (горы Атласа в Северо-Западной Африке, Юрские горы в Западной Европе, гряда Чернышева в Тимано-Печорской области и др.).

Складки регионального сжатия характеризуются четко выраженной линейностью, выдержанной ориентировкой осей и наклоном осевых поверхностей складок — так называемой *вергентностью*. Примером могут служить складчатые комплексы Урала, Тянь-Шаня, Кавказа, Верхоянья и других геосинклинальных областей (рис. 78). В общем, это главный тип складчатости, называемый еще геосинклинальным, или альпинотипным. Равное по площади и по форме распространение антиклиналей и синклиналей, согласная ориентировка осей складок и выдержанная вергентность указывают на региональное воздействие сжимающих сил в направлении, перпендикулярном к осям складок, и неизбежное при этом сокращение площади, занимавшейся осадочными породами до складкообразования.

В отношении образования складчатости регионального сжатия за последние 150 лет был выдвинут целый ряд механизмов. Их можно свести в две основные группы.

Представители концепции первой группы генезис региональной складчатости связывают ее образование с вертикальными движениями, развивающимися внутри самой геосинклинали. Самые ранние высказывания такого рода относятся еще к 20-м годам XIX в. (Б. Штудер). Складчатость по этим представлениям образуется в результате внедрения магматических масс с соответствующими раздвигом и смятием слоев в складки. В наше время близкие представления, но на современной основе развиваются В. В. Белоусовым. Основная идея его концепции, получившая название «глубинного диапризма», заключается в том, что в процессе регионального метаморфизма и гранитизации геосинклинальные отложения в осевых частях прогибов увеличиваются в объеме, умень-

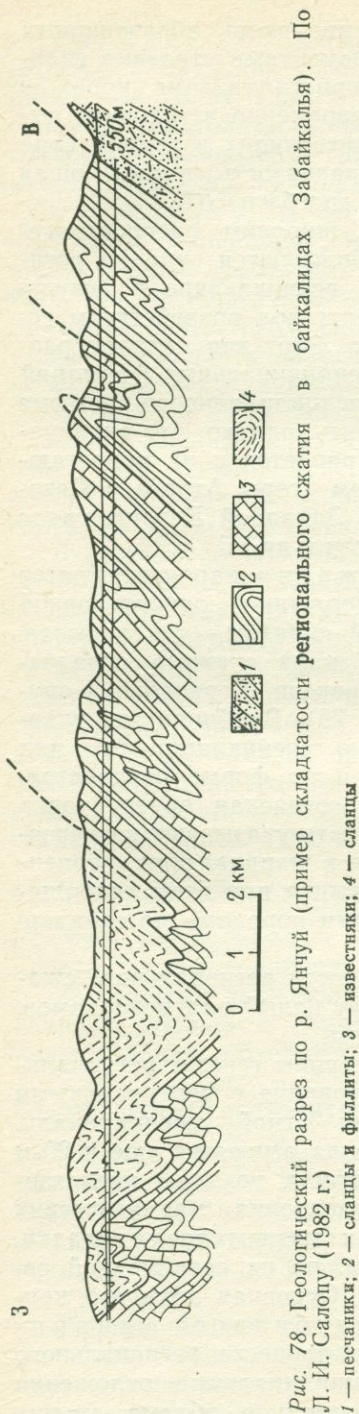


Рис. 78. Геологический разрез по р. Янчуй (пример складчатости регионального сжатия в байкальских Забайкалья). По Л. И. Салопу (1982 г.)
 1 — песчаники; 2 — сланцы и филлиты; 3 — известняки; 4 — сланцы

шают свою плотность и в связи с ограниченным на глубине пространством сжимаются в складки и поднимаются вверх в направлении наименьшего сопротивления, раздвигая и сминая породы периферических частей геосинклинали (рис. 79).

Эта концепция наталкивается на следующие основные возражения. Во-первых, микроструктурный анализ указывает на горизонтальную, а не вертикальную ориентировку усилий при образовании линейной складчатости. Во-вторых, не все складчатые сооружения имеют метаморфические ядра, в которых метаморфизм достигает амфиболитовой фации, обеспечивающей разуплотнение пород. И, в-третьих, размеры этих ядер не соответствуют размеру сокращения поперечника складчатой зоны на периферии ядра, оказываясь заметно меньшими. В связи со вторым возражением было выдвинуто дополнительное предположение о том, что процесс разуплотнения может иметь место уже при катагенезе глинистых толщ в связи с превращением монтмориллонита в гидрослюда. Оказалось, однако, что на Большом Кавказе, на материале которого это было установлено, глинистые породы нижней — средней юры, образующие ядро складчатого сооружения, имели не монтмориллонитовый, а иллитовый состав.

Таким образом, концепция глубинного диапиризма не дает удовлетворительного объяснения происхождению геосинклинальной складчатости.

Представители концепции второй группы происхождения региональной складчатости сжатия в своем наиболее раннем толковании связывают ее образование

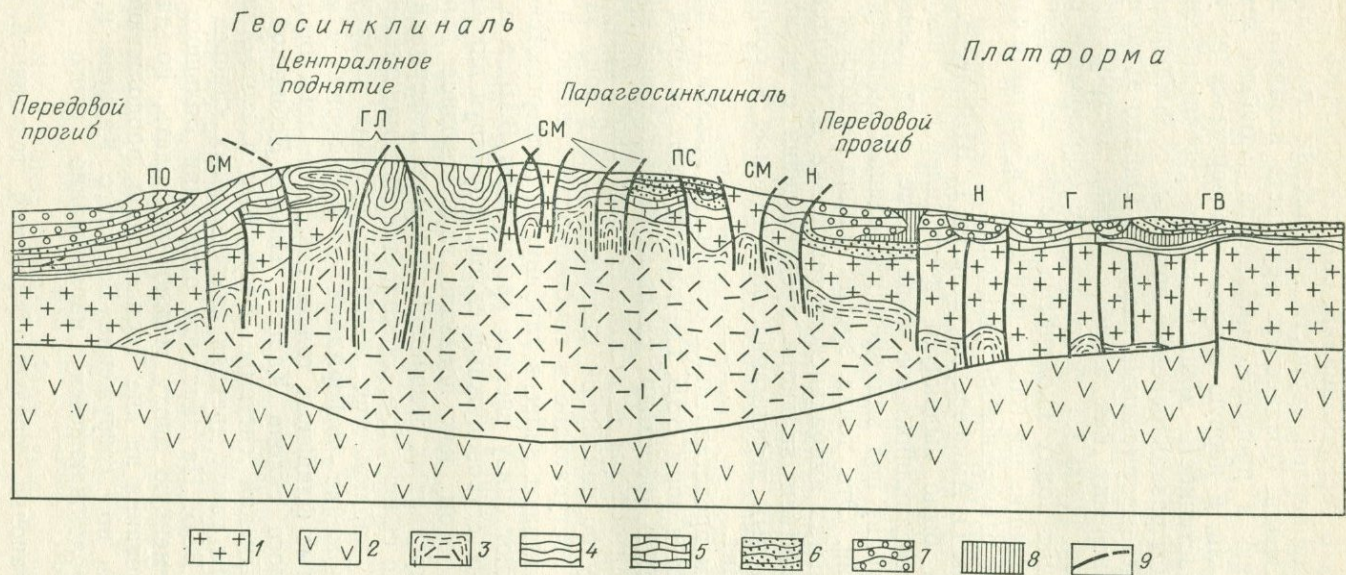


Рис. 79. Общая схема типов складчатости. По В. В. Белоусову (1971 г.)

1 — древний складчатый фундамент; 2 — «базальтовый» слой земной коры; 3 — молодые граниты и мигматиты; 4 — нижнетерригенная формация; 5 — известняковая формация; 6 — верхнетерригенная формация; 7 — молассовая и лагуна́ная формации; 8 — соль; 9 — тектонический разрыв. ПО — тектонический покров оплывания; ПС — тектонический покров скольжения, СМ — складчатость общего смятия, Н — складчатость нагнетания, Г — глыбовая складчатость, ГВ — вал глыбового происхождения, ГЛ — глубинная складчатость, гранито-гнейсовые купола, тектонические покровы пенинского типа

с общим сжатием, контракцией нашей Земли. Первоначально, до появления учения о геосинклиналях, они сталкивались с трудностью объяснения неравномерности проявления складчатости на поверхности Земли. Позднее эта трудность казалась преодоленной — сжатию в процессе сокращения площади земной коры должны были, в первую очередь, подвергаться не утратившие свою пластичность мощные толщи геосинклинальных отложений, как бы раздавливаемые при этом сближающимися более жесткими платформенными глыбами. Однако этому представлению противоречит, как впервые указал австрийский геолог О. Амферер (1906 г.), более раннее образование складок во внутренних зонах складчатых систем, по сравнению с внешними, находящимися ближе или даже в контакте с платформенной рамой, откуда исходит давление.

В связи с этим О. Амферером, а затем Г. Штилле, Э. Красом и другими было выдвинуто представление о поддвиге платформ под геосинклинальное выполнение, о «всасывании» последнего в глубину под влиянием нисходящих конвективных течений в мантии. Эта точка зрения нашла некоторое подтверждение в опытах американского геофизика Д. Григгса. Ее дальнейшим развитием являются представления о механизме складчато-надвиговых деформаций, принимаемые в современной тектонике плит.

Согласно этим представлениям основными зонами таких деформаций являются зоны ВЗБ, где господствуют условия сжатия и одновременно происходит сдвиг континентальной коры и островодужной литосферы относительно океанской, погружающейся в глубину по наклонной плоскости. В эту зону затягиваются осадки, поступающие в глубоководный желоб, и если они не проскальзывают далее в глубину, то подвергаются смятию и наращивают снизу висячее крыло зоны ВЗБ, т. е. континентальный или островодужный склон, формируя аккреционный клин. При этом, как показало глубоководное бурение, возраст деформированных отложений и самих деформаций понижается вниз по склону, т. е. соблюдается та самая закономерность, которая наблюдается в более древних складчатых системах — омоложение деформаций к периферии. Изоклинально-чешуйчатые флишевые толщи южного склона Большого Кавказа, северного склона Карпат, Иньяли-Дебинской зоны Верхоянско-Колымской системы, Восточного Сихотэ-Алиня — хорошие примеры таких древних аккреционных клиньев в висячих крыльях ВЗБ. На западном окончании Большого Кавказа и в современную эпоху можно наблюдать, по данным сейсмопрофилирования на дне Черного моря, продолжающийся подвиг осадков под сооружение Большого Кавказа и, следовательно, продолжающееся наращивание этого сооружения.

Другая обстановка, предусматриваемая тектоникой плит, для развития складчато-надвиговых деформаций, это обста-

новка поддвига кристаллического фундамента платформ под осадочное выполнение миогеосинклиналей и передовых прогибов, со срывом и смятием осадков в складки и надвиги, испытавшие относительное движение в сторону платформы. Такой подвиг допускался Г. Штилле, а затем швейцарским геологом А. Амштутцем, который для него ввел понятие субдукции. По У. Балли, это субдукция типа А (Амштутца) на континентальной периферии складчатых сооружений в отличие от субдукции типа Б (Беньофа) на их океанской периферии. В процессе коллизии континентальных плит с окончанием поглощения океанской коры эвгеосинклиналей субдукция типа Б переходит в субдукцию типа А. Субдукция типа А имеет место, очевидно, и в интракратонных моногеосинклиналях, выражаясь в поддвиге океанской или переходной коры последних под нормальную континентальную кору их ограничения. То же могло иметь место в зеленокаменных поясах архея.

Складчатость регионального сжатия на платформах. Происхождение платформенной складчатости долго оставалось неясным. Многие считали, что платформенные складки обязаны своим возникновением блоковым подвижкам фундамента, т. е. его вертикальным движениям. Это породило представление о подавляющей массе локальных поднятий как об отраженных глыбовых складках. Но при этом вопрос о причинах поднятия самих блоков фундамента оставался, по существу, без ответа — высказывались лишь самые туманные соображения о разуплотнении пород фундамента под влиянием каких-то процессов их преобразования. Но этим предположениям противоречит характер гравитационных аномалий под такими блоками — положительных, а не отрицательных.

К тому же основная часть платформенных складок относится к типу бескорневых — они не выражены на поверхности фундамента и даже в низах чехла.

Указывая на эти и другие особенности платформенных складок — их группировку в платформенные валы, параллельные периферическим складчатым системам, асимметрию с более крутыми крыльями, внешними по отношению к последним, М. А. Камалетдинов, Ю. В. и Т. Т. Казанцевы пришли к заключению, что платформенная складчатость, подобно геосинклинальной, образуется вследствие регионального сжатия, направленного от геосинклинальных складчатых систем. При этом сжатие передается вдоль компетентных, преимущественно карбонатных пачек, которые отслаиваются от нижележащих пачек и от фундамента вдоль некомпетентных пластичных глинистых пачек, испытывающих нагнетание в своды растущих антиклинальных изгибов. В разрезе Русской плиты (Волго-Уральская область) выделяется несколько таких пачек, с которыми может быть связано образование ее локальных поднятий (рис. 80).

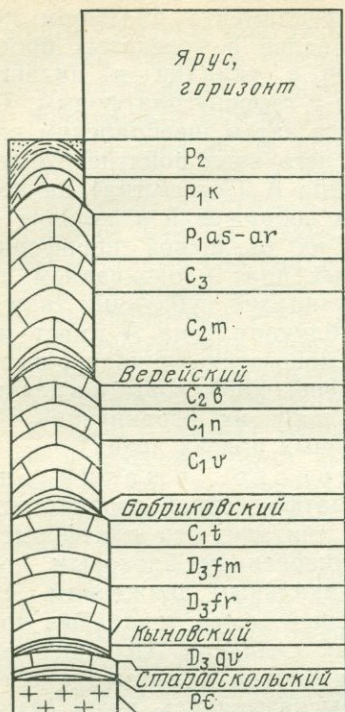
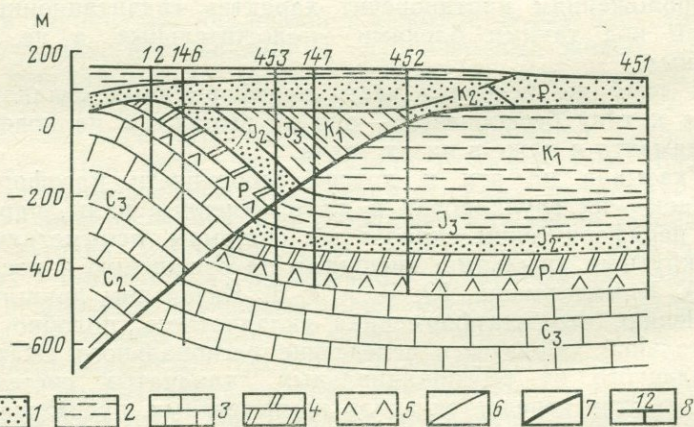


Рис. 80. Литолого-структурная колонка палеозоя Волго-Уральской области. По М. А. Камалетдинову, Ю. В. и Т. Т. Казанцевым (1917 г.)

1 — карбонатные породы; 2 — глинистые породы; 3 — гипсы и ангидриты; 4 — песчаники; 5 — породы кристаллического основания; 6 — стратиграфические границы; 7 — поверхности скольжения и срывов; 8 — скважины

Рис. 81. Разрез Жигулевского надвига по данным бурения. По В. А. Лобову и др. (1977 г.)



Одним из убедительных доказательств большой роли тангенциальных напряжений сжатия в деформациях платформенного чехла является развитие в нем надвиговых структур. Классический пример — Жигулевский надвиг, описанный впервые А. П. Павловым и подтвержденный бурением (рис. 81);

предполагается существование такого же надвига по северной периферии Оренбургского вала, давно известны надвиги вдоль северной окраины Донецкого кряжа. Все они параллельны альпийскому складчатому поясу, хотя отстоят от него на сотни километров. Но на такое же расстояние распространяются исходившие от альпийского пояса деформации чехла в Западной Европе, включая вал Вилд-Пэи-де-Брэй в районе Ла-Манша и надвиг по северной периферии Гарца и Куяво-Поморский складчатый вал в Польше. Еще более яркий пример — яньшанская складчатость чехла Южно-Китайской и Северо-Китайской платформ, параллельная Тихоокеанскому подвижному поясу и явно с ним связанная. Время проявления этих деформаций совпадает с аналогичными событиями в альпийском поясе. Однако следует отметить, что локализация и ориентировка складчатости в платформенных чехлах в определенной мере зависит от структуры поверхности фундамента — платформенных валов и ограничении авлакогенов; если они узкие, то она тяготеет к их осевым зонам. Но авлакогены не обязательно простираются параллельно периферическим складчатым системам; в этом случае, очевидно, происходит разложение сил.

Не все платформенные складки являются бескорневыми, под некоторыми из них действительно выявлены поднятые блоки фундамента, что особенно характерно для молодых платформ. Очевидно в этом случае напряжения передавались через фундамент, причем не всегда от периферии платформ — пример Западно-Сибирская плита, окруженная пережившими орогенез геосинклиналями. В подобной ситуации деформации могли происходить из-за внутриплитных напряжений. Таким образом, имеются основания выделять особый тип складчатости, связанной с блоковыми деформациями фундамента.

Складки облекания (отраженная, глыбовая складчатость) представляют собой поперечные изгибы в осадочном чехле, образующиеся при блоковых перемещениях фундамента. Этот тип складок характерен для платформ, отчасти межгорных и передовых (их внешние борта) прогибов.

В большинстве регионов складки облекания начинают формироваться одновременно с осадконакоплением при перемещениях блоков фундамента, разделенных разрывами. Это подтверждается закономерным уменьшением мощностей в сводах антиклиналей и их увеличением в синклиналях. Разрывы из фундамента могут проникать и в породы осадочного чехла; таким путем возникают чередующиеся антиклинали и синклинали, разделенные продольными разрывами (обычно сбросами или взбросами), с уплощенными или плоскими замками и сравнительно крутыми крыльями. Такие складки получили название горст-антиклиналей и грабен-синклиналей (рис. 82). В ядрах горст-антиклиналей на поверхность нередко оказываются выведенными породы фундамента.

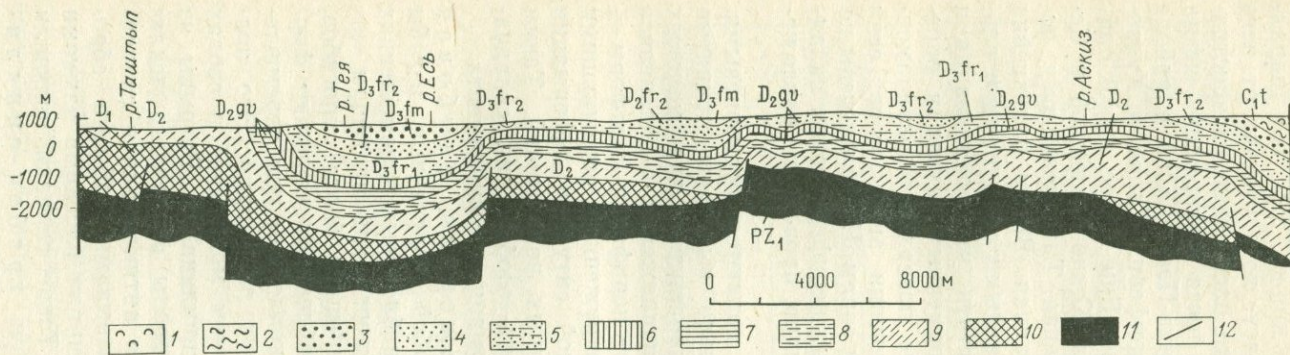
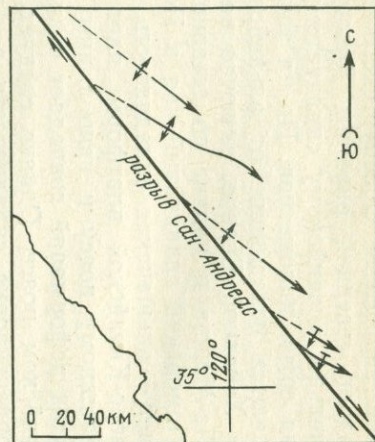


Рис. 82. Разрез Тышрынского прогиба Южно-Минусинской впадины. По А. А. Моссаковскому (1963 г.)

1 — нижний карбон, визейский ярус; 2 — турнейский ярус; 3 — верхний девон, фаменский ярус (тубинская свита); 4 — франкий ярус (кохайская свита); 5 — франкий ярус (ослановская свита); 6—8 — средний девон, живетский ярус (6 — байская свита, 7 — илейоравская свита, 8 — аскизская свита); 9 — средний девон, красноцветные отложения; 10 — нижний девон, эффузивы основного состава; 11 — нижнепалеозойский фундамент; 12 — разломы

Рис. 83. Присдвиговые складки вдоль разлома Сан-Андреас, Калифорния. По Дж. Мууди и М. Хиллу (1966 г.)



Размеры складок облекания весьма различны. Наиболее крупные из них достигают 100 км и более. Форма складок изометричная, овальная или угловатая, коробчатая, реже линейная с асимметричным профилем, иногда подвернутыми крыльями. В их расположении часто (но не всегда) отсутствует общая ориентировка, а крылья складок наследуют направления разрывов фундамента. Поэтому нередко форма и ориентировка даже соседних складок, как и более мелких структур, могут быть различными.

Что касается происхождения отраженных складок, то выше уже указывалось на малую вероятность его связи с разуплотнением блоков фундамента. Более естественно и, следовательно, вероятно объяснение, предложенное П. Е. Оффманом — неравномерное опускание разбитого на блоки фундамента при его общем погружении. С этой точки зрения понятно и увеличение высоты складок с возрастанием размера погружения, и то, что эта высота на порядок меньше мощности осадков, т. е. общего размера погружения. Но наиболее резко выраженные складки могут быть связаны с региональным сжатием фундамента.

Приразрывные складки образуются при перемещении крыльев разрывов по наклонным сместителям. Чаще всего они развиваются в верхних активных крыльях взбросов и надвигов. Если же верхнее крыло сложено малопластичными, крепкими породами, в частности породами фундамента, то приразрывные складки могут возникнуть и в нижнем крыле под воздействием напора верхнего крыла.

Наиболее благоприятны в отношении образования приразрывных складок разрывы с наклоном сместителя от 40 до 60°. Вблизи сместителя в таких случаях образуются наклонные или опрокинутые складки, ориентированные параллельно простиранию разрыва, частые вблизи сместителя и затухающие по мере удаления от него. От этих же условий зависит и ширина полосы, захваченной приразрывной складчатостью. Обычно она невелика и складки быстро затухают в сторону от поверхности разрыва.

Особое место среди приразломных складок принадлежит присдвиговым складкам, развитым на крыльях крупных сдвигов, например сдвига Сан-Андреас (рис. 83). Оси их образуют острый угол с линией сдвига, направленный обратно направлению смещения данного крыла. В нашей стране аналогичное происхождение имеют складки Ферганской впадины (Б. Б. Ситдигов) и, вероятно, также Таджикской впадины.

Складки гравитационного скольжения возникают главным образом на заключительных, орогенных, стадиях геосинклинального развития и особенно широко развиты в бортах флишевых трогов. Осадочные толщи под воздействием гравитационных сил перемещаются к осевым частям прогибов, образуя сложнейшие по форме изгибы, нарушающиеся

продольными разрывами, по которым отдельные фрагменты и пакеты складок надвигаются друг на друга. Амплитуда смещения в гравитационной складчатости может достигать первых десятков километров. Гравитационному скольжению благоприятствует присутствие в осадочных толщах пластичных пород (солей, гипсов, глин), играющих роль своеобразной смазки при скольжении.

После публикаций швейцарских геологов Г. Шардта, М. Люжона и других и обобщения Р. В. ван Беммелена гравитационной складчатости стало придаваться очень большое значение и чуть ли не вся геосинклинальная складчатость стала рассматриваться как гравитационная, тем более, что по чисто морфологическим признакам ее трудно отличить от складчатости регионального сжатия. Существует, однако, ряд причин, по которым этот вывод не может быть принят. Во-первых, в тылу зон развития гравитационной складчатости должна существовать зона «тектонической денудации», откуда сползли слои, смятые в гравитационные складки, и эта последняя зона должна иметь ширину, сопоставимую с зоной гравитационной складчатости в распрямленном виде. Практически ни в одной складчатой системе — Карпаты, Урал, Кавказ и другие это условие не выполняется. Во-вторых, основной эпохой складкообразования является раннеорогенная стадия, а необходимый для возникновения гравитационной складчатости уклон рельефа (первые градусы) возникает только в позднеорогенную стадию. В-третьих, большинство складчатых горных сооружений обладает одинаково направленной вергентностью (примером могут служить те же Карпаты, Урал, Большой Кавказ), а это значит, что на одном из склонов она противоположна предполагаемому направлению гравитационного скольжения.

Из всего этого следует, что гравитационная складчатость может иметь лишь весьма ограниченное развитие. Она наиболее характерна для тонкослоистых флишевых толщ.

Складки, связанные с перемещениями магмы в земной коре. Вблизи контактов многих массивов интрузивных пород, возникающих как на значительных глубинах в форме батолитов, так и в непосредственной близости от гипабиссальных тел, во вмещающих породах развиваются складки продольного и реже поперечного изгиба, оси которых ориентированы согласно с контурами массивов. В плане эти складки обычно обтекают внешние контуры интрузивных тел, что нередко приводило к ложному заключению об их возникновении позже интрузивных пород, о которые как бы раздавливались осадочные толщи в процессе складкообразования. В действительности же образование таких складок связано с давлением магмы при ее продвижении в верхние части земной коры. Ширина пород, подвергающихся при этом складкообразованию, оказывается различной, зависит от площади массива и обычно не превышает первых километров.

Складки вблизи небольших гипабиссальных тел образуют полосы в десятки и сотни метров шириной.

Диапировые складки (складки нагнетания) впервые были установлены румынским геологом Л. Мразеком в 1908 г. Они развиваются в осадочном чехле независимо от строения фундамента и представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся при внедрении в окружающие толщи пород, обладающих низкой вязкостью или низкой плотностью. К ним относятся соли, ангидрит, гипс, угли, глины, насыщенные водой, способные пластично деформироваться и течь не только в сторону меньшего давления, но и под влиянием собственного веса.

Наиболее широко среди диапировых складок развиты соляные купола и глиняные диапиры. В соляных куполах различают ядро, сложенное пластичными породами и окружающие ядро и прорванные им менее пластичные и более тяжелые толщи (рис. 84). Внутренняя структура ядра характеризуется исключительно сложным строением. Слагающие его пластичные породы смяты в типичные складки течения, направленные к земной поверхности, слои при этом растягиваются, образуют сложные изгибы, раздувы и нередко разрываются. Вмещающие толщи у границ с ядром выгнуты вверх, сильно раздроблены, часто запрокинуты, нарушены многочисленными разрывами и поверхностями скольжения, по которым отдельные пачки и пакеты слоев отрываются и перемещаются вслед за ядром на значительные расстояния.

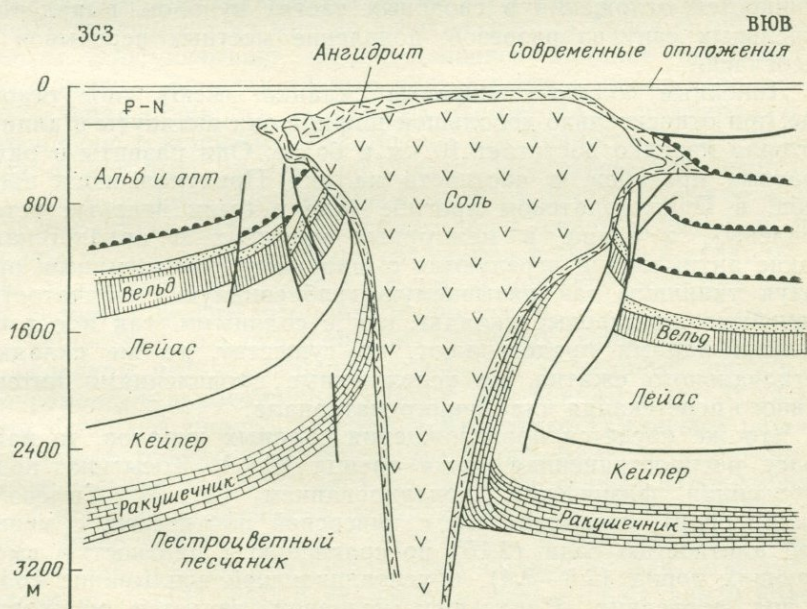


Рис. 84. Соляной купол у Винхаузен — Эйклингена. По Бенцу (1967 г.)

Таким образом, в диапировых структурах сочетаются два вида складок: в активном ядре развиваются складки течения, а окружающие ядро толщи подвергаются поперечному изгибу. В зависимости от того, обнажается ядро на поверхности или нет, соляные купола делятся на закрытые и открытые. На поверхности солей в открытых куполах развивается так называемая соляная шляпа (кепрок), представляющая собой глинистую массу, вымытую из растворенных водой отложений. В сводах закрытых куполов нередко происходит проседание и дробление пород покрывающих соляные массы, и купола в таких случаях принимают вид разбитой тарелки.

По очертаниям в плане соляные диапиры делятся на куполовидные и линейные. Куполовидные структуры имеют овальные и округлые очертания, поперечные размеры которых составляют 5—10 км, и изредка могут достигать многих десятков и даже сотни километров (Индерский купол в Прикаспии).

Классическими областями солянокупольной тектоники являются Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины, Среднеевропейская мегасинеклиза, впадина Мексиканского залива. Здесь известны сотни куполов. В последнее десятилетие выявлено широкое развитие соляной тектоники на пассивных подводных окраинах Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Соляные купола развиваются очень медленно, обычно параллельно с накоплением перекрывающих их отложений. Об этом свидетельствует уменьшение мощностей отложений в сводовых частях куполов, выпадение отдельных свит из разрезов, появление местных перерывов и несогласий.

Линейные соляно-диапировые складки имеют иное строение: при относительно небольшой ширине они вытянуты в длину, которая нередко достигает 10 км и более. Они развиты в ряде краевых прогибов, в частности на юге Предуральского прогиба, в Предкарпатском прогибе (где и были впервые установлены), а также в межгорных прогибах и авлакогенах. Узкие антиклинали чередуются с широкими синклиналями, образуя типичную так называемую гребневидную складчатость. Линейные диапировые складки как с соляными, так и с глиняными ядрами представляют, по существу, те же складки регионального сжатия, но усложненные проявлениями интенсивного перетекания пластичного материала.

Что же касается происхождения соляных куполов, то наиболее распространенная точка зрения Ю. А. Косыгина, подкрепленная физическим моделированием (А. М. Сычевой-Михайловой), связывает его с инверсией плотностей, с меньшей плотностью соли (2,15) по сравнению с плотностью вмещающих пород (2,3—2,4), обуславливающей всплывание соли из-под последних. Начальным условием является мощность соленосной толщи более 120 м и покрывающих отложений бо-

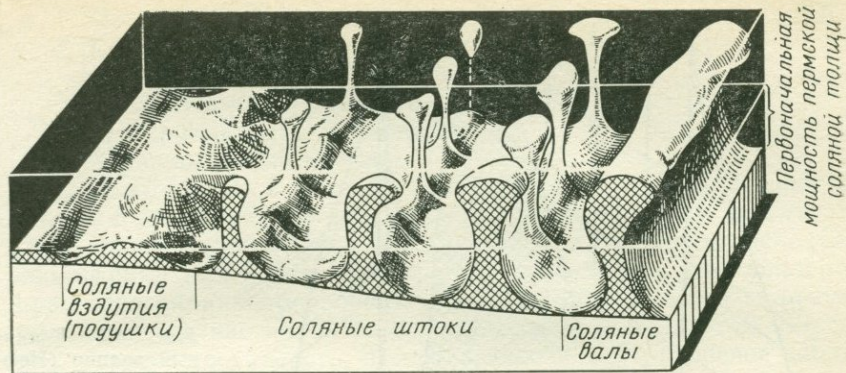


Рис. 85. Блок-диаграмма различных типов соляных структур в зависимости от первоначальной мощности соляной толщи. По Ф. Трусхейму (1960 г.)

лее 300 м. Эмбриональной формой соляного диапиризма являются «соляные подушки», раздувы соли без протыкания вышележащих слоев (рис. 85). При развитии диапиризма мощность соляных ядер может превышать 1 км.

Подтверждением механизма инверсии плотностей может служить практически горизонтальное залегание подсолевых отложений, например в Прикаспийской впадине, и неупорядоченное размещение соляных куполов. Следует, однако, указать, что на глубине соляные купола по периферии Прикаспийской впадины и над разломами (ступенями) фундамента на севере ФРГ и в Северном море сливаются в соляные валы (см. рис. 85), протягивающиеся на многие десятки, иногда более сотни, километров. Это указывает на определенное влияние неровностей фундамента. Дополнительную роль в росте куполов играет возрастающая мощность надсолевых отложений в синклиналиях по сравнению с куполами. Повышение пластичности соли с глубиной может быть обязано не только литостатической нагрузке, но и повышению температуры. Тот факт, что развитие куполов происходит не только длительно, но и скачкообразно и эти скачки совпадают с фазами тектогенеза в смежных складчатых системах показывает, что развитие солянокупольной тектоники не является вполне автономным процессом.

Областями распространения глиняных диапиров являются в основном периклинальные, краевые и межгорные прогибы и современные аккреционные клинья над зонами ВЗБ. В СССР они наиболее широко развиты в Керченско-Таманском районе, на юго-восточном погружении Большого Кавказа (рис. 86) и Северо-Западного Копетдага и в смежной с ними Южнокаспийской впадине. С глиняным диапиризмом, как отмечал И. М. Губкин, тесно связан грязевой вулканизм, и оба явления характерны для многих нефтегазоносных областей. Для объяснения глиняного диапиризма и грязевого вулканизма механизм инвер-

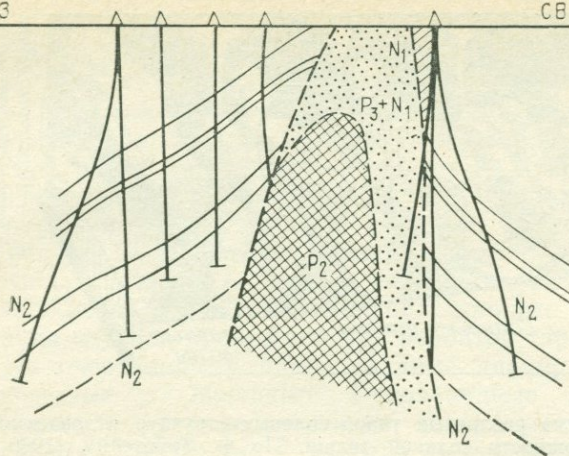


Рис. 86. Глиняный диапир (Нефтяные Камни, Апшеронский полуостров). По Ф. И. Самедову (1970 г.)

сии плотностей не подходит, ибо плотность глин не меньше плотности других осадочных пород. Но здесь вступает в действие другой мощный фактор, действующий противоположно силе тяжести — аномально высокое пластовое давление, свойственное глинистым толщам с неотжатой водой. Кроме того, глиняные диапиры обычно образуются в обстановке регионального сжатия, которое само провоцирует нагнетание глин в своды антиклиналей.

Еще одно явление, родственное грязевому вулканизму, описано П. П. Иванчуком под названием гидровулканизма, а позже американским геологом Р. У. Копфом — гидротектоники. Речь идет о поднятиях, осложненных густой сетью разрывов и трещин, созданных напором находящихся под аномально высоким давлением подземных вод. Хороший пример такой структуры — Дарвазский купол на Центрально-Каракумском своде.

Кливаж. Региональная складчатость сжатия на определенной глубине осложняется кливажем. Последний представляет собой частые параллельные поверхности скольжения, развивающиеся при пластической деформации горных пород. Он возникает в результате образования многочисленных поверхностей скалывания и срезывания, по которым в процессе пластической деформации частицы смещаются друг относительно друга, характеризуюя потерю прочности вещества перед его разрывом. Развиг далеко не повсеместно. Отсутствует в породах, смятых в самые сложные складки течения, а в пределах одной складки может присутствовать не в каждом слое, или может быть выражен с не одинаковой ясностью и частотой в слоях различного состава. Наблюдается также в зонах разломов.

В настоящее время наиболее распространенной является следующая классификация (рис. 87).

А. Кливаж, связанный со складчатостью.

1. Послойный кливаж.
2. Секущий кливаж:
 - а) веерообразный,
 - б) обратный веерообразный,
 - в) параллельный (главный).
- Б. Приразрывный кливаж.

Послойный кливаж развивается параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации, в результате скольжения одних слоев по другим или при внутрислоевом скольжении при росте складок. В дальнейшем, при усилении процессов складкообразования, породы подвергаются сильному уплотнению и частичной перекристаллизации. При этом они теряют свою пластичность, а межслоевое и внутрислоевое скольжение уменьшается или прекращается.

При продолжающемся в новых условиях изгибе пород по одному из направлений максимальных касательных направлений возникают новые поверхности скольжения — секущий кливаж, который может быть расположен веерообразно, т. е. сходится под антиклиналями и над синклиналями (веерообразный кливаж), или иметь такое же направление наклона, как и крылья складок (обратный веерообразный кливаж) — рис. 88. Угол, под которым веерообразный или обратный веерообразный кливаж располагается относительно осевой поверхности складки, в значительной степени зависит от состава пород. В хрупких породах поверхности кливажа располагаются под большим углом к осевой поверхности, чем в пластичных. Кливаж с меняющейся ориентировкой в слоях различного состава носит название S-образного кливажа.

Параллельный (главный) кливаж развивается параллельно осевой поверхности в пределах всего объема складки (см. рис. 87, д). Он возникает в острых и изоклиналиных складках, сложенных породами, затронутыми начальным метаморфизмом. Образование параллельного кливажа связано с перемещением вещества в направлении роста складки.

Приразрывный кливаж. Кроме описанных выше форм кливажа, развивающегося в складках, явление, имеющее

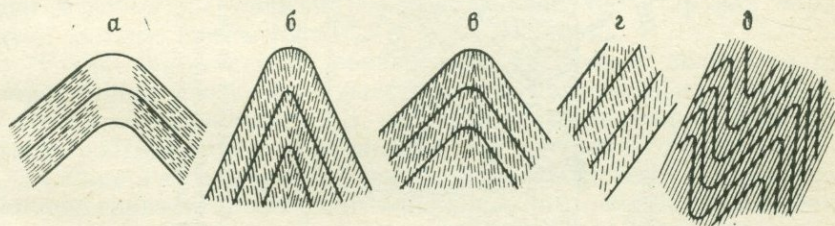


Рис. 87. Разновидности кливажа. По А. Е. Михайлову (1973 г.)

а — послойный кливаж; б — веерообразный; в — обратный веерообразный; г — S-образный; д — параллельный (главный)

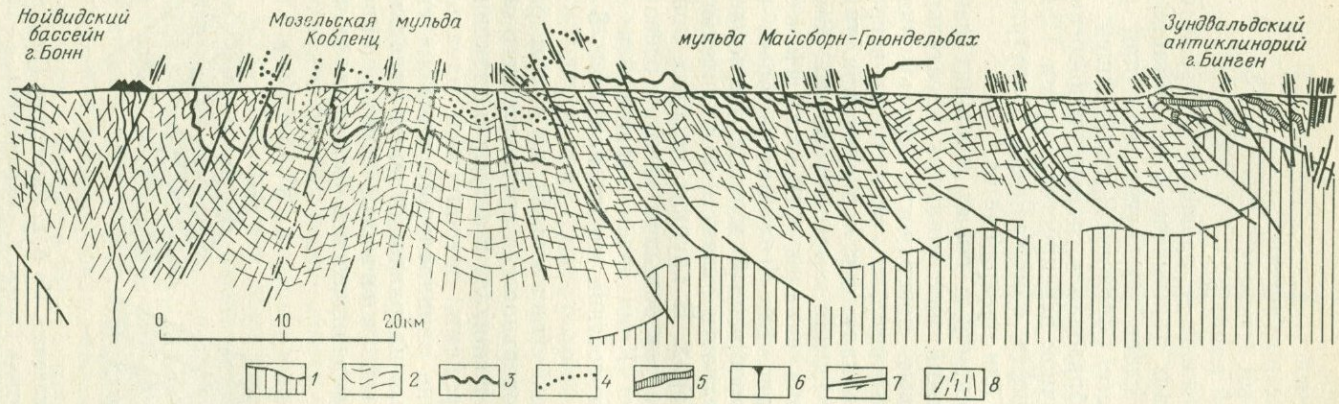


Рис. 88. Геологический разрез через долину Рейна от г. Бингена до г. Бонна. По В. Мейеру и Н. Стетсому (1983 г.)
 1 — кристаллическое основание; 2 — нижний девон (осадочные толщи); 3 — нижний девон (порфириды, туффиты); 4 — кварциты эмса;
 5 — нижний девон (хермескельские слои); 6 — молодые вулканические постройки; 7 — основные разломы; 8 — кливаж

все признаки сходства с ним, отмечается в крыльях крупных разрывов, главным образом взбросов. На более раннее возникновение кливажа относительно времени образования разрыва и перемещения вдоль него указывает присутствие в брекчиях трения сместителей, повернутых и раздробленных участков пород с развитым в них кливажем.

В литературе нередко можно встретить указания на образование складок путем скольжения пород по поверхностям, пересекающим слоистость и более или менее параллельным осевым поверхностям складок. Такие складки получили название «складок скальвания», или «кливажных складок». Особенность их строения выражается в разделении пород кливажем на тонкие пластинки, толщина которых может быть микроскопической (микролитоны). В местах наиболее тонких микролитонов происходит концентрация скольжения, в связи с чем обособляются отдельные пучки микролитонов, которые получили название «пакетов скольжения». Как отдельные микролитоны, так и пакеты скользят друг относительно друга в направлении касательных напряжений, значительно изменяя при этом начальную мощность пород в сторону ее уменьшения на крыльях и увеличения в замках складок.

Складки скальвания образуют как бы переход от покровных складок к глубинным, синметаморфическим. Глубина появления кливажа в районе Верхоянья оценивается в 4—6 км, а распространения кливажных складок в 5—9 км.

Глубинная (синметаморфическая) складчатость. Этот тип складчатости имеет очень широкое распространение, особенно в докембрийских толщах фундамента платформ и в ядрах складчатых сооружений фанерозоя. Складки данного типа — исключительно складки течения, развившиеся под воздействием стресса при высокопластичном состоянии пород в условиях высоких давлений и температур. Перемещение вещества происходит в виде вязкопластичного течения и одновременно охватывает всю массу пород (рис. 89). При разнородном составе слои с низкой вязкостью могут образовывать раздувы в замках антиклинальных складок, а при очень больших различиях в вязкости деформации принимают хаотический характер или образуют мелкую пloyчатость.

Стресс, вызывающий образование глубинной складчатости, может действовать преимущественно в горизонтальном или вертикальном направлении. В первом случае возникает складчатость вертикального, а во втором горизонтального течения.

Складчатость вертикального течения возникает под воздействием горизонтальных или близких к ним усилий и очень широко распространена. Основное значение в этом процессе имеют относительные перемещения крупных сегментов земной коры (литосферы) вдоль крупных глубинных разломов, вследствие чего при общем горизонтальном сжатии огромные клинья земной коры (литосферы) выдавливаются вверх. Такая обстановка

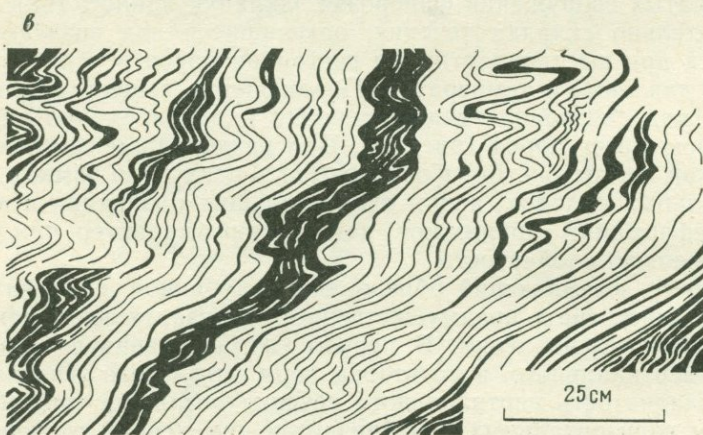
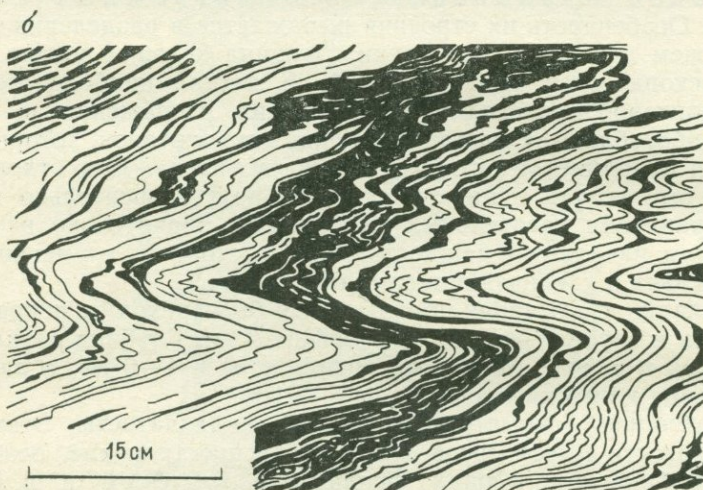
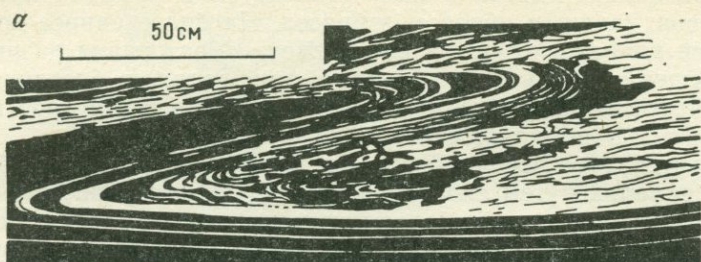


Рис. 89. Мелкие складки течения (а—в) в мигматитах и амфиболитах. По В. В. Эзу (1978 г.)

возникает, в частности, на границах литосферных плит. Складки вертикального течения характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутым наклонным расположением осевых поверхностей, интенсивно развитой сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям, и кливажем.

Складчатость горизонтального течения возникает при действии стресса в вертикальном направлении и развивается при общих поднятиях при перемещениях магматических масс вверх. При встречном гравитационном сопротивлении толщи выжимаются в стороны, неравномерно перемещаясь в горизонтальном или наклонном направлении. Складки горизонтального течения обладают плавными очертаниями, крутым или вертикальным положением шарниров и таким же наклоном пород на крыльях. Поверхности кливажа располагаются субгоризонтально.

Необходимо подчеркнуть, что не существует четкой грани между покровной складчатостью продольного изгиба и глубоинной складчатостью, как складчатостью сдвига — течения, и не без основания некоторые исследователи (Е. И. Паталаха, Ю. В. Миллер) рассматривают всю складчатость как складчатость течения, что все же представляется преувеличением. Но несомненно, в направлении ядер складчатых сооружений и с глубиной складчатость продольного изгиба переходит в складчатость вертикального течения; такой же переход должен происходить и во времени, по мере нарастания напряжений, температур и давления флюидов, содержащихся в осадках. В этом смысле определенное зерно истины содержится и в концепции «глубинного диапиризма» — переход вертикального течения в осевых зонах складчатых сооружений в латеральное смещение слоев на их периферии, но с тем принципиальным отличием, что сам вертикальный восходящий поток обуславливается региональным сжатием и сдвигом на границе схождения (конвергенции) литосферных плит, в зонах субдукции обоих типов и коллизии плит. Причем этот поток ориентирован обычно не строго вертикально, а наклонно, и отличия между складчатостью вертикального и горизонтального течения не абсолютны. Скорее, напротив, один вид складчатости течения переходит в другой и по латерали, например, при образовании складок нагнетания, когда в синклиналях поток ориентирован горизонтально, а в ядрах антиклиналей вертикально, и по вертикали — вертикальный поток близ поверхности превращается в горизонтальный, что наблюдается при образовании шарьяжей.

Региональная смена складчатости продольного изгиба складчатостью течения совпадает с появлением кливажа течения и началом метаморфизма. Но еще раньше собственно складчатость продольного изгиба сменяется складчатостью «скальвания» с секущим кливажем. Эти изменения происходят и по вертикали на определенных уровнях, положение которых зависит от геотермического градиента. Соответственно выделяются

этажи деформаций, которые не следует путать со структурными этапами, хотя каждый структурный этап может достигать в своем развитии определенного этапа деформации и не более.

Следует отметить, что складчатость продольного изгиба сменяется складчатостью «скальвания» и сдвига — течения в первую очередь вдоль зон крупных разломов, что объясняется понижением вязкости пород в этих зонах. Переход к складчатости течения наблюдается сначала в пачках наиболее пластичных некомпетентных пород (глина и пр.), где возникают складки волочения. В результате в крупные складки компетентных пород оказываются вписанными пласты с мелкой прихотливой складчатостью пород некомпетентных. Это явление получило название дисгармоничной складчатости.

Метаморфические толщи обычно испытали сложную историю деформации, с проявлением нескольких их фаз при изменяющихся полях напряжений. Этим обусловлено практически повсеместное проявление в них наложенной складчатости, т. е. повторное, неоднократное смятие слоев в складки разных форм, ориентировки и размеров. При этом более ранние складки не исчезают бесследно, а лишь маскируются более поздними, оказываются как бы включенными в более позднюю складчатую структуру (рис. 90). Разработана специальная методика, позволяющая расшифровать последовательность фаз деформаций, образования кливажа, сланцеватости, линейности и фаз метаморфизма и их соотношений во времени. В нашей литературе эта методика освещена в руководствах А. Н. Казакова (1976 г.) и В. В. Эза (1978 г.).

Гранито-гнейсовые купола и валы. Особой и притом очень важной формой синметаморфической складчатости являются гранито-гнейсовые купола и валы. Они представляют собой обычно довольно крупные — десятки и нередко более сотни километров в поперечнике и в общем пологие поднятия, образо-

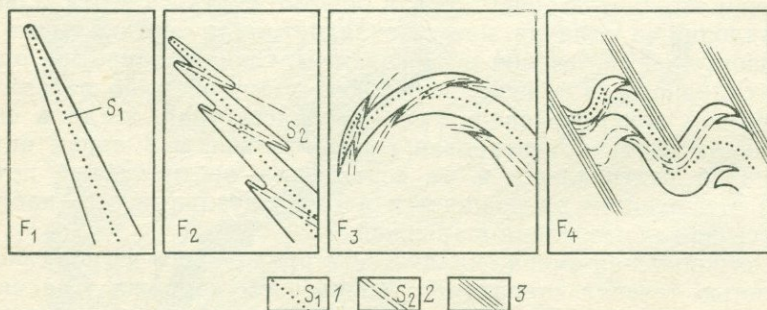


Рис. 90. Эволюция складчатости в пределах Мамонской кристаллической полос. По А. С. Флаассу (1975 г.)

F_1, F_2, F_3, F_4 — складки первой, второй, третьей и четвертой генераций. 1 — осевые поверхности складок F_1 ; 2 — осевые поверхности складок F_2 ; 3 — зоны рассланцевания, разделяющие складки F_4

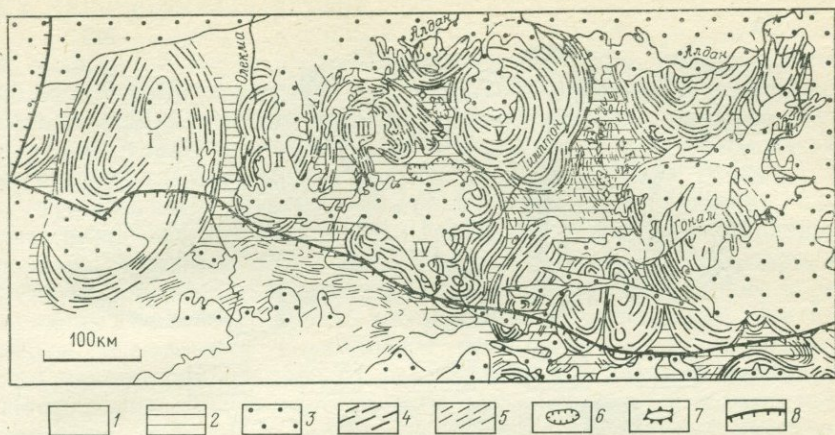


Рис. 91. Схема тектоники катархея Алданского щита. По Л. И. Салопу (1971 г.)

1 — гнейсовые складчатые овалы; 2 — межовальные поля; 3 — платформенный чехол; 4 — простираения складок в складчатых овалах; 5 — простираение слоистости в межовальных полях; 6 — брахисинклинали; 7 — гнейсовые купола; 8 — северная граница Становой складчатой области. Складчатые овалы: I — Чарский, II — Нельканский, III — Верхнеалданский, IV — Верхнетимптонский, V — Нижнетимптонский, VI — Суннагинский

ванные гранито-гнейсами (рис. 91). В их ядре нередко залегают граниты анатектического происхождения, а по периферии куполов и валов развиты метаморфические сланцы убывающей степени метаморфизма. Комплекс таких сланцев во многих случаях отделен от гранито-гнейсового ядра поверхностью первичного несогласия. Такие купола, впервые описанные в Северо-Западном Приладожье финским геологом П. Эскола (автором понятия о метаморфических фациях), получили название о к а й м ленных куполов*. На контакте их оболочки и ядра может наблюдаться явление, получившее название «эффекта Седергольма», по имени другого крупного финского геолога, занимавшегося изучением докембрия. Оно заключается в том, что базальный конгломерат оболочки содержит гальку гранито-гнейсов и гранитов, тождественных породам ядра, а вместе с тем эти гранитоиды могут прорывать образования оболочки, оказываясь, таким образом, одновременно и древнее, и моложе последних. Объясняется это тем, что породы ядра первично представляли собой фундамент (а оболочка — чехол), но затем подверглись ремобилизации, т. е. повторному разогреву с переходом в пластичное и даже расплавленное (граниты) состояние. Само образование куполов и валов обязано тому же явлению инверсии плотностей, что и образование соляных куполов—

* Особой разновидностью таких куполов являются купола, оболочка которых первично залегала на гнейсовом фундаменте в виде аллохтона. Аналогичные структуры описаны в Восточной Финляндии и к ним, вероятно, относятся купола Восточно-Уральской зоны поднятий.

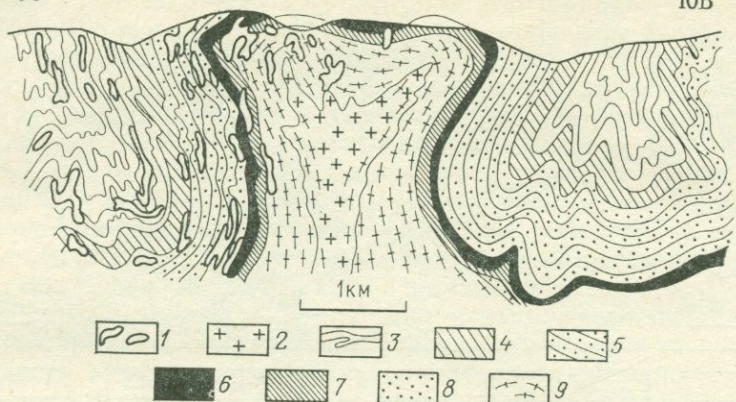


Рис. 92. Разрез гранито-гнейсового Джеланжинского купола в юго-западной части Мамского слюдоносного района. По Л. И. Салопу (1971 г.)

1 — пегматиты; 2 — порфиробластические граниты; 3—5 — свиты патомской серии; 6—8 — свиты тепторгинской серии; 9 — гранито-гнейсы

слагающие их ядра гранито-гнейсы и граниты легче вмещающих их метаморфических пород и поэтому всплывают из-под них, когда низы метаморфизируемой толщи достигают амфиболитовой ступени метаморфизма и подвергаются гранитизации. В то время как породы ядра куполов и валов залегают полого, метаморфические образования их крыльев оказываются смятыми в мелкие сжатые складки, как правило, с вергентностью, направленной к ядру купола (рис. 92). При этом материал оболочки куполов как бы выжимается из межкупольных пространств и набегаает на их своды.

Гранито-гнейсовые купола чрезвычайно широко распространены в раннедокембрийском фундаменте платформ. Они нередко встречаются и среди чехла раннепротерозойских протоплатформ (Алданский щит, Западная Австралия), где представляют выступы их ремобилизованного архейского фундамента; то же наблюдается и среди рифейских чехлов. Нередки купола и валы и в осевых зонах позднедокембрийских и палеозойских складчатых сооружений (например, Восточный склон Урала и Аппалачей), но в мезо-кайнозойских системах встречаются уже как исключение (Забайкалье, Канадские Кордильеры). Большая редкость этих структур в молодых сооружениях объясняется двумя факторами: меньшей эродированностью последних (гранито-гнейсовые купола образуются на глубине порядка 10 км) и убыванием теплового потока со временем (в ранне докембрии он был в 3—4 раза выше современного).

2.2. Экзогенная складчатость

К экзогенной складчатости относятся складки, образующиеся вблизи земной поверхности под воздействием различных экзогенных процессов. Они широко распространены в природе и их нередко путают с эндогенными складками. К некоторым из экзогенных складок приурочены залежи нефти и газа.

Подводно-оползневые складки возникают при оползании осадков на дне бассейна и имеют вид разнообразных смятий, спирально закрученных линз и комьев, мелких опрокинутых и лежащих складочек, языковидных и беспорядочно перепутанных натеков, нередко разорванных и смещенных. Эти явления вызываются подводными оползнями, развивающимися при накоплении осадков на наклонных участках дна водоемов. Насыщенный водой илистый или песчаный осадок может течь даже при уклоне поверхности в 3° . На более крутых участках дна, например на континентальных склонах морей и океанов, осадки могут быть сорваны со своего основания и перемещены на многие десятки километров, что теперь установлено на ряде участков подводных окраин Атлантики. Способствуют этому процессу землетрясения.

Изменения, которые могут возникать в толщах, затронутых подводными оползнями (например, флишевых), выражаются в увеличении мощности осадков в более глубоких частях дна, и ее уменьшении на тех участках бассейна, откуда сползают осадки; перекрытии более молодых осадков ранее отложившимися, смещении фаций, в результате которого более мелководные отложения оказываются среди глубоководных, появлении местных несогласий и в других явлениях. Такие же складки, но в меньшем масштабе возникают при оползневых процессах и в наземных условиях.

Складки осадочного облекания. Изгибы слоев, имеющие все внешние признаки складок, но не связанные с деформацией горных пород, т. е. фактически псевдоскладки, образуются в результате отложения осадков на неровном ложе дна водоемов с первичным наклоном слоев от выступов рельефа к смежным понижениям. Особенно часто подобные складки возникают в отложениях, перекрывающих рифовые массивы. Такие складки широко распространены в палеозойских отложениях Волго-Уральской области Русской плиты (рис. 93) и вмещают здесь залежи нефти. Следует также отметить первичные наклоны и изгибы, развивающиеся в подошвах лав и других вулканогенных образованиях, накапливающихся на склонах наземных и подводных вулканов. Первичные наклоны в этих породах существуют всегда и нередко достигают $20-30^\circ$, но обычно не превышают $3-5^\circ$.

Складки уплотнения образуются в стадию диагенеза (и катагенеза) вследствие неравномерного уплотнения пластичных пород, в основном глин (рис. 94), над выступами погребен-

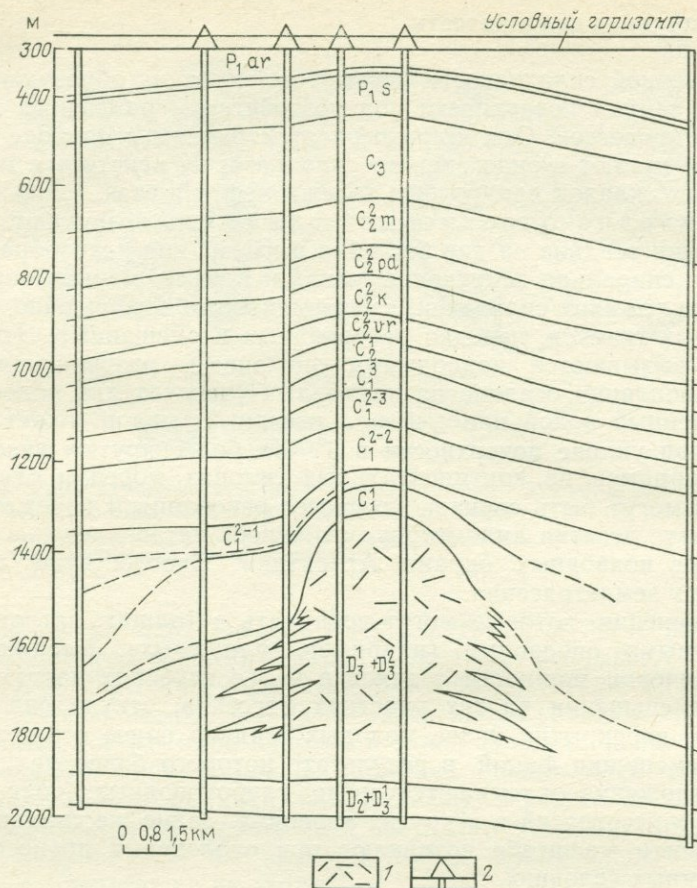


Рис. 93. Структуры облекания над рифовыми массивами (Шумиловское поднятие в Башкирии). По О. М. Микртчану (1980 г.)

1 — рифовый массив; 2 — скважины

ного рельефа, рифовыми массивами, линзами песков (например, ископаемыми барами). Они тоже распространены в основном на платформах, в частности в Волго-Уральской области, а также на внешних крыльях прогибов (Предкарпатского, Западно-Кубанского и др.).

Складки разбухания возникают в фазу гипергенеза при увеличении объема пород, в частности вследствие гидратации ангидрита и перехода его в гипс (гипсовые купола), или при попеременном увеличении объема воды при ее замерзании и уменьшении — при таянии льда (криотурбации). Гипсовые купола известны во многих платформенных районах (Прибалтика, Туркмения и др.) и краевых прогибах (Предуральский, Кубанский прогибы); они образуются обычно на глубине не

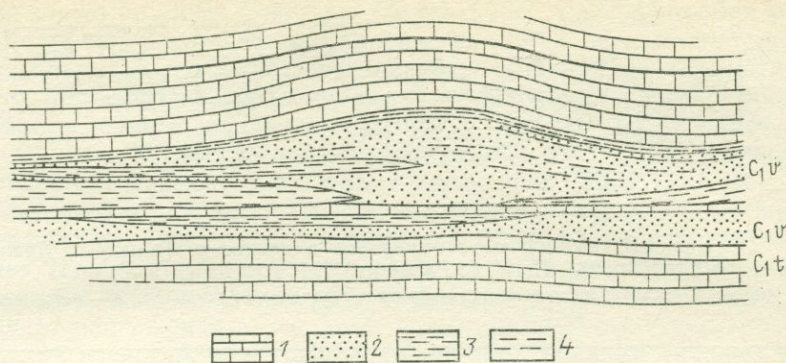


Рис. 94. Складка уплотнения в отложениях нижнего карбона на Колетовской площади в Саратовском Поволжье. По Ю. П. Боброву (1968 г.)

1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — глинистые песчаники

более 100 м и имеют в диаметре десятки, реже сотни метров. Криотурбации развиты в зоне вечной мерзлоты и в областях древнего покровного оледенения; отдельные их формы имеют очень небольшие, обычно измеряемые метрами, размеры.

Складки оседания представляют противоположность складкам разбухания и образуются вследствие растворения пород — известняков, доломитов, гипсов, ангидритов в зонах развития карста, например так называемые дизъюнктивные мульды на юге Предуральяского прогиба, либо вследствие выноса из глубины сопочной брекчии в районах грязевого вулканизма — «синклинальные вдавленности» Керченского полуострова и сходные формы на Юго-Восточном Кавказе и в Западной Туркмении. К этой же категории относятся структуры проседания, развивающиеся в районах наземной вулканической деятельности на месте интенсивного накопления ее продуктов (Индонезия, Карпаты, Кавказ и др.).

Складки выпирания по механизму образования сходны с диапировыми и подобно последним относятся к складчатости нагнетания (течения), но возникают они в приповерхностных условиях вследствие снятия нагрузки вышележащих пород на глинистые толщи в речных долинах (рис. 95). Подобные складки чрезвычайно широко распространены в Среднем Поволжье, где иногда их принимают за «настоящие», т. е. эндогенные складки.

Гляциодислокация. В северных широтах довольно многочисленную группу деформаций составляют складки, вызванные напором движущихся материковых льдов (гляциодислокации). Развиты такие складки преимущественно в молодых, кайнозойских и мезозойских отложениях, на тех участках, где они гипсометрически приподняты (например, каневские дислокации на Днепре) — см. рис. 96. Встречая на своем пути

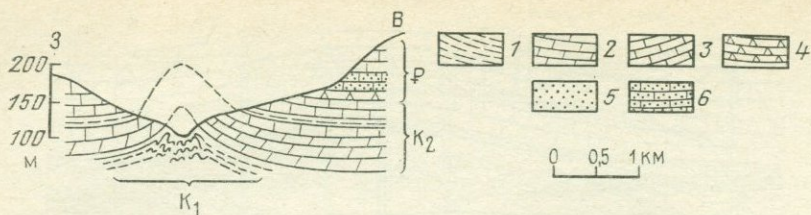


Рис. 95. Складки (антиклиналь) выпирания в долине р. Талы у с. Дранино (Ульяновская область). По И. С. Рагозину (1967 г.)

1 — глина; 2 — мелоподобный мергель; 3 — мел; 4 — опока; 5 — песок; 6 — песчаник

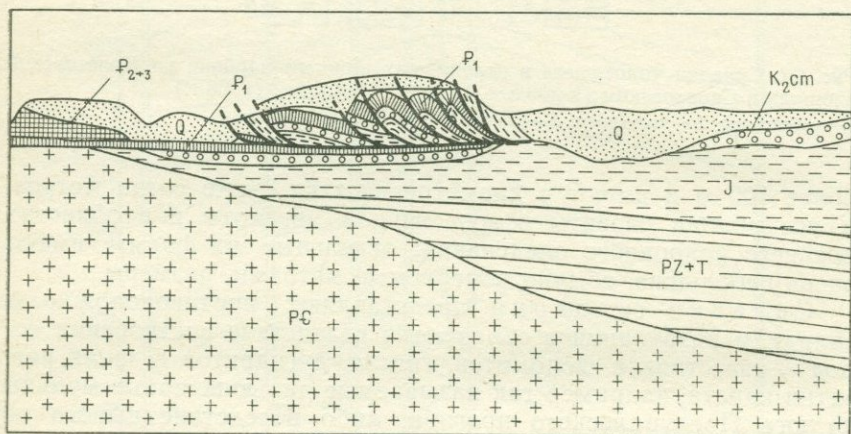


Рис. 96. Гляциодислокации в районе г. Канева на Днепре. По В. И. Славинову (1957 г.)

выходы относительно жестких пород (известняки, мел), ледник отделял от них крупные глыбы толщиной до десятков метров и площадью до нескольких квадратных километров и нередко перемещал на расстояние многих десятков и даже сотен километров. Такие ледниковые отторженцы широко развиты в Ленинградской области (Дудергофские высоты), Прибалтике, Белоруссии.

§ 3. КОРОВЫЕ РАЗРЫВЫ

Морфология и происхождение разрывных структур земной коры изучены более детально, чем складчатые деформации. Этому прежде всего способствует сравнительно легкая воспроизводимость разрывов в опытах с реальными горными породами и применимость основных положений физики твердого тела к природным условиям разрушения горных пород.

Ниже основное внимание уделено разрывам, сопровождающимся заметным перемещением разделенных ими блоков пород

или более крупных участков земной коры. Классификация разрывных нарушений в морфологическом и генетическом плане однозначно разработана уже давно и основана на кинематических параметрах. Среди коровых разрывов выделяются сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы (шарьяжи).

Сбросы. К сбросам относят разрывы, в которых поверхность сместителя наклонена в сторону опущенных пород (рис. 97). Из соотношения движения блоков, разделенных сбросами, устанавливается, что между крыльями этих структур образуется «зияние» (горизонтальная амплитуда), другими словами, разорванные слои как бы отходят друг от друга, что возможно лишь в условиях растяжения.

Как известно, разрушение может быть хрупким (отрыв) или вязким (скальвание). В земной коре в обоих случаях действует, кроме того, сила тяжести.

При образовании сбросов в условиях хрупкого разрушения пород отрыв практически происходит мгновенно, но последующее смещение крыльев может продолжаться в течение значительного интервала времени — многие тысячи и миллионы лет. При этом происходит разрядка напряжений в прилегающих к разрыву породах, чем и обусловлены относительно большие расстояния между крупными разрывами. Действие растягивающих усилий на ранних стадиях вызывает развитие трещин отрыва, в зонах концентрации которых при дополнительном воздействии силы тяжести и происходит образование сбросов, сопровождаемых обычно раздроблением пород и брекчиями трения. Наиболее обычны условия в земной коре, при которых возникают сбросы, связанные с хрупким разрушением под воздействием горизонтально ориентированных растягивающих усилий, что приводит к вертикальному или крутому положению сместителей. При ином расположении направления растяжения

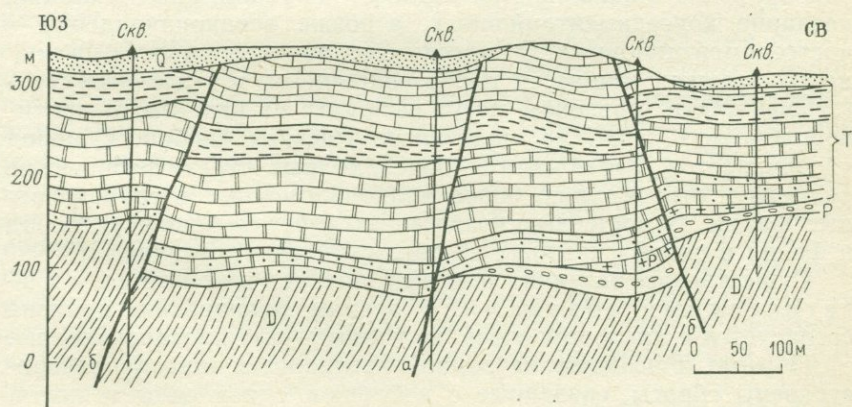


Рис. 97. Грабены и горсты, ограниченные сбросами (а) и взбросами (б). Южная часть Польши. По Наранскому (1971 г.)

сбросы могут быть и наклонными, что часто наблюдается у разрывов, оперяющих крупные нарушения.

Сбросы, образующиеся при вязком разрушении пород в условиях преобладающих растягивающих усилий, развиваются по одному из направлений максимальных касательных напряжений. Нарастание амплитуды смещения происходит постепенно и нередко при нагрузках ниже пределов прочности пород вследствие ползучести. Образующиеся разрывы могут быть сближенными и сопровождаться многочисленными параллельными трещинами скальвания, складчатыми деформациями и флексурами. В сместителях таких сбросов возникают не брекчии трения, а тонко растертые милониты. Реализация смещения по одному, а не по двум направлениям максимальных касательных напряжений объясняется влиянием анизотропии физических свойств пород, вызывающей приспособление ориентировки сместителя и текстурным особенностям, слоистости, сланцеватости или кливажу. При горизонтальной ориентировке растягивающих усилий большая часть сбросов, образующихся при вязком разрушении, наклонена под углом $45-60^\circ$, но при другом положении осей напряжений сбросы могут быть ориентированы иначе. Давно уже замечено, что с глубиной крутые сбросы выполаживаются, что объясняется изменением напряженного состояния пород, усилением влияния всестороннего давления и переходом хрупкого разрыва в вязкий. Так образуются так называемые литрические сбросы, на глубине нередко сливающиеся в одну горизонтальную поверхность срыва. Они характерны для рифтогенных окраин континентов и областей континентального рифтогенеза (см. рис. 36).

Среди многочисленных разновидностей сбросов следует различать их по отношению к времени образования нарушенных разрывами отложений. Сбросы, возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков, получили, как и складки, название конседиментационных, а позже осадконакопления — постседиментационных. В конседиментационных сбросах на поднятых крыльях мощности пород сокращены, и отдельные стратиграфические горизонты могут выпасть из разреза. В противоположность этому на опущенных крыльях мощность пород увеличивается, наблюдаются более полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкообломочные и глубоководные фации. В постседиментационных сбросах мощности пород и фации в разных крыльях не обнаруживают различий.

Существенны различия и между синтетическими и антетическими сбросами: в первых направление наклона согласуется с наклоном слоев, во вторых — оно противоположно.

Помимо описанных на земной поверхности широко распространены сбросы, связанные с действием одной силы тяжести. Такие сбросы ограничивают оползни, обвалы и относятся к числу экзогенных дислокаций, ибо вызываются подмывом берегов рек, озер, морей. Сбросы могут вызываться также землетрясениями.

К ним относятся сейсмодислокации Прибайкалья и Кавказа.

Взбросы. К взбросам относятся разрывные нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону приподнятых пород. Характерно перекрытие одного крыла другим, указывающим на сближение крыльев в обстановке сжатия (см. рис. 97). Последнее вызывается горизонтальными сжимающими усилиями, нередко превышающими предел прочности пород. Взбросы представляют собой вязкие разрывы и ориентированы в направлении максимальных касательных напряжений, в связи с чем их сместители имеют преимущественно пологое положение; если же силы, вызывающие сжатие, ориентированы не горизонтально, а под углом к горизонту, сместители могут иметь и иную ориентировку. В зонах линейной складчатости развиваются по двум или реже одному направлению под некоторым углом к ориентировке осей складок. С глубиной, по мере увеличения всестороннего давления, они переходят в горизонтальные сдвиги.

Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные территории. Широко распространены системы сбросов и взбросов, называемые грабенами и горстами.

Грабены представляют собой линейные структуры, образованные сбросами, центральные части которых опущены и на поверхности сложены породами более молодыми, чем в поднятых краевых частях.

По отношению ко времени формирования пород выделяют наложенные и конседиментационные грабены. Наложённые грабены развиваются в ранее образовавшихся толщах горных пород, нередко смятых в складки и прорванных интрузиями. Мощности пород в их центральных и периферических частях остаются одинаковыми, изменений фаций и состава пород не происходит.

Конседиментационные грабены имеют более сложное строение. В их центральных частях накапливаются мощные толщи пород, совершенно отсутствующих или имеющих меньшую мощность, чем в периферических участках. Приподнятые древние породы, обнажающиеся на краях грабенов, нередко служат источником сноса обломочного материала, накапливающегося в их погруженных частях, а вдоль ограничивающих разломов могут происходить излияния базальтов. Таковы, например, триасовые грабены Зауралья и Аппалачей. Конседиментационные грабены развиваются в течение длительного времени, иногда на протяжении десятков миллионов лет. Встречаются также односторонние грабены или грабены, ограниченные не сбросами, а взбросами, которые называют рампами.

К горстам относят линейные структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем в краевых частях. Горсты, как и грабены, могут развиваться

как позже процессов осадконакопления, накладываясь на уже сформировавшиеся структуры, так и одновременно с осадконакоплением. В последнем случае образование осадков осуществляется в краевых частях горстов за счет разрушения и размыва их приподнятых центральных участков. Наиболее распространены горсты относительно небольших размеров, от единиц до десятков километров при ширине в сотни метров. Примером могут служить позднепалеозойские горсты и горст-антиклинали Сарысу-Тенизского поднятия в Центральном Казахстане.

При образовании грабенов и горстов, ограниченных сбросами, на горные породы действует двойное усилие: общее растяжение и сила тяжести. Последняя вызывает погружение центральных частей грабенов и крыльев горстов, в то время как поднятые части структур могут сохранять стабильное положение. Особенно часто грабены, ограниченные сбросами, развиваются в сводовых частях соляных куполов, в надсолевой толще.

Сдвиги. К сдвигам относятся разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении по простиранию сместителя. Различают правые и левые сдвиги. Уменьшение амплитуды сдвига в горизонтальном направлении обычно происходит путем его расщепления на мелкие сдвиги и сбросы или другие компенсационные разрывы, создающие структуры типа «конского хвоста». Сдвиги могут заканчиваться и у поперечных к ним надвигов (рис. 98), с которыми они образуют сопряженные пары — динамопары. Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх или вниз по поверхности сместителя и не в горизонтальном направлении, а косо по отношению к горизонту. В этом случае в разрывах появляются как сдвиговая, так и сбросовая или взбросовая составляющие и разрывы относятся к сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам.

Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил, а сам разрыв может быть хрупким или вязким.

Хрупкие сдвиги широко развиты в чехле платформ, а вязкие в складчатых областях как поперек, так и под углом к простиранию складок. Очень характерным для складчатых систем является развитие сопряженных систем диагональных правых и левых сдвигов, в широтных системах северо-западной и северо-восточной ориентировки, однозначно указывающих на обстановку регионального сжатия в направлении, поперечном к простиранию системы. Такие сдвиги типичны, например, для Западного Копетдага.

Особенно сложное строение имеют региональные сдвиги, развитые в осадочном чехле под влиянием горизонтальных перемещений в фундаменте. В чехле над глубинными сдвигами появляются складки и мелкие разрывы, сдвиги и раздвиги, расположенные кулисообразно к их общей ориентировке (рис. 99).

Рис. 98. Сопряженные сдвиги и надвиги в Центральном Казахстане. По А. И. Суворову (1954 г.)

1 — глубинные сдвиги; 2 — глубинные надвиги; 3 — региональные напряжения

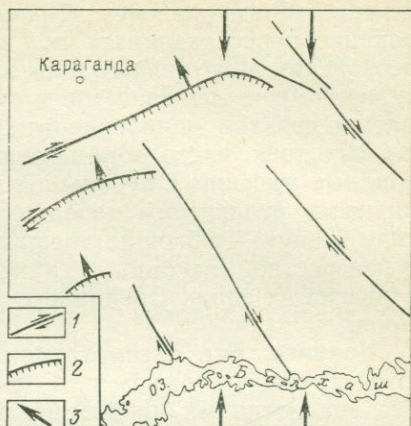
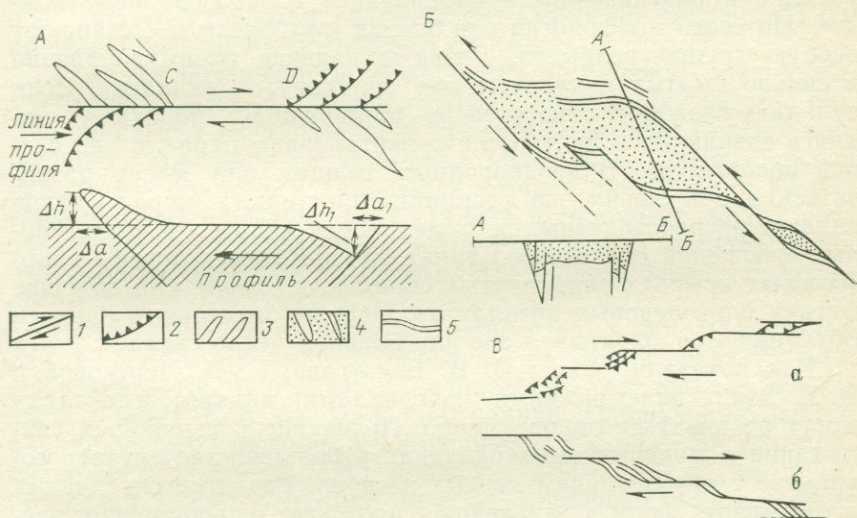


Рис. 99. Схема расположения структур, связанных со сдвигами. По В. С. Буртману и др. (1971 г.)

А — структуры растяжения и сжатия у концов сдвига; Б — схема строения впадины, образовавшейся в зоне растяжения; В — строение эшелонированных сдвигов. 1 — структуры сдвига; 2 — области структур сжатия и их простира-ния; 3 — структуры растяжения на рис. А; 4 — то же, на рис. Б; 5 — то же, на рис. В



Раздвиги. По предложению В. В. Белоусова, разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва, следует относить к раздвигам. По мере разрастания раздвига увеличивается зияние между его крыльями. Раздвиги, чаще чем другие виды разрывов, оказываются заполненными магматическими породами и минералами. С ними связаны как одиночные вертикальные дайки, заполняющие сместители, так и целые дайковые рои. Растяжения, вызывающие образование раздвигов, охватывают всю массу горных пород. Если после образования раздвига напряжения по соответствующему направлению уменьшатся или исчезнут, а растягивающие усилия по перпендикулярному направлению сохранятся, может возникнуть новая система поверхностей отрыва, нормальная

к ранее образовавшейся. Именно так следует объяснять формирование пересекающихся под прямым углом поясов позднепалеозойских интрузивных даек в Северном Прибалхашье. С растяжениями и раздвигами в сводах над очагами интрузивной магмы связано появление многочисленных кольцевых и радиальных даек, часто обрамляющих округлые и овальные гранитоидные массивы с небольшой глубиной эрозионного среза. Типичными раздвигами небольшого масштаба являются исландские «гьяу» — зияющие трещины шириной в несколько метров и неизвестной глубины. Такие же образования обнаружены в рифтовых зонах Срединно-Атлантического хребта и Красного моря.

Надвиги. Все рассмотренные выше разрывы характеризуются хрупким отрывом или вязким разрушением горных пород без значительных предварительных пластических деформаций. Существуют, однако, широко распространенные разрывы, возникающие и развивающиеся параллельно с образованием складок. По своей морфологии они близки к взбросам и составляют особую группу разрывов. Развиты надвиги преимущественно в сильно сжатых наклонных или опрокинутых складках. Если складки сложены относительно однородными породами, надвиги возникают в их ядрах и ориентированы параллельно осевой поверхности. В неоднородных толщах они могут развиваться и в крыльях, по границам пластичных пород. Такие надвиги распространены, например, среди меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат, где они сосредоточены в нормальных крыльях опрокинутых складок, в кровле или подошве мягких олигоценовых аргиллитов. Нередко отдельные надвиги объединяются, охватывая две или большее число складок.

Как показали опыты В. В. Белоусова, Е. И. Чертовой и В. В. Эза с пластическими материалами, надвиги и складки могут развиваться одновременно. Появление поверхностей скалывания в моделируемых складках в большинстве случаев совпадает с образованием первых изгибов. Развитие складчатых и разрывных форм в дальнейшем протекает одновременно: растут число и амплитуда складок, возрастают количество разрывов и амплитуда смещения по ним. При этом ранее возникающие разрывы могут быть в дальнейшем изогнуты и искривлены.

Надвиги являются результатом скалывания по одному из направлений максимальных касательных напряжений, возникающих при общем продольном сжатии слоев и в большинстве своем ориентированы полого. Однако на их положение в складчатой структуре большое влияние оказывает состав пород, в частности присутствие слоев с малой вязкостью (например, аргиллитов или глинистых сланцев), к которым чаще и приурочены смещения. В опрокинутых складках роль таких ослабленных слоев могут играть породы с высоким поровым давлением воды, способным почти полностью снять гравитационную нагрузку.

При благоприятных условиях развитию надвигов может способствовать ползучесть всей массы пород по слоям с низкой вязкостью, особенно в условиях медленного свободного гравитационного скольжения.

§ 4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ (ШАРЬЯЖИ)

Тектонический покров представляет собой горизонтальный, пологий или волнистый крупный надвиг с перемещением до многих десятков или даже сотен километров. Покровы называются также шарьяжами (франц. *charriage* — наволок). Последний термин был введен М. Бертраном (1884 г.) для описания самого процесса надвигания, но позже был распространен и на покровы. При описании покровов, развитых в Альпах, французские геологи применяют также термин «напп» (парре — покров), который позже стал использоваться для названия направления в структурной геологии, объясняющего строение складчатых сооружений с позиций покровного строения (наппизм).

Покровы возникают и развиваются в основном при геосинклинальном режиме и распространены практически во всех геосинклинальных складчатых системах. В Советском Союзе такие покровы установлены в Карпатах, на Кавказе, в Верхоянской складчатой области, в Тянь-Шане, Саянах, на Урале, в Корякском нагорье, на Камчатке, Сахалине и во многих других районах. Смещения охватывают целые складчатые комплексы, нередко не по одной, а по нескольким параллельным поверхностям срыва.

Начало изучения покровов относится к 80—90-м годам XIX в., когда они были установлены во Французских Альпах, в Провансе (М. Бертран), Скандинавских каледонидах и Скалистых горах Канады. Наиболее ранние обобщающие работы по покровному строению Альп относятся к началу XX в. и принадлежат швейцарцу М. Люжону (1902 г.) и французу П. Термье (1903 г.). Позже было опубликовано большое количество работ с описанием строения и механизма образования покровных структур. Последние наиболее полные публикации по этому вопросу в нашей стране принадлежат И. И. Белостоцкому, Г. Д. Ажгирею, С. В. Руженцеву и В. С. Буртману.

В покровных структурах различают следующие морфологические элементы: перемещенные массы, получившие название аллохтона, а их основание, не испытывавшее сколько-нибудь существенных перемещений — автохтона.

Аллохтон от автохтона отделен поверхностью срыва или влочения. В процессе смещения аллохтон часто распадается на отдельные пластины — д и г и т а ц и и, что приводит к появлению параллельных поверхностей смещения или расщепления основной поверхности срыва. Совмещение в одном вертикальном разрезе нескольких покровов, нередко состоящих из пакетов разно-

возрастных пластин, придает всей покровной структуре крайне сложное строение.

Вдоль поверхностей смещения при движении аллохтона образуются тектонические брекчии, мощность которых может быть значительной и достигать десятков и даже сотен метров, но известны покровы, отделенные от автохтона узкими, едва заметными поверхностями трения. В тектонических брекчиях могут оказаться линзы и крупные отторженцы пород, слагающих аллохтон или автохтон, и перемещенные издалека, совершенно чужеродные образования. Нередко поверхности смещения возникают вдоль серпентинизированных ультраосновных пород, обладающих малой вязкостью, но возможно и другой процесс — последующее внедрение в холодном состоянии — протрузии и серпентинитов вдоль поверхностей смещения. Складчатые комплексы, вовлеченные в покровы, также испытывают осложнения: среди них появляются наклонные, опрокинутые, лежащие или ныряющие складки; широко развиваются надвиги, разбивающие пластины на отдельные чешуи.

Породы верхней части автохтона в сущности никогда не остаются на месте и часто оказываются передвинутыми на то или иное расстояние, сохраняя при этом вещественные и пространственные связи с подлинным автохтоном. Такие перемещенные на небольшие расстояния части автохтона в основании дигитаций носят название паравтохтона.

В теле покрова различают тыльную, срединную (щит, панцирь) и лобовую, или фронтальную, части. Область, откуда начинается перемещение покрова, называют его корнями. Последние устанавливаются по сходству фаций аллохтона с фациями одновозрастных пород, находящихся в непеременном состоянии в тылу покрова или по крутому, нередко вертикальному залеганию сильно перемятых, пережатых пород, нарушенных многочисленными разрывами (рубец). Фронтальная часть или тело покрова могут быть размыты и расчленены процессами эрозии. От них отделяются участки, утрачивающие непосредственную связь с аллохтоном, называемые экзотическими останцами, или клиппами. При горном рельефе в долинах рек или в местах высокого гипсометрического положения поверхности шарьирования эрозия может удалить весь аллохтон и обнажить породы автохтона или паравтохтона. Такие участки автохтона, окруженные породами аллохтона, называются тектоническими окнами.

Перемещение аллохтона сопровождается интенсивным разрушением его фронтальной, лобовой части и образованием тектонического месаива — меланжа. Этот термин (франц. — мешанина, смесь) был введен в литературу Е. Гринли в 1919 г. и в настоящее время широко используется во всех странах.

Меланж (рис. 100) представляет собой хаотическое образование, отличающееся от сходных седиментационных комплексов — олистостромов, образующихся при подводно-оползневых

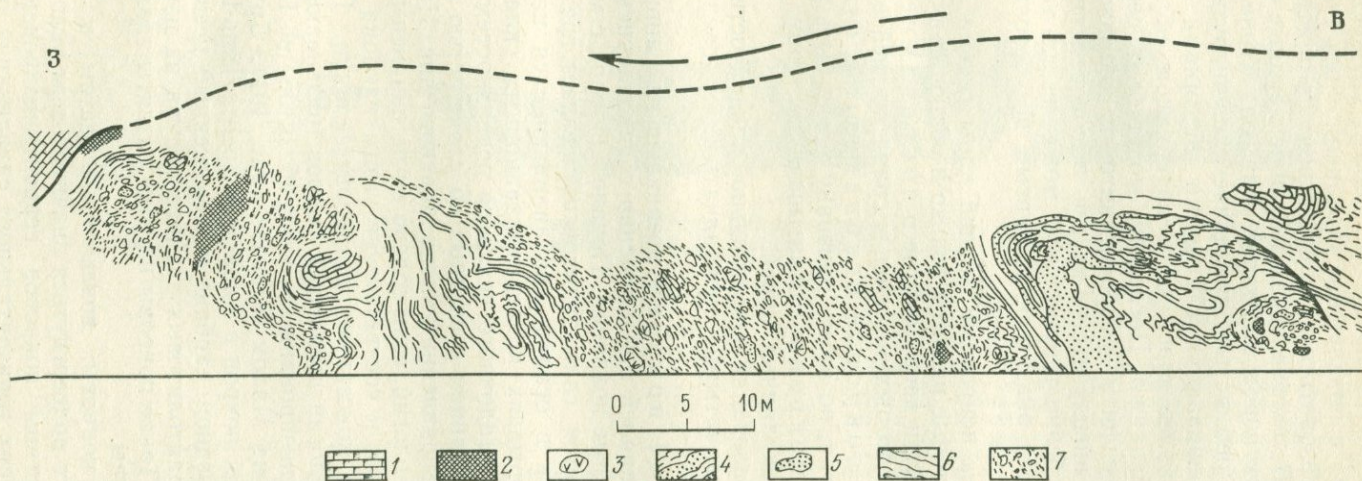


Рис. 100. Меланж под тектоническим покровом триасовых известняков в Динаридах. По И. И. Белостоцкому (1978 г.)
 1 — триасовые известняки; 2 — рассланцованные серпентиниты; 3 — глыбы диабазов; 4 — кремнисто-глинистые сланцы; 5 — глыбы радиоляритов; 6 — аргиллиты; 7 — рыхлые тиллитоподобные образования с глыбами различных пород в аргиллитовом субстрате. Слева сверху подшва тектонического покрова, стрелка — направление его движения

или прибрежно-обвальных процессах, явными следами тектонического воздействия и появлением дислокационных текстур. Но меланж может образоваться по олистострому, а олистостром — за счет меланжа. В тектоническом меланже крупные блоки относительно жестких пород автохтона или аллохтона (известняки, песчаники, кремнистые, вулканические, интрузивные породы и др.) перемешиваются с мелкими обломками таких же пород, а также с более пластичным материалом, образующим базис (матрикс) меланжа. Последним могут быть серпентинизированные ультрамафиты — серпентинитовый меланж, а также аргиллиты, гипсы, ангидриты и другие высокопластичные породы. Меланж, особенно терригенный, может иметь тиллитоподобную текстуру или оказаться растертым до состояния катаклизатов и милонитов.

Глубина захвата покровами земной коры весьма различна. Для тех из них, которые развиты только в осадочно-вулканогенных толщах, Ж. Обуэн ввел понятие о покровах чехла; покровы, в строение которых вовлечен и гранитно-гнейсовый слой, получили название покровов основания, т. е. фундамента. В особый, третий тип, по этому признаку могут быть выделены офиолитовые покровы, охватывающие кору и верхи мантии океанов и окраинных морей.

По времени образования относительно складчатости покровы могут быть доскладчатыми, соскладчатыми и послескладчатыми.

Доскладчатые покровы возникают на ранних этапах развития геосинклиналей одновременно с накоплением осадков (консидиментационные покровы). Появление пород с малой вязкостью (серпентинитов, глин, эвапоритов) создает гравитационную неустойчивость в осадках, накапливающихся на склонах поднятий или на крыльях консидиментационных складок, возникновение срывов осадочного чехла по поверхностям пластичных пород с образованием согласных со слоистостью покровов, перемещенных в направлении уклона морского дна. Наклон поверхностей срыва пологий, если только он не изменен последующими деформациями и соответствует углам наклона морского дна или крыльев консидиментационной складки. Примером может служить пологий согласный покров, развивающийся по подошве серпентинизированных ультрабазитов в Вединской офиолитовой зоне на Малом Кавказе (рис. 101). Другой пример — Тегермачский покров в Алайском хребте Тянь-Шаня, образовавшийся в среднем карбоне и выраженный псевдосогласным залеганием граптолитовых сланцев силура на известняках среднего карбона. Такие покровы широко развиты также в Скалистых горах Канады.

Доскладчатые покровы, вовлеченные затем в линейную складчатость, могут подвергнуться значительным усложнениям. Разделяющие пластины покровов серпентинизированные ультрабазиты в условиях горизонтального сдавливания перемеща-

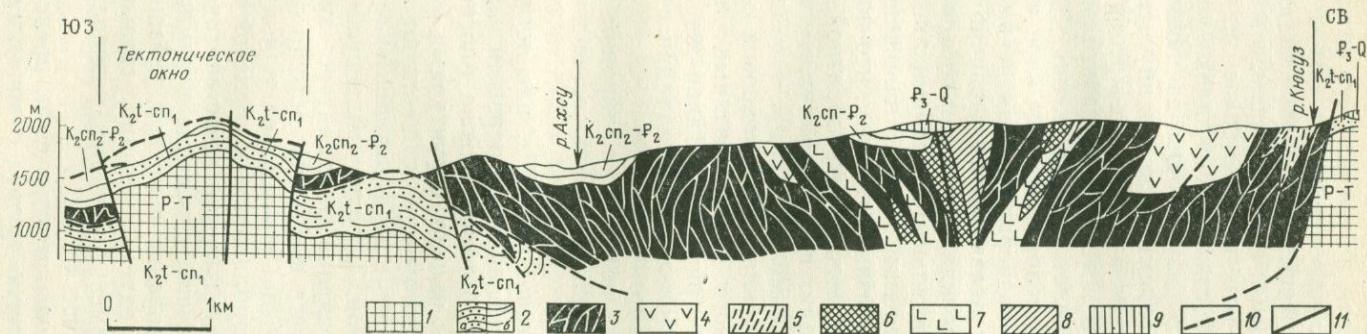


Рис. 101. Пологий согласный покров офиолитов (Малый Кавказ, Вединская офиолитовая зона). По М. Г. Ломизе (1979 г.)

1 — палеозойско-триасовый доколь; 2 — чехол туронских — нижнеконьякских (а), верхнеконьякских — эоценовых (б) отложений; 3 — цветной меланж; 4—5 — отдельные компоненты цветного меланжа (4 — пирокласты, 5 — мергели и известняки); 6 — серпентиниты и серпентинизированные поверхности; 7 — габброиды; 8 — зеленые метаморфические сланцы; 9 — молодые лавы; 10 — основание Вединского покрова; 11 — более поздние сбросы и взбросы

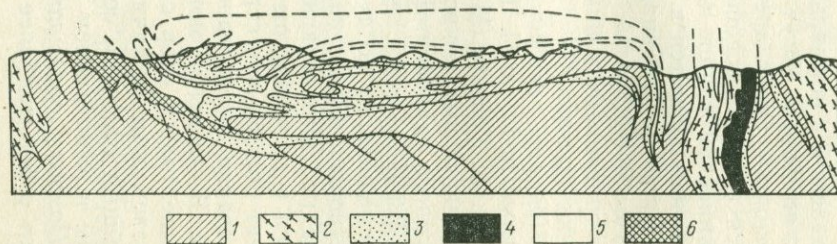


Рис. 102. Разрез через Пеннинские покровы в центральном Тичино. По В. Набольшу (1952 г.), из книги Л. У. де Ситтера

1 — ортогнейсы; 2 — мигматиты; 3 — парагнейсы; 4 — позднеTECTONические интрузии; 5 — мезозойские отложения в Пеннинских покровах; 6 — то же, в Готардском массиве

ются в участки минимального давления, а затем выжимаются вверх по ослабленным зонам, образуя на поверхности мощные пояса серпентинитового меланжа с включениями в них отторженцев вмещающих пород. По отношению к линейной складчатости эти пояса могут быть согласными или секущими, а их положение в разрезах вертикальное или крутое, такое же как у большинства осевых поверхностей линейных складок.

Соскладчатые покровы образуют одну из наиболее распространенных групп покровов, характерную для внутренних зон складчатых систем. Они возникают в результате преобразования вертикального тектонического потока в горизонтальный, устремляющийся к периферии складчатого сооружения. Здесь эти покровы могут лечь на еще не дислоцированные слои автохтона и затем, как и доскладчатые, подвергаются смятию вместе с последними. Складки, в которых оказываются первично или вторично смятыми соответственно доскладчатые или соскладчатые покровы, называют не антиклинальными или синклинальными, а антиформными и синформными, подобно наложенным складкам метаморфических толщ. Связано это с тем, что последовательность слоев в их крыльях может быть обратной, наблюдаемой в нормальных антиклиналях и синклиналях, т. е. в ядрах антиформ могут залегать более молодые слои, а в ядрах синформ — более древние. К числу складчатых покровов относятся покровы основания пеннинского типа, названные так по Пеннинской группе покровов Альп (рис. 102). Такие же покровы наблюдаются в каледонидах Восточной Гренландии, в центральной части Канадских Кордильер.

Послескладчатые покровы также пользуются широким распространением; к ним относятся покровы, возникающие из лежащих складок.

Покровы, возникающие из лежащих складок, или покровы первого рода, по П. Термье, были описаны еще первыми наппистами: А. Геймом, М. Люжоном, Э. Арганом; позже многие из указанных ими покровов оказались, однако, структурами более сложного строения. Тем не менее несомненно существуют покровы, развившиеся при срыве верхнего крыла лежащих складок, перемещенного по субгоризонтальной, нередко волнистой поверхности. Слои автохтона, слагающие подвернутое крыло складки, примыкающие к поверхности смещения, обычно находятся в опрокинутом залегании, тогда как разрез аллохтона имеет нормальное строение. При приближении к корневой зоне залегание слоев становится более крутым или даже вертикальным. В смещения могут быть вовлечены и древние метаморфические толщи ядер складок. Образование покровов, связанных с разрывами лежащих складок, следует, очевидно, связывать с общим сжатием, сопровождающимся глубинным раздавливанием и выжиманием пластичных масс чехла.

Покровы скалывания, или покровы второго рода, представляют собой наиболее распространенную группу, отличающуюся

захватом больших площадей и наиболее значительными амплитудами горизонтального смещения, достигающими 150—200 км и, возможно, больше. Решающее значение в образовании покровов скальвания имеют глубинные поддвиги гранитно-метаморфического фундамента под относительно рыхлый и пластичный чехол осадочных пород, наваливающийся на фронт глубинного поддвига. Этот механизм был предложен О. Амферером в 1906 г. Поверхность срыва покровов скальвания срезает под большим углом не только складки автохтона или прилегающего покрова, но нередко и складки в самом теле покрова. Покровы скальвания развиваются преимущественно во внешних зонах геосинклинальных систем, главным образом в раннеорогенную стадию.

Покровы скальвания широко распространены у фронта Восточных Карпат (рис. 103). Наиболее логичное объяснение классической покровно-чешуйчатой структуры этой области заключается в допущении поддвига кристаллического фундамента платформы под краевую часть Карпат. В результате этих движений образовался пакет покровов, сложенных надвинутыми друг на друга лежащими и запрокинутыми складками палеогеновых и меловых пород с общей амплитудой горизонтального смещения по данным бурения более 30—40 км. Скольжение отдельных пластин облегчалось присутствием между ними и в автохтоне миоценовых эвапоритовых и глинистых толщ. По мере перехода от Внешней зоны к Внутренним Карпатам поверхности, разделяющие отдельные покровы пластины, становятся более крутыми, а распространенные в них складки наклонными и прямыми и покровная структура сменяется чешуйчатыми надвигами. Наиболее интенсивная фаза поддвига фундамента платформы под Карпаты связана с ранним миоценом. В результате движений возникло утолщение коры под Внешними Карпатами на 8—10 км.

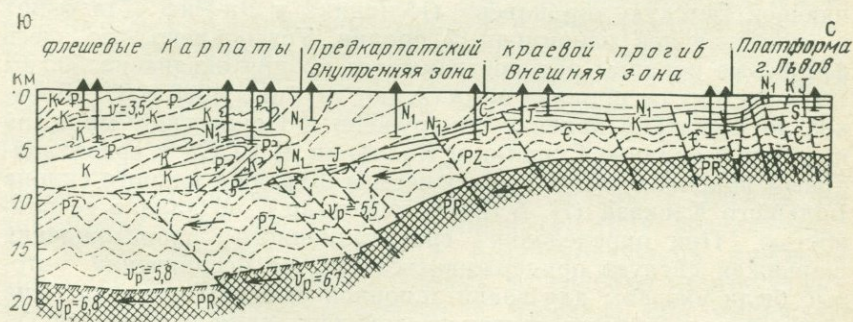


Рис. 103. Разрез через покровы северного склона Восточных Карпат и Предкарпатский прогиб в направлении г. Львова. По Л. Т. Бойчевской (1984 г.), с изменениями

V_p — граничные скорости сейсмических волн (км/с); жирный пунктир — поверхности волочения; стрелки — направление движений автохтона

В близких условиях возникли покровы на Западном склоне Урала, где они связаны с поддвигом в конце палеозоя фундамента восточной окраины платформы под Уральскую геосинклиналь.

Аналогичная картина строения характерна для Скалистых гор Канады и Аппалачей. Недавно проведенное глубинное сейсмомониторинговое исследование методом отраженных волн показало, что Аппалачи на всю свою ширину надвинуты на восточное продолжение Североамериканской платформы. В Скалистых горах Канады продолжение пододвинутого фундамента переработано и вовлечено в деформации пеннинского типа метаморфического комплекса Центральных Кордильер. Поддвиг континентальных платформ компенсируется раздвигом (спрединг) по другую их сторону (в случае Скалистых гор — в Атлантическом океане).

По своему происхождению покровы делятся на две категории: гравитационные и компрессионные (сжатия).

Гравитационные покровы представляют, по существу, громадные оползни. Они образуются в основном на орогенном этапе развития геосинклиналей, встречаются и в эпиплатформенных орогенах и чаще всего предстают в виде огромных пластин, подстилаемых слабо наклонной от оси складчатого сооружения поверхностью срыва (у своего фронта она может приобрести, вследствие сопротивления, и обратный наклон) и нередко осложнены каскадом гравитационных складок (рис. 104). Классический пример гравитационного покрова — флишевый покров Амбрюне-Юбей во Французских Альпах, подобно гигантскому языку проложивший себе путь между высокоподнятыми внешними кристаллическими массивами Пельву и Меркантур. Гравитационные покровы вообще очень характерны для горных сооружений Западного Средиземноморья. Особенно грандиозен их масштаб в районе Гибралтарской дуги, соединяющей Бетскую кордильеру (Испания) и Эр-Риф (Марокко) и пересекающей одноименный пролив. Установлено, что здесь флишевые покровы распространяются по дну океана на 500 км (!) к востоку от пролива и достигают глубины 4000 м (!). Близкое по масштабу явление обнаружено в Ионическом море, на подводной окраине Сицилии и Калабрии. В СССР к гравитационным покровам могут быть отнесены шарьяжи южного склона Большого Кавказа (Н. Б. Вассоевич и др.), но далеко не полностью. При определении гравитационного происхождения шарьяжей следует придерживаться тех же ограничений, которые были указаны для гравитационной складчатости — должна существовать область тектонической денудации и т. д. Эти условия соблюдаются лишь для меньшей части покровов, а значительно большая их часть относится к категории компрессионных покровов (см. ниже).

Гравитационные покровы могут сначала перемещаться по дневной поверхности — так называемые постэрозионные пок-

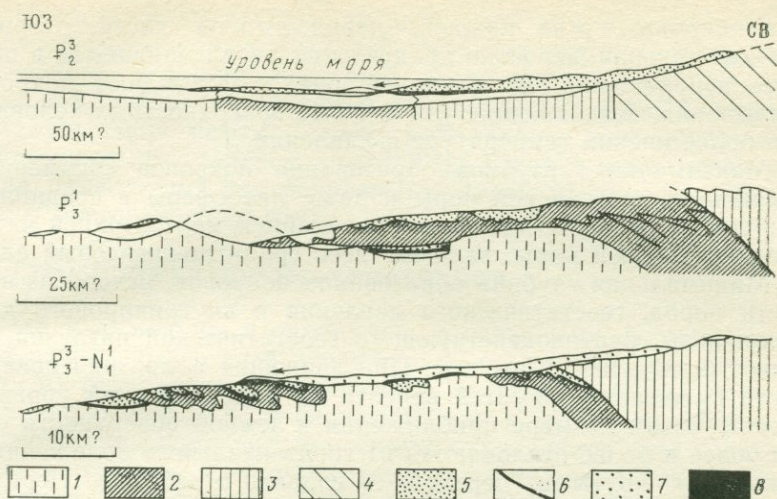


Рис. 104. Схемы механизма становления гравитационного шарьяжа в районе Амбрюне — Юбей (Французские Альпы). По Ж. Дебельмасу и К. Керкхове (1973 г.)

1 — автохтон, внешняя зона Альп; 2 — Суббриансонская зона и чешуи; 3 — Бриансонская зона и покровы; 4 — зона Пьемонта и более внутренние зоны; 5 — покров Огатаи; 6 — олистостромы; 7 — покров Парпайон; 8 — базальные чешуи покрова Парпайон

ровы, а затем спускаться в водоемы краевых прогибов, где распадаются на отдельные фрагменты и в конечном счете превращаются в олистостромы. Провести четкую грань между покровами и олистостромами в подобной ситуации очень трудно, особенно между останцами шарьяжей — клиппами и крупными сплошными пластинами известняков — олистоплаками. Окончания гравитационных покровов к тому же оказываются погребенными внутри молассовых толщ, т. е. представляют конседиментационное образование. Все эти явления наиболее ярко выражены во внутренних бортах Гвадалквивирского прогиба перед Бетской кордильерой в Испании, в Предрифском прогибе Марокко и в Сицилии.

Компрессионные покровы имеют общее происхождение со складчатостью регионального сжатия и течения. Во внутренних зонах это покровы пеннинского типа, возникающие из пакета лежащих складок с редуцированными нижними крыльями антиклиналей и с ядрами из глубоко метаморфизованных пород комплекса основания. Нередко они выражены в виде опрокинутых и растянутых гранито-гнейсовых валов. Во внешних зонах преобладают покровы скальвания.

Корни покровов основания представлены теми же породами, но залегающими вертикально и сильно переработанными; такая картина наблюдается в тылу Пеннинской зоны Альп, где на поверхность выведены низы континентальной коры. В офиолито-

вых покровов, в их нижней, перидотитовой части развиты складки течения, вероятно продукты их расплющиваются в процессе перемещения. Во внешних зонах преобладают покровы скальвания, возникающие уже в более поверхностных условиях при более низких температуре и давлении.

Максимальная глубина образования покровов соизмерима с мощностью океанской коры и даже литосферы в срединных хребтах, а также с мощностью по крайней мере верхней части континентальной коры, включая весь гранитно-гнейсовый слой.

Минимальная глубина образования покровов, исходя из вязкости пород, геостатического давления и внутривещного давления воды, противодействующего геостатической нагрузке, не может быть менее 1,5—2 км. При движении аллохтона поверхности смещения стремятся перейти на более высокий уровень, в связи с чем по мере приближения к земной поверхности они все более и более отклоняются от горизонтального положения и становятся крутыми, переходя в надвиги и взбросы. Переход смещения с одного уровня на другой обычно совершается вдоль пачек высокопластичных или водонасыщенных пород, что придает им ступенчатый характер, причем чем ближе к периферии складчатой системы, тем выше располагаются поверхности срыва.

Скорости движения покровов могут быть рассчитаны лишь приблизительно, так как надежно устанавливается лишь время окончания движений, но не их начала. Д. Н. Андрусов для покровов внутренних Западных Карпат, имеющих горизонтальную амплитуду в 80—90 км, время смещения считал от 4 до 15 млн. лет при средней скорости от 6 до 12 мм в год. Близкие цифры получил И. И. Белостоцкий для покровов Динарид, время смещения которых исчисляется в 17 млн. лет при средней скорости от 7 до 19 мм в год; наибольшие скорости смещения гравитационных покровов — 20—40 мм в год. Как установлено на целом ряде примеров, в Альпах и Карпатах смещение аллохтона происходило не плавно, а отдельными скачками. Для покровов Динарид И. И. Белостоцкий выделяет пять фаз движений от середины мела до раннего миоцена. Скорости движения в отдельные фазы достигали 24 мм в год.

Время окончательного становления покрова определяется по его запечатыванию слоями, не претерпевшими горизонтального смещения. Они образуют так называемый неоавтохтон.

В образовании покровов, как, впрочем, и других видов деформаций слоистых толщ, большое значение придается внутривещному давлению воды или минеральных растворов, уравновешивающему вертикальную нагрузку и способному удерживать пластины покровов в полувзвешенном состоянии, что в значительной степени облегчает их горизонтальное скольжение. По мнению И. И. Белостоцкого, гравитационное смещение аллохтона при таких условиях может осуществляться в условиях незначительного бокового стресса при углах наклона всего 1—3°.

Покровы могут играть важную роль при прогнозировании полезных ископаемых. В погребенных под верхними покровами, играющими экранирующую роль, слоях нижних покровных пластин в Карпатах и Скалистых горах Канады и США открыты месторождения нефти и газа; в Аппалачах они обнаружены в автохтоне. В Алайском хребте Тянь-Шаня в известняках карбона, залегающих под покровными сланцами силура, обнаружены месторождения руты.

§ 5. СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

После того как мы ознакомились с основными формами коровых складчатых и разрывных нарушений, можно охарактеризовать их распределение и сочетание в пределах целых складчатых сооружений. Среди последних, как и среди породивших их геосинклинальных систем, следует различать два главных типа — окраинно-континентальные (лиминарные по Ж. Обуэну) и межконтинентальные (коллизийные). В окраинно-континентальных сооружениях (рис. 105) одно крыло обращено к океану или окраинному морю и под него пододвинута океанская кора (иногда, как в Калифорнии, оно обрезано трансформным разломом), а другое крыло — к континенту и под него пододвинута континентальная кора — фундаменты прилегающей платформы. Следовательно, с одной стороны имела место субдукция типа Б, с другой — типа А (см. главу 6). В итоге крылья и слагающие их складки и надвиги имеют противоположно направленную вергентность и все сооружение представляет собой в современной структуре антивергентный мегантиклинорий. Со стороны континентальной платформы он обычно сопровождается краевым (передовым) прогибом, а на его центральную часть наложены молассовые впадины, иногда присдвигового происхождения. Как правило, складки континентального крыла сорваны с фундамента; они представляют собой складки продольного изгиба, осложненные надвигами, более крутыми у поверхности, выполаживающимися с глубиной и сливающимися в единую плоскость смещения в кровле фундамента. В центральной части сооружения нередко находится гранито-метаморфическое ядро, сложенное складками течения, гранито-гнейсовыми куполами и гранитными плутонами — продуктами ремобилизации пододвинутого края континентальной платформы, либо метаморфизма и анатексиса внутренней, наиболее древней части аккреционного клина океанского крыла сооружения. Типичные примеры подобных складчатых сооружений — Североамериканские Кордильеры и Анды, кроме Центральных, океанское крыло которых в значительной степени подверглось тектонической эрозии в окаймляющей зоне Беньофа. Наряду с этим, по периферии Тихоокеанского кольца встречаются сооружения, в океанском крыле которых полностью или частично (в самой внешней части) господствует вергентность, направленная от

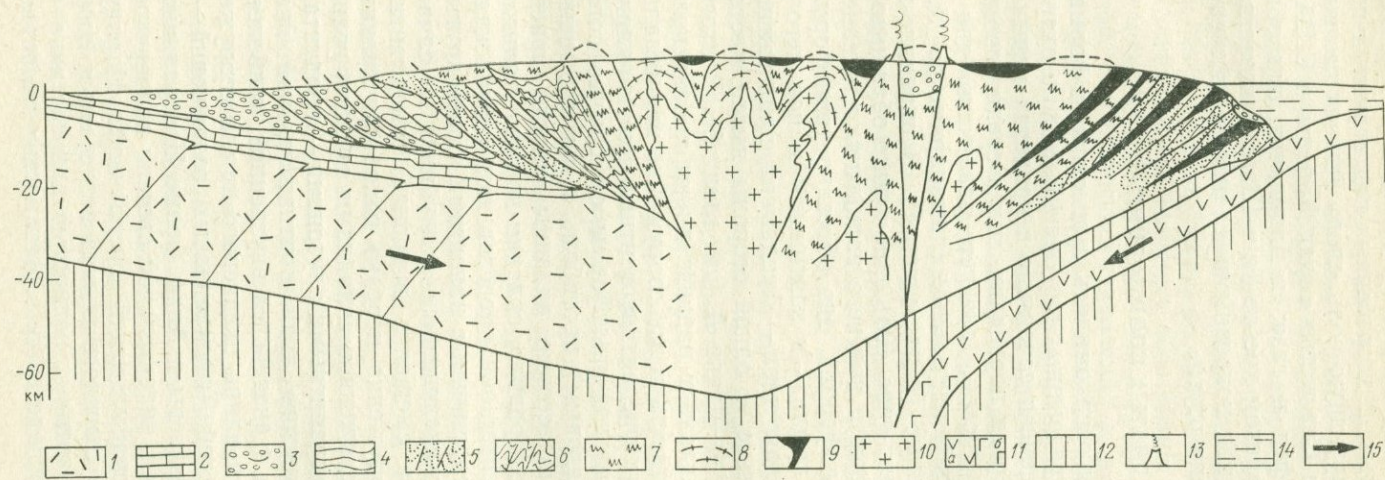


Рис. 105. Схема строения окраинно-континентальных складчатых сооружений. По В. Е. Ханну (1984 г.)
 1 — консолидированная континентальная кора; 2 — платформенный чехол; 3 — молассы; 4 — терригенно-карбонатная шельфовая формация со складчатостью продольного изгиба; 5 — флиш; 6 — то же, с изоклинальной складчатостью и кливажем; 7 — метаморфиты (с синметаморфической складчатостью); 8 — гнейсы в куполах; 9 — офиолиты; 10 — граниты; 11 — океанская кора (а — нормальная, б — эклогитизированная); 12 — верхняя мантия; 13 — вулканы; 14 — вода в океане; 15 — направление движения литосферных плит

океана к континенту и встречаются офиолитовые покровы, надвинутые со стороны океана в процессе обдукции океанской коры. В результате образуются моновергентные мегантиклинории, подобные складчатым сооружениям Восточной Австралии, Новой Гвинеи, Новой Каледонии и Новой Зеландии.

Межконтинентальные сооружения (рис. 106) являются продуктами коллизии двух континентальных плит, поддвига одной континентальной плиты под другую. Соответственно они обычно имеют резко асимметричную структуру и однонаправленную в сторону пододвинутой плиты вергентность. Но на противоположной стороне в относительно узкой полосе иногда наблюдается явление обратного опрокидывания складок и надвигов, — явление ретрошарьяжа, отмеченное в Альпах, Карпатах, на Большом Кавказе. Ретрошарьяж происходит в позднеорогенную стадию и представляет явно вторичное явление скорее всего гравитационного происхождения. Со стороны пододвинутой плиты, т. е. с фронта, сооружения данного типа окаймляются передовыми прогибами, с обратной стороны — менее глубокими тыловыми прогибами. Надвиги и покровы

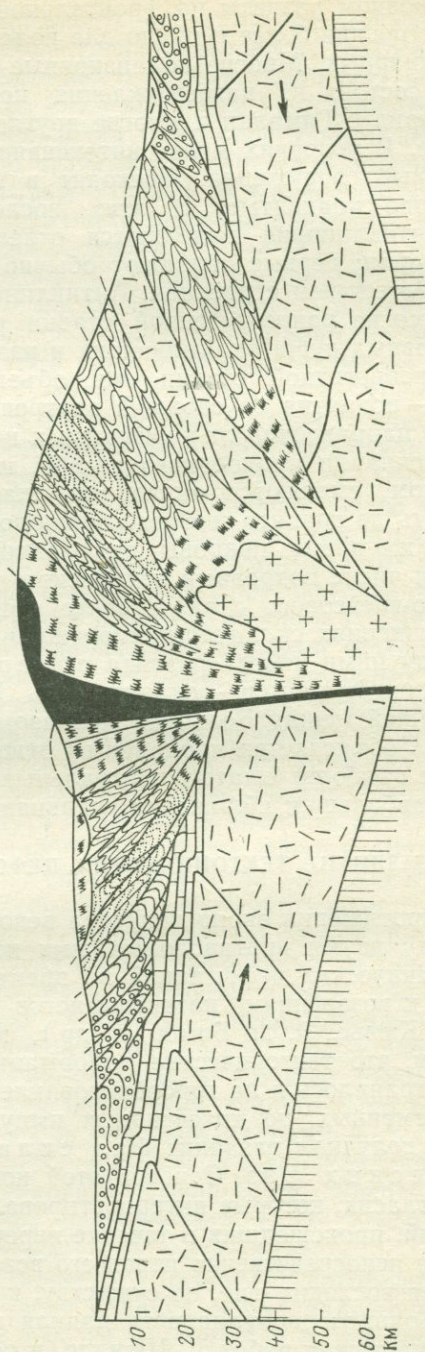


Рис. 106. Схема строения межконтинентальных складчатых сооружений. По В. Е. Хану (1984 г.). Условные обозначения см. рис. 105

в основном развиты на фронтальной стороне и вообще покровное строение более типично для коллизионных орогенов, чем для лиминарных. Многие коллизионные орогены практически целиком состоят из нагромождения покровов — Альпы, Карпаты, Динариды, Гималаи и многие другие в Альпийско-Гималайском поясе. В условиях менее интенсивного поперечного сжатия покровные сооружения переходят в покровно-складчатые и надвигово-складчатые. В этих последних в общей структуре мегантиклинория выделяются отдельные антиклинории и синклинории; первые обладают обычно антивергентным, вторые — синвергентным строением. Антиклинории и синклинории формируются на раннеорогенной стадии развития соответственно из островных дуг и окаймляющих и разделяющих их прогибов. На позднеорогенной стадии они объединяются в мегантиклинория — поднятия со сложной внутренней структурой.

В направлении от периферии к центру складчатого сооружения складки продольного изгиба, иногда осложненные диапиризмом, сменяются складками скальвания, а затем течения вплоть до гранито-гнейсовых куполов, а покровы чехла, обычно в то же время покровы скальвания, — покрывами основания, в том числе покрывами пеннинского типа, с участием пород гранитно-гнейсового слоя, и далее офиолитовыми покрывами. На погружениях складчатых сооружений и в поперечных прогибах между ними иногда развита поперечная складчатость. Типичный пример — складчатость Южнокаспийской впадины, лежащей между Большим Кавказом и Копетдагом. Ее образование объясняется продольным отжиманием материала со стороны наиболее сжатых центральных частей орогенов, лежащих на наибольшем сближении сталкивающихся литосферных плит.

§ 6. РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ВО ВРЕМЕНИ

На протяжении около полутора веков в геологии шла полемика между двумя противоположными концепциями происхождения тектонических деформаций во времени. Одна из них, восходящая к воззрениям катастрофистов первой половины XIX в. (Ж. Кювье, Э. де Бомон и др.), исходила из представления о том, что тектонические деформации (первоначально это распространялось и на горообразование) проявляются в виде кратковременных, но интенсивных импульсов, которые в дальнейшем получили название фаз складчатости, или орогенических фаз. Основой этой концепции служили угловые несогласия, которые интерпретировались как показатель деформаций, происшедших в течение перерыва осадконакопления или даже непосредственно перед его возобновлением (эта интерпретация восходит еще, по существу, к Н. Стено — см. главу 1, § 2).

Большую популярность данная концепция приобрела с выходом в свет работ Г. Штилле, в особенности после опубликования его книги «Основы сравнительной тектоники» (1924 г.).

В них доказывалась ограниченность числа орогенических фаз в фанерозойской истории Земли (первоначально их было выделено всего 19), их кратковременность (сотни тысяч лет) и всеобщее распространение. Фазы были выделены и датированы по местам своего типичного проявления (например, бретонская на границе девона и карбона по названию французской провинции Бретань, ларамийская по горам Ларами в Скалистых горах США и т. п.); их названия получили широкое признание и вошли в учебники исторической геологии.

Между тем начиная с работ Ч. Ляйеля развивалось совершенно иное представление — не катастрофистское, а эволюционное — о непрерывности тектонических деформаций, их постепенном нарастании и спаде. Эта концепция была временно приглушена успехом взглядов Г. Штилле, но во второй половине 30-х и 40-х годов претерпела возрождение в связи с успехами детального геологического картирования и изучения глубинной структуры угленосных и нефтегазоносных бассейнов. При этих исследованиях было выявлено, во-первых, большое число несогласий, не вписывавшихся в список (или «канон», как его стали называть) орогенических фаз Г. Штилле; многие из этих несогласий, по которым были выделены новые орогенические фазы, приходились на те геологические периоды, которые Г. Штилле считал анорогенными, т. е. спокойными переходами между фазами — кембрийский, девонский, триасовый, четвертичный. Ряд таких фаз был выделен советскими геологами (салаирская, тельбесская, лабинская и др.). Г. Штилле пришлось пересматривать свой канон и дополнять его новыми фазами, но их множественность существенно подрывала тезис об эпизодичности деформаций. Была подвергнута сомнению и точность датировки фаз и указано на их «подгонку» под фазы канона Штилле, а также на возрастное скольжение одной и той же фазы в пределах одной складчатой системы и на продолжительность протекания фазы, сопоставимую с длительностью накопления отдельных подъярусов или ярусов стратиграфической шкалы. Во-вторых, и это казалось еще более важным, в ряде областей было установлено широкое развитие конседиментационной складчатости, т. е. роста складок на дне бассейна одновременно с продолжающимся накоплением осадков. Отсюда было сделано заключение, что угловые несогласия являются, по выражению Н. С. Шатского, лишь отдельными кадрами, выхваченными благодаря наложению перерывов в осадконакоплении из фактически непрерывного процесса деформаций. Логическим следствием подобного вывода является отсутствие оснований для выделения каких-либо особых фаз деформаций.

Дальнейшее изучение фактического материала показало, однако, что обе концепции в своей крайней форме являются неправильными. Рост складок (то же относится и к разрывным нарушениям — сбросам, надвигам, шарьяжам) происходит длительно, а в масштабе планеты непрерывно (отсюда отсутствие

«анорогенных» периодов), но вместе с тем резко неравномерно. Фазам его усиления и отвечает проявление несогласий, часто являющихся следствием именно интенсивного подъема сводов антиклиналей (местные несогласия) или общего «скупчивания» осадков (региональные несогласия). Статистическая обработка данных о проявлении несогласий, произведенная А. А. Прониным на материале, по всему миру показала, что эти несогласия распределены в геохронологической шкале достаточно закономерно, и в большинстве случаев их сгущение соответствует фазам, выделенным Г. Штилле и его последователями. Это свидетельствует о глобальном значении таких «пиков» тектонической активности, с чем перекликается периодическое усиление магматической деятельности и регионального метаморфизма в геосинклинальных поясах. Последнее доказывается статистикой радиометрических датировок, выполненных советскими геологами М. М. Рубинштейном для фанерозоя, Ю. Д. Пушкаревым для докембрия (ранее для докембрия на более ограниченном материале то же было показано американцем Г. Гэстилом). Изучение крупных гранитных батолитов — Северо-Востока СССР (Л. В. Фирсов, И. А. Загрузина), Кордильер Северной и Южной Америки показало, в частности, что их формирование протекало на протяжении многих десятков, нередко более сотни миллионов лет, но в этом процессе четко различаются определенные кульминации, совпадающие с эпохами тектонических деформаций.

Таким образом, процесс тектонических деформаций, как и тесно связанные с ним процессы регионального метаморфизма и гранитообразования, это процесс непрерывно-прерывистый, в котором следует различать отдельные фазы тектонической и вообще эндогенной активности и разделяющие их периоды ее относительного затухания. Продолжительность фаз деформаций, как показывают конкретные примеры (конец юры и конец эоцена на Большом Кавказе и др.), может быть оценена в 3—5 млн. лет. Эти фазы концентрируются в эпохи деформаций большей продолжительности, порядка 15—20 млн. лет, разделенные относительно более спокойными и длительными (30—40 млн. лет по А. А. Пронину) промежутками времени. Фазы, выделенные Г. Штилле, в большинстве случаев соответствуют именно эпохам деформаций в данном понимании. Поэтому за этими эпохами можно сохранить традиционные наименования, в то время как фазы более целесообразно датировать непосредственно по стратиграфическим соотношениям между разделенными несогласием отложениями, например, послеаптская — до-сеноманская или в случае несогласия между смежными ярусами — альбом и сеноманом — предсеноманская.

Внутри эпох наблюдается миграция фаз, смещение зон их проявления от внутренних областей геосинклинальных систем к их периферии, а нередко и по простиранию системы. Она хорошо документирована, например Г. Муравски в Рейнских слан-

цевых горах по радиометрическим датировкам начального метаморфизма. Миграцию вкрест и по простирацию складчатых систем обнаруживают и эпохи деформаций, причем миграция фаз и эпох происходит с некоторым перекрытием, вызывая повторное проявление несогласий в разрезе.

Эпохи (по Г. Штилле фазы) деформаций в свою очередь группируются в эры (по Г. Штилле эпохи), которые отвечают тектоническим циклам. Критика глобальности и одновременности деформаций коснулась и тектонических циклов (А. Л. Яншин); уже при составлении «Тектонической карты СССР» под редакцией Н. С. Шатского в легенде были особо выделены эпохи (циклы) завершающей складчатости для западной части СССР, относящейся к Атлантическому сегменту Земли и для ее восточной части, принадлежащей Тихоокеанскому сегменту. Опыт составления тектонической карты Мира в общем подтверждает невозможность повсеместного выделения таких циклов, как каледонский, герцинский, альпийский в их европейском объеме. Так, цикл эквивалентный герцинскому мог начинаться в одних регионах в ордовике, в других — в силуре, в третьих — в девоне, а заканчиваться в карбоне, перми и даже первой половине триаса; то же относится и к другим циклам. Но эпохи, начинающие и заканчивающие циклы, являются глобальными, в том смысле, что они проявляются на самых различных континентах, но не в том, что они обнаруживают повсеместно интенсивное проявление; в некоторых регионах отдельные эпохи могут и вовсе не быть выраженными. Но, по существу, каждая из эпох деформаций в том или ином регионе могла являться рубежом между тектоническими циклами. Таким образом, местные условия влияют на конкретную историю движений и деформаций того или иного региона; глобальное же проступает лишь как общая тенденция и проявляется через региональное. Можно сказать, что глобальные движения создают лишь канву, на которую наносится прихотливый и изменчивый региональный узор. Эта глобальная периодичность отчетливо выступает лишь при статистической обработке всего материала.

§ 7. ПЛАНЕТАРНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Глобальная сеть глубинных разломов служит лишь наиболее ярким проявлением повсеместной делимости земной коры и литосферы в целом, обусловленной развитием трещин различного масштаба, вплоть до мелкой трещиноватости, наблюдаемой в отдельных обнажениях и карьерах. Эта трещиноватость в наиболее чистом, неискаженном наложенными деформациями виде видна в обнажениях платформенного (плитного) чехла, но она присутствует и в складчатых областях и не только в осадочных, но и в изверженных и метаморфических породах. Мощным средством изучения этой планетарной трещиноватости оказалось дешифрирование космоснимков, по данным которого составлены

карты трещиноватости крупных регионов, например Эгейского, и целых стран, например всей Франции. Давно замечено, что именно трещиноватость горных пород предопределяет рисунок речной и овражной сети, а значит и водораздельных гряд и даже ледниковый рельеф областей древнего покровного оледенения контролируется ею (наблюдения А. И. Васильчук в Прионежье). Именно через рельеф и связанный с ним и составом пород растительный покров трещиноватость главным образом и проявляется на космоснимках.

Статистическая обработка собранных материалов показывает, что планетарная трещиноватость в своей ориентировке подчиняется той же закономерности, что и регматическая сеть — лучи на розах-диаграммах отвечают двум парам сопряженных систем: ортогональной и диагональной, причем последняя преобладает. Эта закономерность распространяется и на Луну, и на другие планеты земной группы. Это показывает, что происхождение планетарной трещиноватости должно быть аналогичным происхождению регматической сети, т. е. быть обусловленным напряжениями, связанными с изменениями скорости вращения Земли. Но непосредственной причиной образования трещин является, очевидно, литификация и диагенез осадочных пород, остывание магматических и метаморфических пород, происходящие в поле ротационных напряжений.

То обстоятельство, что планетарная трещиноватость сохраняет свою ориентировку, с небольшими вариациями, в породах самого различного возраста говорит о большой устойчивости этой ориентировки, которая, казалось бы, трудно согласуется с изменчивостью положения литосферных плит по отношению к координатной сети Земного шара (аналогичное противоречие отмечается и для регматической сети). Наиболее простое объяснение этого противоречия заключается в том, что уже существующая анизотропия делает энергетически более выгодным возобновление старых трещин и разломов по сравнению с заложением новых по новым направлениям. Но при этом прежняя диагональная система могла стать ортогональной, и наоборот. Следует учитывать далее, что ограничение плит происходит в соответствии с наличествующими системами трещин и их раздвиг идет в направлении, перпендикулярном к одной из этих систем. Наконец, и ось вращения Земли приспособливается к новой конфигурации литосферных плит.

При дешифрировании космоснимков на континентальных платформах, в частности на Восточно-Европейской платформе, выявляются линейные зоны концентрации трещин, пересекающие всю платформу. Происхождение этих зон повышенной проницаемости пока остается невыясненным, но они могут существенно влиять на миграцию флюидов и тем самым на размещение некоторых полезных ископаемых.

На основании данных, полученных при изучении шарьяжей, сейсмическом зондировании литосферы и анализе распределения очагов землетрясений на глубине, установлено, что в литосфере существуют многочисленные поверхности раздела между породами с резко различными реологическими свойствами, вдоль которых происходит горизонтальное смещение одних пачек таких пород по другим, нередко на значительное расстояние. Выяснилось, что граница литосферы и астеносферы не является единственной такой поверхностью, хотя и самой главной, согласно теории тектоники литосферных плит (см. главу 13). Так возникло представление о тектонической расслоенности литосферы, впервые обоснованное А. В. Пейве и его коллегами, а теперь разрабатываемое и в США.

Одной из важнейших поверхностей потенциального срыва в литосфере является, естественно, поверхность Мохоровичича, разделяющая породы весьма различных физических свойств. Особую подвижность этому разделу придает серпентинизация перидотитов, залегающих в его основании. Поэтому везде, где раздел Мохо выведен на поверхность в составе офиолитовой ассоциации (океанской литосферы), он обнаруживает следы интенсивнейшей деформации, выраженной в горизонтальном течении. Именно по этому разделу или вблизи него происходит срыв со своего мантийного основания офиолитовых покровов.

Другая поверхность, особенно предрасположенная к срыву вышележащих образований, это поверхность консолидированной коры, т. е. поверхность кристаллического фундамента континентальных платформ. Как уже отмечалось, широко распространено смещение миогеосинклинальных комплексов по этой поверхности; ширина зоны такого смещения может превышать сотни километров.

В осадочном чехле платформ, передовых и межгорных прогибов, а также в разрезе миогеосинклиналей особенно часто встречаются срывы по эвапоритовым, соленосным толщам, но сходную роль играют и мощные толщи глин с повышенным пластическим давлением воды. Дисгармония относительно подошвы таких толщ — обычное явление. Несомненно существование поверхностей срыва и в консолидированной коре континентов. Косвенным свидетельством этого служит неоднократное и резкое изменение физических свойств и напряженного состояния пород с глубиной, обнаруженное по разрезу Кольской сверхглубокой скважины, и развитие в нем дробления пород, а также данные глубинного сейсмозондирования, подтверждающие наличие, особенно в средней части коры, зоны пониженных скоростей. На это же указывают шарьяжи основания, в которых участвуют значительные пластины пород гранитно-метаморфического слоя, например в Гималаях, на Памире, в Аппалачах. Знаменательным является также распределение по глубине очагов зем-

трясений: они концентрируются вдоль границы чехла и консолидированной коры, вдоль поверхности Мохо и в средней части коры, т. е. на тех уровнях, которые были указаны выше.

Таким образом, границы раздела, которые фиксируются по сейсмическим данным в литосфере, являются не только, а весьма возможно и не столько границами различных породных комплексов, сколько поверхностями смещения вышележащих слоев литосферы по нижележащим. Вполне вероятно существование таких уровней и в мантии, не только в кровле, но и в подошве астеносферы и кровле слоя Голицына (мезосферы) — на глубине около 400 км, на границе верхней и нижней мантии (900 км) и, наконец, на границе мантии и ядра.

Глава 11

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Как указывалось в начале книги, «венцом» регионально-тектонических исследований служит составление тектонических карт, синтезирующих наши представления о структуре той или иной территории (акватории) и истории формирования этой структуры. Вместе с тем тектонические карты являются важнейшим вкладом тектонических исследований в практику, ибо представляют собой основу карт прогноза полезных ископаемых и инженерно-геологического районирования.

§ 1. ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ

Первые попытки создания тектонических карт, вернее схем, относятся еще к концу XIX — началу XX в. Это были карты тектонических линий; на них показывалось простираение складок и разломов, характерное для той или иной складчатой системы или платформы. При этом считалось, что складчатая система определенного возраста характеризуется и определенным простираением, по крайней мере в пределах одного материка. Для тех регионов, которые еще не были изучены геологически, простираение складчатых систем отождествлялось с простираением горных хребтов; так поступал, например, Э. Зюсс в отношении Центральной Азии. Карты тектонических линий разного возраста создавались до 50-х годов нашего столетия (схема Дж. Умброве для всего мира, 1947 г.). К ним относятся карты А. П. Карпинского (Европейская Россия) и В. А. Обручева (Сибирь).

Вторым этапом в развитии тектонического картографирования явилось выделение площадей, формирование склад-

чатой структуры которых завершилось в одну из эпох складчатости, выделенных в 1887 г. М. Бертраном (каледонская, герцинская и др.). Тектоническое районирование Европы по этому принципу было впервые предпринято Э. Огом (1907 г.), но наибольшую известность получила схема Г. Штилле 1924 г. В 1933 г. были одновременно опубликованы три схемы тектонического районирования СССР: Д. В. Наливкина, М. М. Тетяева и А. Д. Архангельского — Н. С. Шатского. Последняя из них оказалась наиболее удачной, поскольку при ее составлении в качестве основного критерия был использован возраст лишь той складчатости, которая отвечает времени завершения геосинклинального развития и смены геосинклинального режима платформенным.

В 40—60-е годы в связи с накоплением данных геологического картирования, глубокого бурения (в основном нефтяного) и началом использования материалов региональных геофизических съемок и профилей происходит переход к третьему этапу — создания обзорных тектонических карт отдельных крупных стран (СССР, США) и материков. По существу первой картой этого типа явилась «Тектоническая карта СССР» в масштабе 1 : 4 000 000 под редакцией Н. С. Шатского, переизданная в 1956 г. в масштабе 1 : 5 000 000. «Тектоническая карта США» 1944 г., как и созданные по ее образцу «Тектоническая карта Канады» (1950 г.) и «Тектоническая карта Австралии» (1961 г.) были не столько тектоническими, сколько структурными. «Тектоническая карта СССР» явилась прототипом для первой «Международной тектонической карты Европы» (1964 г.) под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова, «Тектонической карты Евразии» (1966 г.) под редакцией А. Л. Яншина и международных тектонических карт Северной Америки (1969 г.), Африки (1968 г.), Австралии (1971 г.), Южной Америки (1978 г.), карты Антарктиды (1980 г.) и др. При некотором различии в деталях легенды для складчатых горных сооружений и выступов фундамента платформ (щиты, массивы) ведущим оставалось районирование по возрасту главной (завершающей, «платформобразующей») складчатости с учетом смены формаций — геосинклинальных на орогенные (молассы) и появления гранитных батолитов. Однако этот метод оказался недостаточным для показа внутреннего строения складчатых сооружений. Их главный (завершающий) геосинклинальный комплекс на «Тектонических картах СССР» 1953 и 1956 гг. и на «Международной тектонической карте Европы» (1-е изд. 1964 г.) для этой цели был подразделен на отдельные структурные этажи (обычно три), и особо выделен «комплекс основания» (доальпийский в альпийских складчатых системах, догерцинский — в герцинских и т. п.). Под структурным этажом (или ярусом, это синонимы) понимаются части складчатого комплекса, разделенные несогласиями. На «Тектонической карте СССР» в масштабе 1 : 2 500 000 под редакцией

Т. Н. Спижарского (1966 г.) структурным этажам (ярусам) придан строго генетический смысл — они отвечают определенным стадиям развития геосинклинали и выделяются особо, т. е. в разных хронологических рамках для отдельных складчатых систем нашей страны. Во втором издании «Тектонической карты Европы» вместо выделения структурных этажей применено расчленение складчатых комплексов по основным фазам деформаций, предшествующим завершающей складчатости. Эти фазы деформаций фактически соответствуют несогласиям, разграничивающим структурные этажи. Расчленению, в отличие от первого издания, подверглись и комплексы основания — они разделены в соответствии с главными эпохами их деформации, например в альпийских сооружениях среди них выделены герцинские, каледонские и более древние комплексы. Одновременно показано, что они подверглись переработке в завершающую эпоху деформаций (вертикальная штриховка соответствующего цвета). Этот же прием — показ переработки был использован для докембрийских комплексов щитов и массивов древних платформ, где явления тектоно-магматической переработки особенно широко распространены и интенсивно проявлены.

Вместе с тем со времени перехода к составлению крупномасштабных тектонических карт стало ясным, что для изображения отдельных районов платформ, покрытых осадочным чехлом, необходимо применение другого метода, чем для складчатых комплексов, по двум причинам. Во-первых, фундамент здесь большей частью глубоко погребен под чехлом и его расчленение по возрасту складчатости с той же детальностью как и для обнаженных складчатых систем или затруднено, или просто еще невозможно. Во-вторых, чехол содержит залежи важных полезных ископаемых — нефти, газа, угля и др., и показ его структуры имеет существенное практическое значение. Поэтому начиная с «Тектонической карты США» (1944 г.) и «Тектонической карты СССР» (1956 г.) для покрытых чехлом отдельных районов платформы используется разработанный нефтяниками метод стратоизогипс. Предпочтение отдается изображению в изогипсах глубин залегания фундамента; разным ступеням глубин отвечают разные оттенки основного цвета, присвоенного платформам. Чтобы все же учитывать возраст их фундамента, время завершивших его формирование деформаций, древним и молодым платформам придаются разные гаммы цветов; на картах СССР, Европы, Евразии особые цвета приданы и эпибайкальским платформам. Авторы «Тектонической карты Австралии» (1971 г.) пошли по несколько иному пути: они расчленили платформы по возрасту комплексов их осадочного чехла: позднедокембрийского, фанерозойского, мезо-кайнозойского. Наконец, третий, близкий ко второму, способ расчленения платформенного чехла применен на «Тектонической карте Белоруссии» (редактор Р. Г. Гарецкий): на ней выделены уча-

стки преобладания (по мощности) отдельных комплексов фанерозойского чехла.

При наличии данных о строении фундамента платформ на карту наносятся границы его разновозрастных блоков и некоторые детали внутреннего их строения, например выявленные геофизическими исследованиями и (или) бурением гранитные массивы; так сделано, например, на «Международной тектонической карте Европы» (1983 г.). На той же карте для наиболее изученной Восточно-Европейской платформы помещена более мелкомасштабная врезка с показом строения ее фундамента.

Масштаб обзорных карт позволяет в складчатых комплексах и комплексах фундамента показать вещественный состав по крайней мере части структурных этажей, т. е. некоторые характерные формации. Это почти всегда делается в отношении моласс, с целью выделения орогенных комплексов, нередко для флиша, для вулканогенных формаций, обычно для орогенных вулканитов, поля развития которых показывают особыми знаками, так же как и платобазальтов (траппов), иногда для других формаций — спилит-диабазовой, спилит-кератофировой. Как правило, в контурах, взятых с геологической карты, показываются интрузивные массивы (плутоны), классифицируемые по составу (ультрабазиты, базиты, гранитоиды). На ряде карт показаны фации метаморфизма, особенно древних комплексов.

В 60-е и последующие годы наряду с обзорными картами в нашей стране широкое распространение получили региональные тектонические карты в масштабе от 1 500 000 до 1 : 1 000 000. Такие карты в настоящее время изданы для многих союзных республик и регионов (например, Восточно-Европейская и Сибирская платформы, Украина, Кавказ, Казахстан). Легенды этих карт с теми или иными вариациями составлены по образцу легенды «Тектонической карты СССР» под редакцией Н. С. Шатского (1956 г.).

Новый этап в развитии тектонической картографии наступил в 70-е годы в связи с распространением идей неомобилизма и особенно пересмотром учения о геосинклиналях на основе идеи об их заложении на океанской коре и прогрессивной эволюции последней в направлении превращения в кору континентального типа. Соответственно основное тектоническое районирование стало проводиться по времени становления континентальной коры, а расчленение складчатых систем — по стадии геосинклинального процесса — океанской, переходной, зрелой континентальной коры. Поскольку практически имеется в виду возраст гранитно-метаморфического слоя, осадочный чехол платформ и осадочный комплекс внешних зон геосинклиналей (миогеосинклиналей) при этом «снимаются», в отличие от типа карт, ставшего уже традиционным. Первой картой нового типа стала «Тектоническая карта Урала» в масштаб

1:1 000 000 (1977 г.), за ней последовали карты Северной Евразии в масштабе 1:5 000 000, Северо-Востока СССР, Казахстана. Работа по составлению всех этих карт проводилась в основном в Геологическом институте АН СССР и возглавлялась А. В. Пейве. Карты близкого типа были изданы за рубежом для Нового Южного Уэльса (Австралия, Э. Шайбнер) и Аппалачей (Г. Вильямс).

В последнее время выяснилась большая сложность строения ряда складчатых геосинклинальных поясов, начиная с Североамериканских Кордильер, состоящих как бы из мозаики («коллажа») блоков, перемещенных вдоль сдвигов на расстояние иногда более 1000 км. Это приводит к совмещению блоков, весьма различных по истории и структуре. В легенде новой «Тектонической карты Канадских Кордильер» каждый из таких блоков (terrane) получил свои собственные обозначения.

Все до сих пор упоминавшиеся карты были составлены для континентальных участков земной поверхности (некоторое исключение — «Тектоническая карта Евразии», 1966 г.) и лишь в 70-е годы с накоплением фактического материала наступила очередь дна океанов. Первой «океанской» картой явилась «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли» под редакцией Ю. М. Пущаровского и Г. Б. Удинцева (1970 г.). Карта эта в основном структурно-геоморфологическая; в ней отсутствуют возрастные подразделения, кроме деления на древний Тихий и молодые — Северный Ледовитый и Индийский океаны, но она не раскрывала историю океанской коры. Но это было вполне естественным, ибо ко времени составления данной карты еще не существовало объективных данных для раскрытия истории океанов. Когда такие данные появились в виде материалов глубоководного бурения и картирования линейных магнитных аномалий, американский геолог Б. С. Хейзен с сотрудниками приступили к составлению карт строения ложа океанов, названных ими геологическими, но в действительности более близких палеогеологическим. Районирование ложа океанов проведено на этих картах по возрасту подошвы осадочного слоя, обычно соответствующему и возрасту кровли второго, базальтового слоя. Как правило, этот возраст увеличивается от оси срединных хребтов к континентальному подножию.

После создания тектонических карт практически для всех континентов и геологических карт для океанов появилась возможность для составления «Тектонической карты Мира». Первая такая карта, еще мало совершенная, была опубликована в масштабе 1:25 000 000 в 1977 г. НИИЗарубежгеологией и МГУ. Тектоническое районирование континентов в ней дано по ранее опубликованным обзорным картам. Структура океанов изображена по глубине залегания второго слоя коры, что примерно соответствует подошве осадочного чехла платформ; кроме того, контуры с отмывкой показывают распространение отдельных базальных возрастных подразделе-

лений осадочного слоя. В 1984 г. вышла из печати первая «Международная тектоническая карта Мира» в масштабах 1:15 000 000 и 1:45 000 000. В строении складчатых геосинклинальных систем различаются зоны, заложенные на континентальной (миогеосинклинали, срединные массивы), «переходной» (мезогеосинклинали) и океанской (эвгеосинклинали) коры, а общее их районирование проведено по времени наиболее интенсивных, обычно завершающих деформаций, как правило, совпадающих с региональным метаморфизмом и гранитизацией, т. е. со становлением зрелой континентальной коры. Тем самым достигнуто совмещение традиционного принципа районирования по времени завершающей складчатости и нового принципа районирования по времени становления зрелой континентальной коры. Глобальное обобщение заставило авторов карты отказаться от обычного выделения эпох деформаций под их европейскими названиями: каледонская, герцинская и т. п. и выделить их в большем числе с чисто геохронологическими обозначениями — позднепалеозойская, раннемезозойская и т. п. Ложе океана по аналогии с картами Б. С. Хейзена расчленено по геологическому возрасту; изолиниями показано изменение мощности осадочного чехла. Возрастное деление примерно совпадает со структурно-геоморфологическим, ибо все современные срединные хребты имеют возраст коры моложе эоценового, а их гребневая часть ограничивается аномалиями 5 или 4 (поздний миоцен).

Отметим еще, что в последние годы наряду с общими тектоническими картами появилось большое число специальных карт.

Таким образом, тектоническое картографирование прошло большой путь и достигло больших успехов, в особенности в нашей стране. Карты СССР, Евразии и Тихоокеанского сегмента были удостоены Государственных премий. У нас изданы и первые руководства по тектонической картографии — Т. Н. Спичарского (1973 г.), Б. П. Бархатова (1979 г.), Ю. А. Косыгина и В. А. Кулындышева (1981 г.). Определились и основные типы тектонических карт.

§ 2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ, ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ

Тектонические карты могут быть разделены прежде всего на общие и специальные. Те и другие в свою очередь подразделяются на глобальные, обзорные и региональные. Глобальные карты изображают строение всей поверхности Земли, всей земной коры как континентов, так и океанов. Их масштаб от 1:15 000 000 до 1:45 000 000. Обзорные карты — это карты отдельных континентов и океанов и крупных стран (СССР, США, Канада, КНР, Индия); они издаются в масштабе от 1:5 000 000 до 1:2 500 000. Региональные

карты — карты отдельных регионов — платформ, складчатых систем (Урал, Алтай, Кавказ и т. п.), стран (Франция, Италия, Польша и т. п.). Масштаб таких карт обычно от 1:1 500 000 до 1:500 000. Представляется, что составление более крупномасштабных тектонических карт нецелесообразно; достаточно ограничиться структурными картами. Специальные тектонические карты подразделяются в зависимости от их основного назначения: палеотектонические, неотектонические, фундамента платформ и др.

Составление общих тектонических карт преследует цели картографического отображения следующих черт строения и развития соответствующих регионов.

1. Распространение основных типов слагающих их структурных элементов земной коры, прежде всего континентов и океанов, т. е. областей развития континентальной и океанской коры (на глобальных картах); при этом структура шельфов изображается в легенде континентов с небольшой ее модификацией; далее выделяются складчатые системы разного возраста, в том числе слагающие выступы на поверхности фундамента платформ, а также плиты платформ с разновозрастным чехлом. Эти основные тектонические подразделения получают особые гаммы цветовых обозначений и буквенные индексы; в том числе разным цветом обозначаются складчатые системы и платформы разного возраста (для чехлов применяются более блеклые оттенки). Критериями разграничения складчатых геосинклинальных систем и платформ служат формации, в том числе магматические, вулканические и интрузивные, мощности (их распределение, порядок значений, градиент изменений), и интенсивность складчато-разрывных деформаций. Следует, однако, иметь в виду, что линейные складчатые деформации и даже надвиги могут распространяться и на платформенный чехол, что отмечается особым знаком (прерывистой косой сеткой на «Тектонической карте Европы», 2-е изд., 1983 г.).

2. Внутренняя структура выделенных структурных элементов. Для платформ это достигается оконтуриванием стратоизогипсами положительных и отрицательных структур поверхности фундамента и структур внутри чехла. Жирными контурами с бергштрихами выделяют отдельные своды и впадины. Особо выделяются рифты, в том числе палеорифты (авлакогены), с ограничивающими их разломами, проникающими или не проникающими в чехол. На региональных, отчасти обзорных картах, на первых в масштабе, на вторых обычно вне масштаба показываются валы и локальные поднятия, в частности соляные купола, на обзорных лишь наиболее крупные. В складчатых сооружениях в зависимости от масштаба карты немасштабными знаками наносятся оси либо отдельных складок (на региональных картах), либо целых антиклинорий и синклинориев (на обзорных картах). Разрывные нарушения подразделяются более или менее подробно также в зависимости от типа

и масштаба карты, но обязательным является выделение сбросов, сдвигов, надвигов и шарьяжей, глубинных и внутрикоровых, на обзорных картах лишь региональных.

3. Происхождение и стадии развития складчатых систем и платформенного чехла. С этой целью особо выделяются зоны геосинклинальных складчатых систем, возникшие на коре океанского, «переходного» или континентального типа. Оттенками цвета складчатости соответствующего возраста и буквенными индексами с добавлением цифры выделяются структурные этажи, отвечающие отдельным стадиям развития геосинклинальной системы — предгеосинклинальной — рифтовой в межгеосинклинальных поясах, океанской — в окраинно-континентальных, раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной (островодужной, переходной), ранне- и позднеорогенных. Границы этажей, как правило, должны соответствовать основным фазам деформаций в пределах данной тектонической эры. Критериями выделения образований, отвечающих тем или иным стадиям развития системы, служат характерные формации — осадочные, например континентальная обломочная для рифтовой (грабеновой), флиш для позднегеосинклинальной, ранняя и поздняя моласса соответственно для ранне- и позднеорогенных, вулканогенные — например офиолитовая ассоциация для океанской, толеит-базальтовая или андезит-базальтовая для раннегеосинклинальной, андезитовая — для позднегеосинклинальной, plutонические — ультраосновные — щелочные интрузии для рифтовой стадии, калинатровые гранитоиды для позднегеосинклинальной, калиевые гранитоиды для раннеорогенной и щелочные гранитоиды — для позднеорогенной. На обзорных картах следует стремиться к унификации системного и этажного расчленения с указанием пределов возрастного скольжения границ; на региональных картах это расчленение может даваться отдельно для отдельных складчатых систем как на карте СССР под редакцией Т. Н. Спижарского.

Что касается платформенного чехла (в широком смысле), то в его составе прежде всего необходимо выделить комплексы ранних и поздних авлакогенов. Собственно плитный чехол подразделяется на структурные комплексы, отвечающие складчатым комплексам геосинклинальных систем. На региональных картах платформ каждый из этих комплексов может быть выделен отдельным цветом, как это сделано, например, на картах Сибирской платформы или Белоруссии и Прибалтики. На обзорных картах площадь распространения отдельных комплексов чехла может быть околонулена линией с отмывкой и индексом, как на «Международной тектонической карте Европы». При этом границы комплексов приурочиваются к крупным перерывам осадконакопления и географическим несогласиям. Выделение более узких подразделений, если время их накопления характеризовалось своим особым структурным планом,

целесообразно лишь на наиболее детальных региональных картах и производится тем же способом.

К сожалению, практически невозможно (карта окажется перегруженной) отразить на обзорных общетектонических картах проявление новейшей активизации, вторичного орогенеза с его сводово-глыбовыми деформациями. Косвенно о новейших поднятиях свидетельствует выход на поверхность пород фундамента древних и складчатого основания молодых платформ, а погружениях — развитие впадин с молассами олигоцен-четвертичного возраста.

4. Проявления интрузивного магматизма и регионального метаморфизма. Известно, что эти проявления служат чуткими индикаторами тектонических режимов, поэтому их отображение на общих тектонических картах всех типов и масштабов совершенно необходимо. Альпийские гипербазиты, габброиды, плагиограниты, входящие в состав офиолитовых ассоциаций, служат показателем океанской или окраинно-морской обстановки, в то время как стратиформные интрузии того же состава характерны для платформ. Кимберлиты, карбонатиты, щелочно-ультраосновные кольцевые плутоны — показатели стадий активизации платформ, часто предваряющих рифтогенез; граниты рапакиви характерны для начальной стадии развития платформ. Гранитоидные формации разного типа характеризуют разные стадии развития геосинклиналей и эпигеосинклинальных орогенов. Сочетание гранитоидов и наземных вулканитов непрерывно дифференцированной базальт-риолитовой формации позволяет выделить краевые вулcano-плутонические пояса.

Не менее важны проявления регионального метаморфизма. Распространение комплексов гранулитовой фации метаморфизма служит основанием для выделения гранулитовых поясов в раннем докембрии фундамента древних платформ. Пояса метаморфитов глаукофановой фации намечают древние зоны Беньюфа, а в сочетании с высокотемпературными метаморфитами умеренного или низкого давления позволяют установить направление падения этих зон и т. д.

§ 3. СПЕЦИАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

К специальным (специализированным) тектоническим картам относятся карты, которые либо отображают один какой-то аспект тектонического строения или развития региона, либо один какой-то этап или момент его тектонической эволюции. В принципе число типов таких карт может быть очень велико и мы остановимся здесь лишь на наиболее важных и распространенных.

К ним относятся структурные (структурно-тектонические) карты с изображением структуры в стратозоигипсах или линий осей складок и разломов. Выше уже упоминалось,

что тектоническая карта США (1944 г.) представляла собой фактически карту этого типа. Подобные карты служат для характеристики внутренней структуры нефтегазоносных, угольных, соленосных, железорудных бассейнов. Далее, к числу специальных тектонических карт принадлежат карты со снятым осадочным чехлом, составляемые, в первую очередь, для платформ, но также и внешних зон геосинклиналей, развивающихся на той же континентальной коре. К этому типу карт относятся «Карта фундамента территории СССР» (1974 г.), к ним же можно отнести и карты Северной Евразии, Урала, Северо-Востока СССР, Казахстана, районирование в которых произведено по времени становления континентальной коры, точнее ее гранитно-метаморфического слоя.

В последнее время получают распространение тектонические карты, составленные на основе или с широким использованием данных съемок из космоса; это так называемые космотектонические карты. На некоторых из них использована вся космическая информация, как, например, на «Космотектонической карте СССР», подготовленной объединением «Аэрогеология», на других — часть этой информации, например на «Карте разломной тектоники СССР» (1978 г.) или на «Карте кольцевых структур СССР» (1982 г.). Для многих регионов опубликованы карты трещиноватости, составленные по космоснимкам с американского спутника «Лэндсат».

Особую категорию специальных тектонических карт составляют палеотектонические карты. Необходимость их составления вытекает из того, что на общих тектонических картах не удается раскрыть с достаточной детальностью тектоническую историю региона. На палеотектонических картах это делается одним из двух способов: эти карты составляются либо для отдельных этапов развития региона — интервальные карты, либо на отдельные, обычно переломные моменты его истории («моментальные» карты). Палеотектонические карты, сначала первого рода, стали публиковаться начиная с 60-х годов: карты в масштабе 1:7 500 000 Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1967—1968 гг.), затем палеотектонические карты СССР в масштабе 1:5 000 000, изданные ВСЕГЕИ (1977 г.), и палеотектонические карты США для отдельных систем; однако последние являются палеотектоническими лишь по названию, они ближе по легенде к нашим литолого-палеогеографическим. Эти первые палеотектонические карты составлены с фиксированных позиций и с учетом, по существу, лишь вертикальных движений. Основой палеотектонического районирования являлось распределение осадочных и вулканогенных формаций и их мощностей, проявления интрузивного магматизма разного состава и складчатых деформаций.

Эти палеотектонические карты сохраняют свое значение для платформенных территорий, но явно не отвечают действительности на площади подвижных поясов, поскольку теперь изве-

стно, что последние являлись ареной значительных горизонтальных перемещений. С возрождением мобилизма и появлением концепции тектоники плит стали создаваться палеотектонические карты, вернее, схемы совершенно иного стиля, с применением палинспастических реконструкций. Такие реконструкции в глобальном масштабе производятся на основе палеомагнитных данных, а для последних 160 млн. лет — также данных по линейным магнитным аномалиям, океанского ложа и трансформным разломам, которые дают возможность определить положение полюсов раскрытия, направление и скорость относительного перемещения литосферных плит (см. главу 5). Эти данные закладываются в программы ЭВМ, что позволяет графически воспроизвести относительное положение континентов в любой момент времени (см., например, схемы в книге Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина «Введение в геодинамику»). Для более ранних эпох подобная точность недостижима, и построения носят все более схематический характер.

Как для глобальных, так и особенно для региональных мобилистских реконструкций большое значение имеют признаки, указывающие на положение границ и характер взаимных перемещений литосферных плит. Очень важно установить тип континентальных окраин — пассивный или активный, активный западно-тихоокеанского или андского типа, а также положение, направление и, по возможности, угол наклона палеозон Беньюфа. Выходы таких зон на поверхность трассируются по зонам серпентинитового меланжа и глаукофанового метаморфизма, а направление и угол их наклона — по расстоянию до сопряженных вулканических дуг и поясов метаморфизма умеренного или низкого давления, по направленности изменения химического состава вулканитов и гранитоидов.

Интенсивно смятые, изоклинально-чешуйчатые толщи флишевых, вулканогенно-обломочных отложений, особенно с участием офиолитов, интерпретируются как древние аккреционные призмы, а несогласно перекрывающие их обломочные, карбонатно-обломочные отложения — как образования преддуговых или тыльнодуговых прогибов. Вулкано-плутонические пояса служат показателями окраин андского типа, континентальные обломочные формации и эвапориты — пассивных окраин на рифтогенной стадии их развития. Флишевые, сланцево-граувакковые и кремнисто-сланцевые толщи указывают на условия континентального склона и подножия, барьерные рифы — на перегиб от склона к шельфу, мелководно-морские карбонатные и песчано-глинистые осадки малой или умеренной мощности — на обстановку шельфа на зрелой стадии развития пассивной окраины. Молассы намечают положение передовых и межгорных прогибов и, косвенно, горных сооружений. Использование всех этих признаков — формационно-динамических (литодинамических) комплексов дает возможность наметить границы континентов и океанов, выявить характер этих

границ и положение отдельных элементов зон перехода, в частности шельфов, склонов и подножий, окраинных морей, островных дуг, вулканических и невулканических, преддуговых и тыльно-дуговых прогибов, глубоководных желобов, а также горных сооружений, передовых и межгорных прогибов в пределах континентов. Важны также показатели внутриплитной тектоники — проявления щелочно-базальтоидного магматизма — свидетели континентального рифтогенеза, а в океанах — образований внутриплитных поднятий (характерны рифовые надстройки), линейное накопление обломочных и эвапоритовых толщ, также указывающее на континентальный рифтогенез, трапповые поля, кимберлиты, карбонатиты — признаки активизации. Хорошими примерами мобилистских (палеотектонических) реконструкций могут служить реконструкции Л. М. Парфенова для Северо-Востока СССР (рис. 107) и Ю. Г. Гатинского для Юго-Востока Азии.

Логическим продолжением палеотектонических карт являются неотектонические карты, составляемые как для

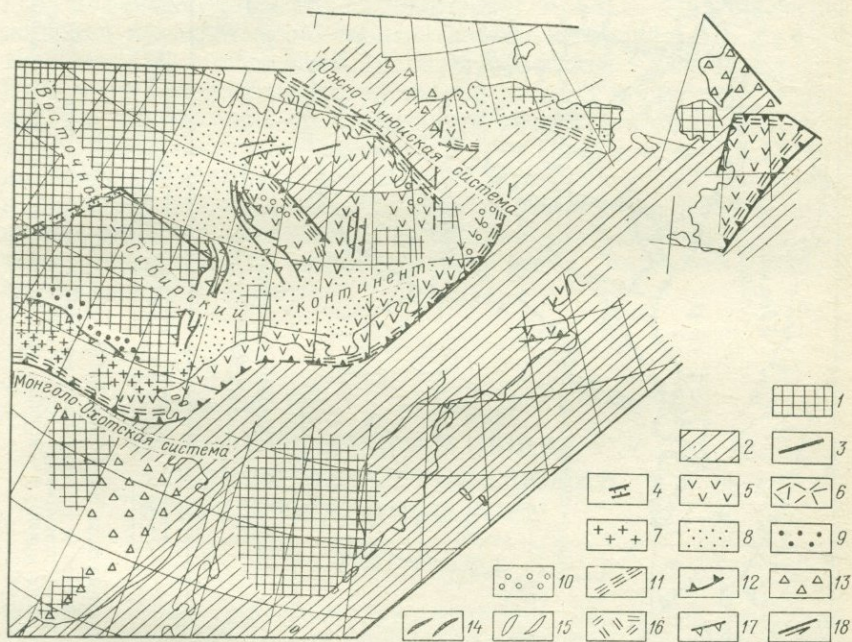


Рис. 107. Палеотектоническая схема северо-западной части Тихоокеанской области для юрского периода. По Л. М. Парфенову и др. (1981 г.)

1 — континенты и микроконтиненты; 2 — океаны и бассейны океанского типа; 3 — трансформные разломы; 4 — зоны растяжения; 5 — вулканические островные дуги; 6 — окраинно-континентальные вулканические пояса; 7 — пояса гранодиоритовых батолитов; 8 — окраинные моря; 9 — тыловые континентальные впадины; 10 — между дуговые и преддуговые прогибы и осадочные террасы; 11 — аккреционные клинья; 12 — зоны Бенъофа; 13 — пассивные континентальные окраины; 14 — молодые складчатые пояса эвгеосинклинального типа; 15 — то же, многоэосинклинального типа; 16 — коллизионные вулканические пояса; 17 — крупные надвиги; 18 — крупные сдвиги

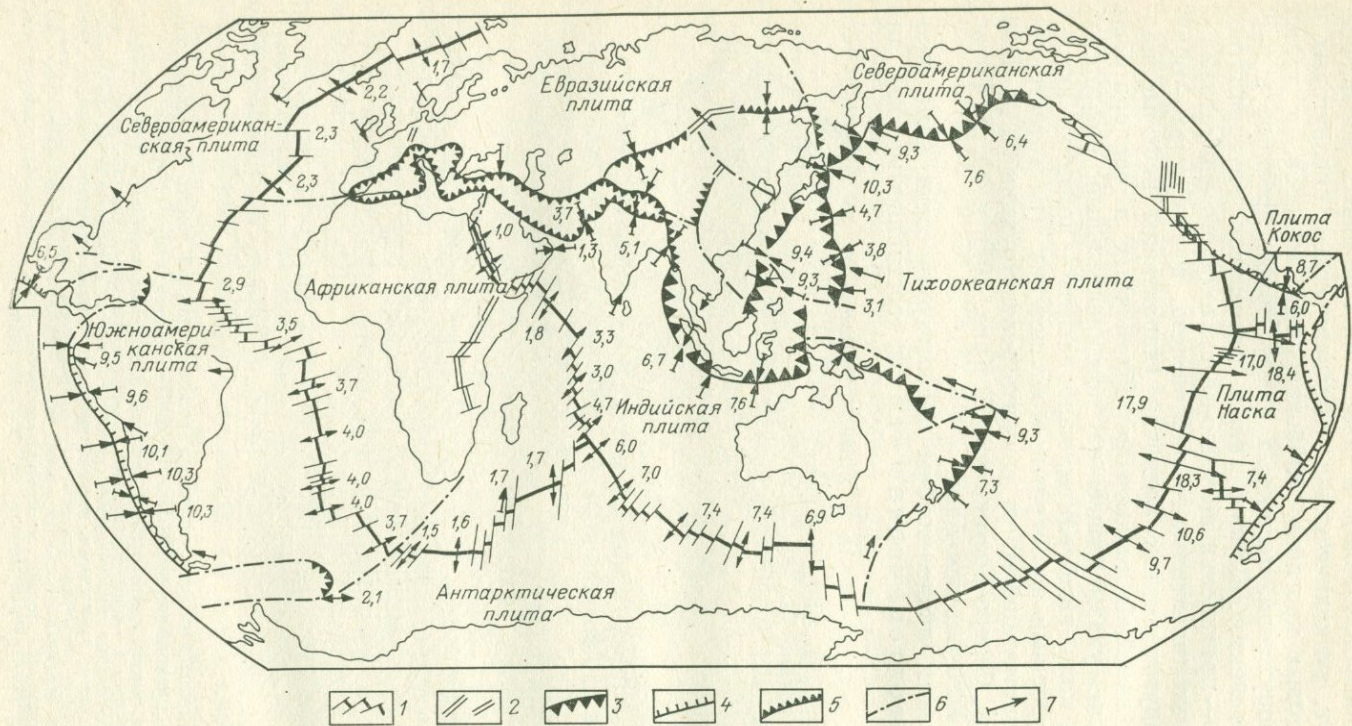


Рис. 108. Мгновенная кинематика плит. По В. М. Литвину (1981 г.)

1 — оси срединноокеанских хребтов и трансформные разломы; 2 — континентальные рифты; 3—5 — границы схождения (конвергенции) плит (3 — вдоль глубоководных желобов, сопряженных с островными дугами, 4 — вдоль глубоководных желобов, окаймляющих континенты, 5 — в пределах континентов и внутренних морей); 6 — крупные трансформные разломы — границы плит; 7 — векторы, указывающие направления смещения плит (цифры — скорость в см/год)

всего неотектонического этапа (олигоцен — квартал), так и для отдельных его отрезков. Карты новейшей тектоники СССР, в масштабе 1:5 000 000, составленные под руководством Н. И. Николаева и С. С. Шульца и изданные в 1960 и 1982 гг., как и палеотектонические карты этого периода, показывают в основном проявление вертикальных движений и поэтому, как и последние, сохраняют свое значение лишь для платформ. Очевидно, что более современные карты должны строиться на палинспатической основе и на основе принципов, изложенных выше для палеогеодинамических реконструкций, но, разумеется, с учетом и вертикальных движений, реконструируемых по мощности осадочных и подводно-вулканогенных толщ. Это касается и карт для доолигоценых геологических эпох.

Завершением серии палео- и неотектонических карт или, напротив, их отправным пунктом должно являться составление карт современной тектоники (актуотектоники). В настоящее время нам известны два типа таких карт. Один из них, упоминавшийся в главе 3, это карты современных вертикальных движений типа карты Восточной Европы. Другой, отражающий исключительно горизонтальные движения, это карты (схемы) так называемой мгновенной кинематики плит; на них показываются современные границы плит и векторами направление их смещения и скорости в см/год. Первая такая карта была опубликована К. Ле Пишоном еще в 1968 г., за ней последовали карты Дж. Б. Минстера, Т. Г. Джордана и др. (1974 г.) и С. А. Ушакова (1977 г., рис. 108). Совершенно очевидна необходимость составления таких карт, на которых одновременно отображались бы и горизонтальные, и вертикальные движения.

Глава 12

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Возраст Земли определяется данными изотопной геохимии в 4,6 млрд. лет, а ее происхождение со времени работ О. Ю. Шмидта и Г. Юри описывается как процесс аккумуляции твердых и холодных частиц из газово-пылевой туманности, окружающей Солнце. Туманность эта была первично газовой, если не плазменной, и стала газово-пылевой в результате конденсации, которая либо предшествовала, либо протекала одновременно с ранними фазами аккреции Земли. Сама аккреция, приведшая к образованию нашей планеты, должна была осуществляться достаточно быстро (порядка 100 млн. лет, по

В. С. Сафронову), сопровождаясь существенным разогревом и частичным плавлением вещества Земли.

Спорным является вопрос о времени образования ядра Земли. Согласно одной модели — гетерогенной аккреции — формирование железо-никелевого ядра произошло одновременно с началом конденсации, за счет наиболее ранних конденсатов, аналогичных земным метеоритам. И лишь затем началось «налипание» на это ядро силикатного материала, соответствующего каменным метеоритам, и в последнюю очередь той их разновидности, которая называется углистыми хондридами; так образовалась мантия Земли.

Другая модель — гомогенной аккреции предусматривает, что аккумуляция материала нашей планеты началась после завершения конденсации в газо-пылевом облаке, что материал этот первоначально был равномерно перемешан во всем объеме Земли и лишь позднее началось разделение на ядро и мантию. Допускается, что эта гравитационно-химическая дифференциация может продолжаться до современной эпохи, хотя на более ранних стадиях развития Земли должна была протекать более энергично.

Выбор между этими двумя моделями образования Земли имеет существенное значение для геотектоники, поскольку большинство современных исследователей глубинного механизма тектогенеза принимают основным движущим процессом дифференциацию на границе ядра и мантии; модель гетерогенной аккреции в ее крайней форме отрицает такую дифференциацию в течение геологической истории планеты. Возможно, однако, что в начале образовалось лишь внутреннее, железо-никелевое (без других примесей) ядро, а внешнее ядро сформировалось позднее за счет дифференциации вещества хондритового состава.

Небезразлична для геотектоники и степень вторичного разогрева и плавления мантийного вещества, ибо от нее зависит степень его первичной однородности. Она зависит также от максимальной величины тел, которые вошли в состав нашей планеты; эта величина оценивается В. С. Сафроновым в сотни километров. Все это важно для оценки возможности наследования современными неоднородностями тектоносферы ее возможных первичных неоднородностей. Некоторые исследователи придают такой унаследованности большое значение и объясняют ею, в частности, фундаментальную диссимметрию тектоносферы — ее разделение на океанское (Тихий океан) и континентальное полушария, которое считают, таким образом, изначальным. Другие выражают сомнение по этому поводу, полагая, что первичное вещество мантии было более однородно перемешанным и к тому же претерпело дальнейшую гомогенизацию при своем разогреве и частичном плавлении.

§ 1. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Время формирования Земли отделено от времени образования наиболее древних надежно радиометрически датированных пород — $3,8 \pm 0,2$ млрд. лет промежутком более полумиллиарда лет. Этот промежуток тем самым остается (пока?) практически не документированным; его можно условно выделить в догеологический этап.

Догеологический этап (4,6—4,0 млрд. лет). О господствовавших на этом этапе в поверхностных частях Земли условиях можно лишь догадываться главным образом на основе аналогий с Луной и с другими планетами земной группы, остановившимися на более ранних, по сравнению с Землей, стадиях эволюции. Подобная аналогия была впервые использована А. П. Павловым, который соответственно выделил лунную стадию в качестве начальной стадии в эволюции нашей планеты. Позднее, на уровне уже современных знаний, к этому представлению вновь обратились М. В. Муратов и другие исследователи.

Выделение лунной стадии означает признание того, что Земля на наиболее ранней стадии своей эволюции была лишена водной и газовой оболочек, которые появились лишь позднее вследствие дегазации мантии. Ее незащищенная поверхность подверглась усиленной метеоритной бомбардировке вследствие наличия в околоземном пространстве еще неисчерпанного полностью при аккреции метеоритного вещества. Возникавшие в результате глубокие кратеры заполнялись базальтовыми лавами — продуктами плавления мантии при ударе метеоритов. Они представляют аналоги лунных морей и в дальнейшем, при образовании гидросферы, могли начать заполняться осадками, снесенными с материков. Что касается пород, слагавших поверхность материков, то аналогия с Луной заставляет их считать габбро-анортозитами и, следовательно, допускать, что уже на самой ранней стадии своей эволюции Земля обладала корой, образовавшейся, очевидно, за счет дифференциации мантии. Это в свою очередь делает необходимым существование неглубокого слоя частичного плавления — астеносферы.

Наряду с лунной моделью начального этапа развития Земли предложена другая модель, основанная на возможном сходстве не с Луной, а с Венерой, более близкой Земле по своим размерам — венерианская модель (В. И. Шульдинер)*. Согласно этой модели Земля почти с самого начала обладала плотной атмосферой, отличной по составу от современной. Это обеспечивало, как у Венеры, «парниковый эффект» на ее поверхности, т. е. высокие температуру и давление. Такие РТ условия облегчают понимание условий образования пород гра-

* Именно неопределенность в выборе между моделями заставляет называть данный этап истории Земли просто догеологическим.

нулитовой фации метаморфизма на небольшой глубине от поверхности (ибо мощной коры в это раннее время быть не могло). Что касается состава пород первичной коры, то по аналогии с Венерой это должны были быть опять-таки базальтоиды — толеитовые в депрессиях, щелочные — на возвышенностях.

Весьма вероятно, что условия на Земле на рассматриваемом этапе не были вполне тождественны ни лунным, ни венерианским, а представляли некое промежуточное состояние. Так или иначе, в течение или во всяком случае к концу этого этапа Земля обладала астеносферой, приобрела свою первичную — базальтоидную кору, вероятно, начали формироваться атмосфера и гидросфера; планета подвергалась интенсивным метеоритным бомбардировкам. Особенно интенсивными, по аналогии с Луной, они должны были быть в эпоху 4,2—3,8 млрд. лет. Ряд исследователей считает, что начало образования наблюдаемых в современной структуре раннедокембрийских щитов, в частности в западной части Украинского щита, на Алданском щите (по космоснимкам) крупнейших кольцевых структур, относится к этой эпохе.

Раннеархейский этап (4,0—3,5 млрд. лет) — образование сиалической протокоры. Породы, возникшие на или близ поверхности Земли на этом этапе выявлены практически на всех материках, на всех древних платформах. По своему валовому составу они оказались довольно однообразными, отвечая натриевому гранитоиду — тоналиту, вернее гнейсу тоналитового состава. Отсюда их собирательное название — «серые гнейсы», предложенное канадским геологом Винн-Эдвардсом. У нас они выявлены в пределах Балтийского, Украинского и Алданского щитов. Проблема природы и происхождения «серых гнейсов» в настоящее время оживленно дискутируется. Некоторые ученые доказывают их интрузивно-магматическую природу (но во что они интродировали?), другие — вулканоплутоническую, что более вероятно, третьи доказывают, что они образовались при метаморфизме широкой гаммы плутонических, вулканических и осадочных пород, что представляется наиболее правдоподобным. Вместе с тем отношение изотопов стронция свидетельствует о мантийном источнике магматической части этих образований, которая, очевидно, является преобладающей. Массовому выплавлению магмы тоналитового состава из раннеархейской мантии должны были способствовать ее еще неистощенный состав, высокое содержание флюидов, в том числе воды, высокий тепловой поток.

Характер осадочных пород западно-гренландской раннеархейской серии Исуа показывает, что на этом этапе уже существовали и гидросфера, и атмосфера; сходно с современными процессами протекали денудация и седиментация.

Позднеархейский этап (3,2—2,6 млрд. лет) — начало структурной дифференциации протоконтинентальной коры. На дан-

ном этапе на «серо-гнейсовом» субстрате закладываются, очевидно, в условиях растяжения и существенного утонения протоконтинентальной коры зеленокаменные пояса. Они проходят цикл развития, сходный с развитием более молодых геосинклинальных систем; он заканчивается сжатием, метаморфизмом, обычно не выходящим за пределы зеленосланцевого, и внедрением плаггиомикроклиновых гранитоидов. Последние, вероятно, представляют продукт ремобилизации «серо-гнейсового» субстрата с участием обогащенных калием флюидов. Как отмечалось в главе 7, существуют, видимо, две генерации зеленокаменных поясов и соответственно две генерации завершающих их развитие гранитоидов. В составе осадочного выполнения зеленокаменных поясов появляются первые достоверные остатки живых организмов; их возраст 3,4 млрд. лет.

К концу архея мощность континентальной коры достигла уже значений порядка 30 км, т. е. близких для «нормальной» континентальной коры. К этому времени возникла, вероятно, и ее вертикальная метаморфическая зональность; низы коры достигли гранулитовой ступени метаморфизма. Правда, некоторые исследователи считают гранулитовые комплексы значительно более древними, приравнивая их к «серым гнейсам», но это требует нереальных для этих поверхностных или приповерхностных образований термодинамических условий, хотя и подтверждается местами радиометрическими датировками.

Раннепротерозойский (2,6—1,7 млрд. лет) этап — обособление протоплатформ и протогеосинклиналей. Итак, калиевая гранитизация конца архея привела уже к возникновению обширных площадей континентальной коры, в общем равновеликих современным древним платформам и даже частично охватывавших более поздние межконтинентальные геосинклинальные пояса, судя по присутствию в них сложенных археем срединных массивов (микроконтинентов), подобно массиву Юго-Западного Памира. Эта кора (и литосфера в целом) была уже достаточно холодной и хрупкой, чтобы в ней могли возникнуть устойчивые зияющие трещины, заполнявшиеся основной и ультраосновной магмой. Так должны были образоваться многочисленные дайковые комплексы с отдельными дайками длиной в сотни и шириной в несколько километров; наиболее крупной из них является знаменитая Большая дайка Зимбабве с возрастом 2,6—2,5 млрд. лет. С этого же времени существует, очевидно, глобальная сеть разломов и трещин (регматическая сеть).

Вместе с тем начало протерозоя ознаменовалось и более крупномасштабным дроблением протоконтинентальной коры с разделением ее на сохранившие устойчивость полигонально-изометричные или округло-овальные блоки — протоплатформы (термин Е. В. Павловского; в зарубежной литературе их обычно именуют кратонами) и разделявшие их подвижные зоны с накоплением мощных осадков и вулканитов — про-

то геосинклинали. На протоплатформах местами возникли впадины, выполненные континентальными или мелководно-морскими, нередко красноцветными обломочными и карбонатными (доломитовыми) отложениями, а также платобазальтами и отчасти более кислыми известково-щелочными вулканитами. Наиболее древние из таких осадочных чехлов начали отлагаться около 3 млрд. лет назад («система» Понгола в Южной Африке), но площадь их развития возрастала во времени. От более поздних настоящих синеклиз эти протосинеклизы, как и сами протоплатформы, отличались меньшими размерами — первые сотни километров по длинной оси; осадки их претерпели более глубокий катагенез, а нередко и некоторый метаморфизм, близ зон разломов могущий достигать амфиболитовой фации; в них местами внедрены гранито-гнейсовые купола ремобилизованного фундамента; дислокации выражены пологими складками и сбросами. В пределах протоплатформ известны также расслоенные интрузии от ультраосновного — основного до кислого состава; к наиболее крупным относятся Бушвельдский плутон в Южной Америке и Стиллуотерский в Скалистых горах США. С ними и с дайками связаны руды хрома, никеля, кобальта, платины, меди, золота и др. Протоплатформы осложнены в некоторых районах рифтовыми структурами — протоавлакогенами; их примерами могут служить Печенгская и Имандро-Варзугская впадины (односторонние грабены—рампы) на Кольском полуострове и авлакогены северо-западного выступа Канадского щита. Они содержат осадки тех же типов, что синеклизы, но повышенной мощности и отличаются также активным основным вулканизмом.

Протогеосинклинали варьируют по ширине от многих до первых сотен километров и обнаруживают уже определенную поперечную зональность. Их периферические зоны наложены на погруженные края архейских массивов и являются аналогами более поздних зон перикратонных опусканий и миогеосинклиналей. Разрез этих внешних зон представлен кварцитами, доломитами, джеспилитами; в верхней части появляются аргиллиты и граувакки, нередко сочетающиеся во флишевую (или флишондную) формацию. Заканчивается разрез молассой. Во внутренних зонах получают широкое распространение толеитовые базальты; осадочные породы представлены аргиллитами и граувакками. Развитие протогеосинклиналей заканчивалось складчато-надвиговыми деформациями с вергентностью от внутренних зон к внешним и протоплатформе, метаморфизмом до амфиболитовой фации и гранитообразованием. Отсутствие в большинстве случаев достаточно полных офиолитовых ассоциаций и данные палеомагнетизма указывают на то, что раздвиг континентальной коры при образовании протогеосинклиналей был невелик, обычно не превышая масштаба раздвига на дне Красного моря, а нередко и не достигая его. Исключения могут составлять наиболее крупные из протогео-

синклинальных систем: Свекофенская (Балтийский щит), Байкало-Витимская (Сибирская платформа), Черчилл (Канадский щит), Эбурнейская (Западная Африка). Внешние зоны протгеосинклиналей (Криворожская, Лабрадорская, Гуронская) и протосинеклизы (Трансваальская в Южной Африке, Наллагайн в Австралии) содержат крупные залежи железистых кварцитов — джеспилитов, служащие важнейшим источником железорудного сырья.

Основные эпохи диастрофизма, заключавшие развитие протгеосинклиналей, приходятся на рубежи 2300, 1900, 1750 млн. лет. Последние две, наиболее крупные, известны как карельская (Балтийский щит), гудзонская (Канадский щит), трансамазонская (Южная Америка), эбурнейская (Западная Африка). Они сопровождались региональным метаморфизмом, гранитизацией, калиевым метасоматозом, в конечном счете приведшими к становлению основной массы (от 67 до 80 %, по разным оценкам) коры современных континентов и к ее окончательной стабилизации — установлению платформенного режима почти на всей площади северного ряда древних платформ и значительных участков их южного ряда.

Позднепротерозойский (рифейский, 1,7—0,6 млрд. лет) этап — этап господства континентально-платформенного режима и зарождения геосинклинальных поясов фанерозоя. К началу этого этапа практически все современное континентальное полушарие Земли, за вычетом молодых океанов, должно было быть объединено в единый массив возвышенной суши с весьма ограниченным распространением эпиконтинентальных морей и внутриматериковых водоемов. Объем воды, вытесняемой в связи с замыканием протгеосинклиналей, должен был концентрироваться, очевидно, в другом полушарии Земли, в связи с чем необходимо допустить, начиная с этого времени, существование Тихого океана. Это находит подтверждение в установлении вулканоплутонических поясов краевого типа на северо-западе Канадского щита, на востоке Австралии, на западе Гвианско-Бразильского щита в обрамлении Тихого океана. Несколько позднее, в среднем рифее, уже более отчетливо обозначились пассивные окраины этого океана в области Североамериканских Кордильер, Австралии (система Аделаида), Юго-Восточного Китая.

Магматическая деятельность в начале этапа, в раннем рифее, широко проявлялась и внутри платформ, переживавших стадию кратонизации. Она выразилась в площадных излияниях кислых лав, включая игнимбриты, в становлении крупных дифференцированных плутонов габбро-анортозитов и гранитов рапакиви. В эту же эпоху появляются, по существу, впервые кольцевые щелочные и щелочно-ультраосновные плутоны, карбонатиты и кимберлиты. Все это свидетельства повышенного теплового потока и пониженной мощности литосферы, что при значительной мощности ее коровой части могло приводить

к плавлению низов последней. По мере снижения теплового потока и возрастания хрупкости коры стадия кратонизации сменялась стадией рифтообразования — раннеавлакогенной стадией. Раньше всего, уже в раннем рифее, это произошло на Сибирской платформе, где кратонизация наступила уже в раннем протерозое, а также на востоке Австралийской платформы, но «расцвет» авлакогенов относится к среднему — позднему рифею.

В отдельных случаях рифтообразование привело к созданию более широких зон с утоненной и переработанной континентальной корой — энсиалических интракратонных геосинклиналей. Их примерами являются Кибарская система в Экваториальной Африке, система Маунт-Айза в Австралии и, возможно, некоторые зоны в Южной Америке.

Во второй половине этапа процесс деструкции континентальной коры значительно усилился и привел к началу формирования таких крупных межконтинентальных геосинклинальных поясов, как Средиземноморский и Урало-Охотский, где присутствие поздне- или даже среднерифейских офиолитов документирует новообразование океанской коры. В позднем рифее началась предгеосинклинальная рифтовая стадия развития Северо-Атлантического пояса. К этому же времени относится начало развития относительно короткоживущих интракратонных геосинклиналей энсиматического типа, т. е. с офиолитами и раздвигом континентальной коры ограниченного масштаба. Они известны в Южной Америке (Арагуая—Парагуая и Рибейра — Дамара*), Африке (Мавританиды, Ливийско-Нигерийская и Красноморская системы) и представляют в своем большинстве апофизы Средиземноморского пояса в пределах будущей Гондваны.

На рассматриваемом этапе продолжалось или происходило развитие гранулитовых поясов — Гренвильского в Северной Америке, Свеко-Норвежского в Европе, Приатлантического в Южной Америке, Мозамбикского в Африке, Восточно-Гатского в Индостане, Внутренне-Монгольского в Китае, Дарлинг и Олбени-Фрейзер в Австралии. Как правило, эти пояса испытали надвигание на прилегающие стабильные участки платформ, в частности гранитно-зеленокаменные площади архея.

Палеозойский этап** (0,7—0,2 млрд. лет) — **платформенно-геосинклинальный**. Начало данного этапа (венд — средний ордовик) знаменуется энергичным формированием (раскрытием) межконтинентальных геосинклинальных поясов: Северо-Атлантического, Урало-Охотского, Средиземноморского. На наиболее зрелой стадии своего развития они должны были представлять океаны северо-атлантического типа, т. е. с многочисленными

*) Дамарская часть системы находится ныне уже в Южной Африке (Намибия).

**) Включая венд, тектонически, как и палеонтологически, тяготеющий к палеозою.

микроконтинентами. Одновременно или несколько позднее начался (на севере) или усилился (на юге, по периферии Гондваны) активный геосинклинальный процесс на окраинах Тихого океана.

С образованием межконтинентальных геосинклинальных поясов платформы северного ряда приобрели свои близкие к современным очертания, в то время как на юге им противостоял единый суперконтинент Гондваны. В конце рифея или в венде раннеавлакогенная стадия развития северных платформ сменилась синеклизной и вскоре плитной, в то время как Гондвана в раннем палеозое оставалась почти целиком (исключение — Австралия) поднятой выше уровня океана и только в среднем палеозое начала испытывать частичное погружение.

Уже перед вендом, в байкальскую эпоху тектогенеза, а затем в позднем кембрии — начале ордовика (салаирская, сардская, грампианская эпоха) по периферии геосинклинальных поясов началась аккреция континентальной коры, протекавшая параллельно с продолжающимся спредингом центральных зон поясов. В конце ордовика (таконская эпоха) сжатия получили преобладание над растяжениями, и началось общее скучивание коры, которое привело в конце силура — начале девона, в кульминацию каледонского тектогенеза, к ликвидации геосинклинального режима и переходу к орогенезу на значительных пространствах межконтинентальных поясов и некоторых участках периферии Тихоокеанского пояса (Австралия, Юго-Восточный Китай). Североамериканская и Восточно-Европейская платформы спаялись в единый крупный континентальный массив Лавруссии; южная же часть Северо-Атлантического пояса составила западное продолжение Средиземноморского пояса (палео-Тетиса), вступившего в наиболее активный период своего развития. Акадская — тельбесская эпоха тектогенеза конца среднего — начала позднего девона явилась заключительной для каледонид, с этого времени превратившихся в молодую платформу, и начальной для герцинид. Восточные части Урало-Охотского и Средиземноморского поясов, начиная с Южного Тянь-Шаня и Бадахшана — Северного Памира, в конце девона (?) — начале карбона испытали возобновление спрединга с образованием новой генерации офиолитов. Но с середины карбона на большей части площади этих поясов происходит переход к заключительным деформациям, метаморфизму и гранитизации, приведшим к завершению их геосинклинального и началу орогенного развития. Этот процесс затянулся на крайних западном и восточном флангах (юг Северной Америки, восток Азии) до поздней перми включительно, в то время как в Западной и Центральной Европе уже в середине перми установился платформенный режим. В конечном счете произошло восстановление сплошности континентальной коры на месте этих поясов и объединение Лавруссии с Сибирской платформой в Лавразию, а с присоединением Китайско-Корейской и

Южно-Китайской платформ и всей Гондваны возник гигантский суперконтинент — Пангея. Его приходится называть Пангеей II, в отличие от Пангеи I — рифейского суперконтинента. Напротив, в Тихоокеанском сегменте Земли в перми и триасе отмечается усиление деструктивных тенденций и геосинклинального процесса.

Мезозойско-кайнозойский этап (0,2—0 млрд. лет) — **образование молодых океанов.** Наиболее крупное событие данного этапа — распад Пангеи, начавшийся в позднем триасе с образования океан-геосинклинального пояса Тетиса, смещенного, в общем, к югу относительно своего позднедокембрийско-палеозойского предшественника — палео-Тетиса. Наследуя простираение последнего, Тетис протягивался первоначально в Центральную Америку и лишь в конце юры началось разрастание Атлантического океана в меридиональном направлении. Расширение Северной Атлантики, а затем, с начала кайнозоя, Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов Северного Ледовитого океана привело к смещению Евразии, отделившейся от Северной Америки в общем южном направлении. В то же время начавшееся в поздней юре раскрытие Южного и Индийского океанов вызвало смещение Африки, Индостана и Австралии к северу. В итоге Тетис начиная с конца юры на западе, с конца мела — начала палеогена на востоке стал испытывать сжатие и сучивание коры. Оно завершилось столкновением (коллизией) континентальных масс Гондваны и Евразии, наиболее ярко выраженным против Адриатического, Аравийского и особенно Индостанского выступов Гондваны, где и возникли горные сооружения Альп, Кавказа, Гиндукуша — Памира и Гималаев.

Тихий океан и обрамляющий его геосинклинальный пояс продолжали свое весьма активное развитие в мезозое и кайнозое. Оси разрастания океанской коры первоначально находились в западной части океана и имели близширотное простираение, но с середины мела переместились на восток, в область Восточно-Тихоокеанского поднятия. По периферии океана проявилось несколько фаз аккреции континентальной коры — в конце юры — начале мела (колымская, невадская эпоха), в середине мела, конце мела — начале палеогена (ларамийская эпоха), в конце эоцена. Под влиянием импульсов со стороны Тихого океана и Тетиса огромный район Центральной Азии оказался вовлеченным во вторичный, эпиплатформенный орогенез.

К началу олигоцена расположение континентов и океанов, складчатых горных систем и осей спрединга приняло уже очертания, близкие к современным. Континенты вступили в период усиления поднятий, тектонической активизации платформ, роста горных сооружений, обычно называемый неотектоническим этапом. Океаны испытали значительное углубление, а их срединные хребты приняли близкий к современ-

ному вид. Начиная с конца мела стала формироваться система окраинных морей по западной периферии Тихого океана, включая Индонезию, а также в Антильско-Карибской области. Несколько позднее, с олигоцена, аналогичный процесс проявился в Средиземноморском поясе. Современная эпоха представляет продолжение событий неотектонического этапа — заключительной фазы мезо-кайнозойского этапа развития земной коры.

§ 2. ОБЩАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как видно из сказанного выше, история формирования современной структуры земной коры является достаточно сложной (последовательное разрастание и усложнение структуры континентальной коры). Образование континентальной коры за счет дифференциации мантийного вещества — процесс необратимый, поскольку эта кора обладает «плавучестью» благодаря меньшей плотности по сравнению с океанской. Даже «уничтожение» верхней части континентальной коры денудацией приводит лишь к перераспределению ее материала, поскольку продукты сноса накапливаются в пределах подводных окраин континентов и в дальнейшем снова входят в состав последних. Континентальная кора при этом утоняется, но площадь ее развития возрастает. Новообразование континентальной коры представляет двуступенчатый процесс — сначала за счет частичного плавления верхней мантии (астеносферы) образуется океанская кора, а затем благодаря ее скучиванию, метаморфизму, накоплению островодужных вулканитов, осадков, их скучиванию и метаморфизму и, наконец, гранитизации — кора континентального типа. Выплавление из верхней мантии океанской коры сопровождается обеднением мантии кремнеземом, щелочами, редкими землями, радиоактивными элементами, летучими и в результате все более возрастает слой так называемой истощенной мантии. Вместе с тем верхняя мантия может подпитываться этими элементами за счет дифференциации низов мантии, которая ведет одновременно к увеличению размеров внешнего ядра. Таким образом, эволюция Земли заключается в разрастании континентальной коры, увеличении объема истощенной мантии и внешнего ядра, происходящими вследствие дифференциации «примитивной», неистощенной нижней мантии.

То обстоятельство, что основная масса континентальной коры образовалась в раннем докембрии, когда тепловая активность Земли была значительно более высокой, свидетельствует, что процесс дифференциации постепенно затухал с ходом геологического времени. Но это затухание не было равномерным — оно прерывалось вспышками — более крупными и более короткими — тектоно-магматической активности; последняя из них отвечает «неотектоническому этапу».

Разрастание континентальной коры к тому же неоднократно прерывалось ее деструкцией, которое представляло не превращение в кору океанского типа путем базификации, а дробление и раздвиг обломков в процессе рифтогенеза. Образовавшиеся зияния заполнялись новообразованной океанской корой, а в дальнейшем геосинклинальными осадками и вулканитами, испытывали сжатие, сучивание, метаморфизм и следы их сохранялись лишь в виде офиолитовых швов («сутур»), маркирующих эти бывшие зияния. Многократное повторение циклов подобного развития с перестройкой структурного плана и приводило к усложнению структуры земной коры в течение ее геологической истории. Важным дополнительным фактором такого усложнения было расслаивание литосферы в ходе ее горизонтальных перемещений с образованием поверхностных и глубинных срывов, шарьяжей, с возникновением дисгармоничной структуры отдельных слоев.

На этом общем фоне происходила смена типов крупных тектонических структур. Зеленокаменные пояса архея были предшественниками палеоавлакогенов и протогеосинклиналей раннего протерозоя, авлакогенов и геосинклиналей позднего протерозоя и фанерозоя, молодых рифтов. Гранито-гнейсовые поля сменились протоплатформами, затем настоящими платформами. Гранулитовые пояса, получившие максимальное развитие в протерозое, заменились эпиплатформенными орогенами в фанерозое; их максимальное распространение приходится на поздний кайнозой.

Одновременно с изменением типа тектонических структур происходило направленное изменение характера, «стиля» тектонических деформаций во времени, вызванных уменьшением теплового потока, увеличением мощности водо- и газонасыщенного осадочного слоя коры, хрупкости консолидированной коры, возрастанием разнообразия литологических формаций. Так, в архее повсеместно наблюдаются проявления полифазной складчатости и пластичных покровов, одновозрастных повсеместно же проявленному метаморфизму. Долгоживущие глубинные разломы еще отсутствуют. В раннем протерозое дислоцированность осадочно-вулканогенных толщ становится неравномерной и разнотипной — интенсивной в протогеосинклиналях, ослабленной на протоплатформах. Появляются глубинные разломы и гранито-гнейсовые купола; роль последних, значительная в протерозое и палеозое, резко снижается в мезозое, а в кайнозое они не известны (по крайней мере отчасти это может быть и результатом меньшего денудационного среза). В рифее появляются эвапоритовые формации, а с ними и проявления соляного диапиризма, галокинеза. Глиняный диапиризм и грязевый вулканизм характерны лишь для кайнозоя.

Немаловажное значение для эволюции структуры коры имели и изменения в характере проявлений магматизма и метаморфизма. Крупные дифференцированные пластообразные

расслоенные плутоны известны с раннего протерозоя, так же как и дайковые поля, кольцевые щелочные интрузии и кимберлитовые трубки. Типичные офиолиты и образующиеся за их счет зоны серпентинитового меланжа, протрузии серпентинитов, а также пояса глаукофанового метаморфизма известны со второй половины позднего протерозоя. Вулкано-плутонические пояса со всем их набором кольцевых вулкано-тектонических структур появляются в конце раннего протерозоя, а типичные островные дуги — в конце позднего протерозоя (в эмбриональном виде они существовали еще в зеленокаменных поясах архея).

Таким образом, происходила закономерная направленная эволюция структуры земной коры, тесно связанная с общей эволюцией вещества Земли и ее термодинамического режима.

Глава 13

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРИЧИНАХ ЭВОЛЮЦИИ ЕЕ СТРУКТУРЫ

§ 1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИИ

Представления о механизме движений и деформации земной коры занимали умы людей уже с античного времени, когда впервые было обращено внимание на то, что поверхность Земли претерпевает во времени заметные изменения — опускания и поднятия, и когда стали задумываться над причинами таких явлений, как землетрясения и деятельность вулканов. Но на протяжении многих веков взаимосвязь тектонических и магматических явлений оставалась неосознанной, причину образования континентов усматривали в уходе воды в подземные пустоты, а нарушения залегания пластов — в их обрушении в те же пустоты. Вулканизм связывался с возгоранием горючих веществ, находящихся в земной коре — угля, серного колчедана. Эти взгляды удерживались до начала XIX в. и нашли свое отражение в воззрениях нептоунистов — А. Вернера и его последователей. И лишь отдельные мыслители-плутонисты — греческий ученый Страбон на рубеже нашей эры, итальянский аббат Р. Моро и англичанин Р. Гук в середине XVIII в. связывали общей причиной землетрясения и поднятия земной поверхности, считая этой причиной вулканическую деятельность.

Первая научная тектоническая гипотеза, получившая название гипотезы поднятия («кратеров поднятия»), была выдвинута во второй половине XVIII в. и завоевала господствующую

шее положение в науке в первой половине XIX в. Ее основоположниками явились М. В. Ломоносов и шотландец Дж. Хаттон (в старой транскрипции Геттон), но наиболее развитую форму она получила в трудах немецких ученых А. фон Гумбольдта и Л. фон Буха. М. В. Ломоносов считал, что основное значение в развитии земной поверхности имеют поднятия и опускания при ведущей роли первых, которые он объяснял действием «подземного жара». Дж. Хаттон показал, что этот «подземный жар» связан с подъемом расплава, позже получившего название магмы, из внутренних областей Земли. А. фон Гумбольдт и Л. фон Бух конкретизировали эти представления на основе изучения областей современного вулканизма. По их мнению, в центре всех горных сооружений должны выступать молодые вулканы. Швейцарский геолог Б. Штудер объяснял дислокации толщ также внедрением магмы, которая не только поднимает, но и раздвигает слои. Гипотеза поднятия завоевала признание в России, где в числе ее сторонников были Д. И. Соколов и первоисследователь Кавказа Г. В. Абух.

В результате развития геологического картирования и изучения каменноугольных бассейнов уже во второй четверти XIX в. было установлено, что дислокации осадочных толщ нередко являются весьма сложными (были открыты надвиги) и часто наблюдаются на значительном удалении от выходов молодых магматических пород. Последние к тому же не обязательно присутствуют в центральных частях горных сооружений, где они, как показал еще П. С. Паллас, могут быть и древнее осадочных толщ. Эти новые данные привели к разочарованию в гипотезе поднятия и к выдвиганию в 30-х годах новой тектонической гипотезы — гипотезы контракции, наиболее полно обоснованной в 1852 г. французским ученым Э. де Бомоном. Как и гипотеза поднятия, гипотеза контракции исходила из космогонических представлений Канта — Лапласа, принимая, что земной шар был первоначально расплавленным, а затем охлаждался, начиная с поверхности М, покрываясь твердой корой. Следствием продолжающегося охлаждения и сокращения объема внутренних областей Земли должно являться коробление твердой земной коры, приспособляющейся к уменьшающемуся радиусу Земли. В результате возникают складки, а из их нагромождения — складчатые горные системы. Э. де Бомону было трудно объяснить их расположение в определенных зонах, разделенных равнинными участками субгоризонтального залегания слоев*, но с появлением учения о геосинклиналях такое объяснение, казалось бы, было найдено: смятие слоев достигает наибольшей интенсивности в выполненных мощными пластичными осадками геосинклиналях, сжимаемых между жесткими глы-

* Он прибегнул к очень искусственному построению, считая, что Земля, охлаждаясь, принимает форму многогранника.

бами платформ. В итоге на месте геосинклиналей и возникают горные сооружения.

Идеи контракционной гипотезы во второй половине XIX в. завоевали практически всеобщее признание, в том числе в России, где их активными сторонниками являлись все наиболее крупные геологи этой эпохи. На основе этих идей Э. Зюсс в конце XIX — начале XX в. дал первое обобщение геологического строения нашей планеты — «Лик Земли», в котором с позиций контракционной гипотезы он попытался объяснить и происхождение океанов (обрушение глыб коры над сжимающимся ядром — в широком смысле — Земли).

Однако в начале XX в. и гипотеза контракции натолкнулась на серьезные трудности. Одна из них заключалась в подрыве ее космогонической основы — астрономы отказались от «горячей» космогонии Канта — Лапласа и перешли на позиции «холодного» образования Земли и планет из газо-пылевого облака. Отсюда следует, что сокращения объема Земли вследствие ее охлаждения быть не могло. Более того, физики к этому времени открыли явление естественной радиоактивности и первые подсчеты показали, что содержание радиоактивных элементов в земной коре настолько велико, что если его экстраполировать на всю Землю (что, однако, оказалось неправомерным), то наша планета со временем должна разогреться до расплавления. Отсюда следует несостоятельность физической основы контракционной гипотезы. Объяснение ею геологических процессов также оказывалось не вполне удовлетворительным. Открытие в конце XIX — начале XX в. крупных шарьяжей показало, что сжатие коры должно быть чрезвычайно значительным и к тому же быстрым, учитывая кратковременность фаз тектогенеза. Реальная картина формирования складчатых (складчато-покровных) сооружений — от центра к периферии противоречит контракционистской концепции «раздавливания» геосинклиналей смежными платформами. Горообразование, как это можно видеть на примере Центральной Азии, далеко не всегда сопровождается складкообразованием. И, наконец, многообразные проявления магматической деятельности, в частности обширные излияния платобазальтов, также не находят объяснения в гипотезе контракции.

Все эти трудности привели к тому, что подавляющее большинство тектонистов в начале XX в. отказалось от гипотезы контракции и стало искать другие толкования механизма тектогенеза. Однако некоторые крупные тектонисты (Л. Кобер, Г. Штилле) почти до середины XX в. продолжали придерживаться контракционизма, а в 30—40-е годы была предпринята попытка дополнить представление о прогрессивном сжатии Земли идеей о чередовании фаз сжатия и расширения. Так родилась пульсационная гипотеза, изложенная американским геологом В. Бухером и усовершенствованная М. А. Усовым и В. А. Обручевым. Согласно этой гипотезе в фазы расширения

Земли преобладают радиальные, вертикальные движения; в подвижных поясах происходит растяжение коры и образование геосинклиналей; геосинклинали, испытавшие складчатость в предшествующие фазы сжатия, превращаются в горные сооружения под действием сил изостатического выравнивания; в стабильных участках кора выпучивается и разбивается разломами на горсты и грабены, образуются вулканы и происходят площадные излияния лав. В фазы сжатия кора подвергается существенно тангенциальным, горизонтальным движениям; осадочные толщи, выполняющие геосинклинали, сминаются в складки; переплавление пород в наиболее глубоких частях геосинклиналей ведет к образованию гранитов, а под действием тангенциальных усилий они приобретают гнейсовую структуру; стабильные участки, прилегающие к геосинклиналям, испытывают деформации в виде образования «складок широкого заложения», глыбовых складок фундамента, покровных складок чехла. В истории Земли, согласно В. А. Обручеву, наблюдается чередование эволюционных и революционных периодов, так как для преодоления сопротивления коры необходимо периодическое накопление энергии. Что касается природы и источника этой энергии, высказывались различные предположения: М. А. Усов считал, что таким источником может быть гравитационное уплотнение, В. А. Обручев — выделение тепла при радиоактивных процессах. Следует указать, что первым привлек радиогенное тепло для объяснения эндогенных геологических процессов ирландский геолог Дж. Джоли в 1924 г.; в дальнейшем это представление прочно утвердилось в геотектонике.

Пульсационная гипотеза имела несомненные преимущества перед контракционной, ибо объясняла гораздо более широкий круг тектонических и магматических явлений. Ее очевидными недостатками, кроме недоказанности пульсаций объема Земли и неясности в толковании их глубинной причины, были: признание чередования фаз всеобщего растяжения и всеобщего сжатия коры, в то время как в действительности на Земле одновременно сосуществуют зоны растяжения (рифты) и сжатия (орогены), а также чисто контракционистское объяснение образования складчато-покровной структуры горных сооружений. Этим и следует объяснить то, что пульсационная гипотеза не завоевала общего признания.

Поиски более рационального, чем в гипотезе контракции, механизма формирования складчато-шарьяжных сооружений типа Альп привели австрийского геолога О. Амферера в 1906 г. к выдвижению другой тектонической гипотезы — гипотезы подкорových течений. Согласно О. Амфереру и его последователям (немецкий геолог Э. Краус и др.) складки и шарьяжи в геосинклиналях образуются в процессе поддвига платформ под геосинклинали под действием направленных под них течений в пластичном подкоровом слое. Разработка идеи о подкорových течениях принадлежит немецкому геофизику Р. Шви-

неру, американскому физику Д. Григсу (который пытался моделировать формирование складчатых сооружений с помощью таких течений) и особенно голландскому геофизику Ф. Венинг-Мейнесу, предложившему математическую модель этих течений, считавшихся проявлением тепловой конвекции в мантии Земли. В 1929 г. шотландский геолог А. Холмс высказал мысль, что источником тепла является распад естественно радиоактивных элементов, и предложил модель, в которой конвекционные течения в мантии создают как складчатые сооружения (нисходящие течения), так и океаны (восходящие течения). Модель А. Холмса предвосхитила намного более поздние построения неомобилистов, объединив гипотезы подкорковых течений и дрейфа материков.

Гипотеза дрейфа материков была выдвинута в 1910 г. американским геологом Ф. Тейлором и в 1912 г. немецким геофизиком А. Вегенером; в трудах последнего она получила наиболее полную разработку и обоснование, поэтому нередко называется просто гипотезой Вегенера. Это была гипотеза принципиально другого типа, чем все предыдущие, ибо она допускала значительные горизонтальные перемещения материковых глыб по своему подножию. Подобные гипотезы относятся к течению в геотектонике, которое получило название мобилизма, в противоположность фиксизму, принимающему жесткую связь коры и мантии; названия эти принадлежат швейцарскому геологу Э. Аргану.

Свою гипотезу А. Вегенер обосновал следующими фактами:

1) наличием на географической кривой двух четко выраженных ступеней, отвечающих континентам и океанам, что с учетом принципа изостазии дает основание предполагать их различный состав (сиаль — сима, т. е. гранит — базальт);

2) сходством очертаний континентов, ныне разделенных Атлантическим океаном, в особенности Южной Америки и Африки*;

3) сходством геологического строения континентов гондванской группы, в особенности их позднемезозойских и раннемезозойских наземных фаун и флор;

4) распространением в пределах всех гондванских материков позднемезозойского покровного оледенения.

Из этих фактов А. Вегенер сделал вывод, что вплоть до середины мезозоя континенты, разделенные ныне Атлантическим и Индийским океанами, составляли единый суперконтинент Пангею, а затем раскололись со смещением отдельных осколков — современных материков к западу и в направлении экватора. Смещение к западу должно было происходить вследствие отставания коры от ее субстрата при осевом вращении Земли с за-

* Это сходство обращало на себя внимание ряда ученых еще задолго до А. Вегенера, начиная с XVIII в. В России, еще в 1877 г., вышла книга Е. В. Быханова с реконструкциями положения материков, близкими к вегенеровским.

пада на восток, а смещение к югу — под влиянием полюсобежной силы. Соппротивление океанского дна перемещению континентов, в частности их западному дрейфу, вызвало образование складчатых горных систем по периферии последних (Кордильер). Островные дуги по периферии Азии и Австралии возникли, по А. Вегенеру, вследствие их отставания от движения этих материков к западу. Один из зарубежных последователей А. Вегенера А. Л. Дю Тойт внес некоторую коррективу в эти построения Вегенера, допустив существование не одного, а двух суперконтинентов — Лавразии и Гондваны, разделенных океаном Тетис (у А. Вегенера — эпиконтинентальное море). По мнению швейцарских геологов Э. Аргана и Р. Штауба (к этой идее был близок и Ф. Тейлор), за счет сближения этих суперконтинентов под влиянием полюсобежной силы и возникли складчатые сооружения альпийского Средиземноморского пояса.

Наибольший успех гипотезы Вегенера приходится на 20—30-е годы, когда она получила, в частности, поддержку ряда крупных советских геологов (А. А. Борисьяк, Г. Ф. Мирчинк, Б. Л. Личков). Но затем наступило быстрое разочарование, вызванное несколькими причинами. Во-первых, никто из геофизиков не мог подтвердить механизм перемещения континентальных глыб, предложенный А. Вегенером и его последователями; было показано, что силы, связанные с вращением Земли, совершенно недостаточны для смещения континентов. Во-вторых, геологов не могло удовлетворить то обстоятельство, что А. Вегенер, по существу, игнорировал роль геосинклиналей в развитии земной коры. Этот недостаток стал особенно очевидным после того, как выяснилось, что заложение и развитие геосинклиналей обусловлено существованием глубинных разломов, уходящих глубоко в мантию. Эта «заякоренность» геосинклиналей, казалось, коренным образом противоречит «блужданию» материков по поверхности Земли. С резкой критикой гипотезы Вегенера в СССР выступили Н. С. Шатский*, В. В. Белоусов, крупнейший географ Л. С. Берг, в США ее осудило большинство участников организованного в 1929 г. ассоциацией геологов-нефтяников диспута. В итоге к концу 40-х годов гипотеза Вегенера почти полностью растеряла своих сторонников, по крайней мере в Европе и Северной Америке и, казалось, была осуждена на забвение, хотя ни один из фактов, легших в ее основу, не был, по существу, опровергнут.

Между тем в конце 20-х — начале 30-х годов зародилось еще одно течение в теоретической геотектонике, промежуточное между фиксизмом и мобилизмом и противоположное по исходному принципу контракционизму — гипотеза расширения Земли. Первыми крупными работами этого направления явились работы немецких ученых Б. Линдемана (1927 г.)

* В 1947 г. была опубликована статья Н. С. Шатского «Гипотеза Вегенера и геосинклинали».

и О. Хильгенберга (1933 г.) и советских геологов В. М. Букановского и М. М. Тетяева (1934 г.), а затем венгерского геофизика Л. Эдьеда (1946 г.). Первоначально эта гипотеза не нашла заметного резонанса. Положение изменилось лишь в 60-е годы, когда перед геологами встала проблема происхождения океанов.

Еще одним направлением, завоевавшим лишь ограниченное число сторонников, явилось направление, связывающее тектонические движения и деформации с неравномерным вращением Земли — ротационная гипотеза. Суть этой гипотезы заключается в том, что вследствие тормозящего влияния приливов, вызываемых в теле Земли притяжением Луны и Солнца, скорость осевого вращения Земли испытывает вековое замедление. Последнее должно сказываться на изменении фигуры Земли, уменьшении ее полярного сжатия. При этом полярные области должны испытывать подъем, а экваториальные — опускание; раздел между этими областями проходит примерно вдоль 35-х параллелей, которые авторы гипотезы называют «критическими», считая, что в этих зонах концентрируются при изменении скорости вращения сжимающие и растягивающие напряжения. Поэтому, по их мнению, эти зоны обладают наибольшей сейсмической активностью, и вдоль них расположены наиболее высокие горные сооружения. Значительная роль придается также экваториальному ускорению.

Ротационная гипотеза, как, впрочем, и все остальные, имеет довольно длительную предысторию. У нас в стране она наиболее последовательно отстаивалась М. В. Стовасом и была развита Г. Н. Каттерфельдом. Гипотеза встречает следующие возражения: она игнорирует глубинные процессы, не учитывает всей сложности тектоно-магматической жизни Земли, а привлекаемые ею ротационные силы слишком малы, чтобы вызвать существенные изменения структуры и рельефа Земли. Нельзя, однако, совершенно отрицать влияние ротационного фактора, тем более, что новейшие данные указывают на периодическое изменение скорости вращения Земли. Существование планетарной сети глубинных разломов, закономерно ориентированной относительно фигуры Земли и сохраняющей свое относительное положение, несмотря на значительное горизонтальное перемещение отдельных литосферных блоков, а также некоторые черты симметрии в структуре Земли вряд ли могут найти свое объяснение, не прибегая к ротационному фактору.

Начиная с 30-х годов, и особенно после дискредитации вегнеровского мобилизма, ведущее положение в теоретической геотектонике заняла другая гипотеза — гипотеза глубинной дифференциации вещества Земли. Ее главными авторами явились: в Советском Союзе В. В. Белоусов, а за рубежом голландский тектонист Р. В. ван Беммелен. Ван Беммелен предложил первый вариант своей гипотезы, названной им ундационной, т. е. волновой, в 1933 г. на основе опыта исследований

в Индонезии. В. В. Белоусов разработал свой вариант этой гипотезы, во многом отличный от беммеленовской в начале 40-х годов; первоначально она была названа им радиомиграционной, так как роль основного источника энергии тектонических процессов в ней отводилась радиогенному теплу, а превращение геосинклиналей в складчатые горные сооружения связывалось с дифференциацией подкорового вещества и восходящей миграцией радиоактивных элементов. Концепции В. В. Белоусова и Р. В. ван Беммелена претерпели в течение следующих десятилетий значительную эволюцию, и так как они сохранили определенное значение, мы рассмотрим первую из них подробнее в следующем параграфе.

Здесь же важно подчеркнуть главные принципиальные особенности данного направления. Поскольку в нем основная роль отводится поднятиям и опусканиям, т. е. вертикальным движениям, а горизонтальные движения и порождаемая ими линейная складчатость считаются производными от этих вертикальных движений, можно констатировать, что гипотеза глубинной дифференциации является возрождением классической гипотезы поднятия и принципиально отличается не только от гипотезы дрейфа материков, но и от контракционной и других гипотез, отводящих основную роль горизонтальным, тангенциальным движениям. Другая важная и, несомненно, положительная особенность рассматриваемого направления — поиск источника тектонических процессов в подкоровых глубинах Земли. Именно это явилось идейной основой для выдвигания советскими учеными в 60-х годах международного проекта верхней мантии, во многом способствовавшего прогрессу теоретической геотектоники.

Необходимо отметить, что ни одна гипотеза не исчезла бесследно — элементы каждой из них мы обнаруживаем в современных представлениях.

§ 2. ФИКСИЗМ

Концепция В. В. Белоусова. В основе развития земного шара, по В. В. Белоусову (1976 г.), лежит дифференциация вещества на границе ядра и мантии (этот взгляд разделяют теперь и многие другие исследователи). Тяжелые компоненты присоединяются к ядру, наращивая его, более легкие поднимаются вверх, скапливаясь в верхах мантии на уровне астеносферы. Поступление разогретого материала вызывает понижение вязкости астеносферы, способствует выплавлению базальтовой магмы и обостряет инверсию плотностей между астеносферой и литосферой. Это ведет к астеносферному диапиризму с образованием базальтовых выступов и отделившихся от астеносферы «астенолитов» (рис. 109)*. Если литосфера обладает

* Термин «астенолит» введен в литературу американскими геологами Б. и Р. Виллисами в 1941 г.

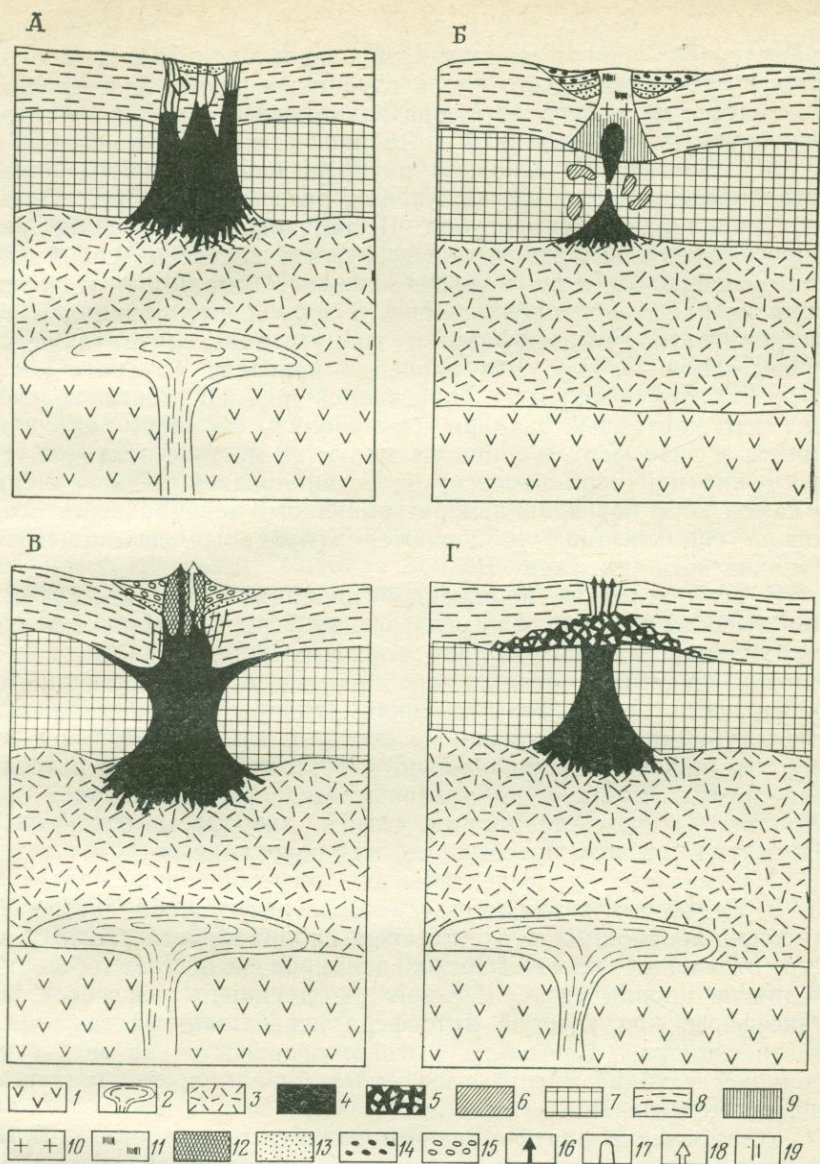


Рис. 109. Некоторые эндогенные режимы и глубинные процессы. По В. В. Белоусову (1977 г.)

А — офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима; Б — инверсионная стадия эвгеосинклинального режима; В — орогенный режим; Г — рифтовый режим. 1 — слой Голицина верхней мантии; 2 — разогретый материал, поднимающийся из нижней мантии; 3 — астеносфера (густота черных штрихов указывает степень частичного плавления); 4 — расплавленный основной и частично ультраосновной материал, поднимающийся из астеносферы; 5 — коромантийная смесь; 6 — эклогиты; 7 — нижняя часть литосферы (субстрат); 8 — континентальная кора; 9 — метаморфизм гранулитовой фации; 10 — гранитизация; 11 — метаморфизм амфиболитовой фации; 12 — заново перекристаллизованная кора; 13 — нижняя терригенная геосинклинальная формация; 14 — флишевая формация; 15 — молассовая формация; 16 — вулканы основной магмы; 17 — очаги средней и кислой магмы; 18 — вулканы средней и кислой магмы; 19 — глубинные разломы

достаточной проницаемостью, то базальтовая магма внедряется в нее прежде всего вдоль глубинных разломов и частично изливается на поверхность; она захватывает с собой и ультраосновную магму (механизм этого процесса остается неясным — В. Х.). Застывание основной и ультраосновной магмы приводит к «базификации» и утяжелению литосферы с образованием эвгеосинклинальных прогибов. В дальнейшем остывание распространяется на саму астеносферу, что влечет за собой кристаллизацию части ранее расплавленного базальта и отделение горячих растворов, проникающих в кору и вызывающих в ней региональный метаморфизм и гранитизацию (что также не очень ясно — В. Х.). Эти процессы приводят к утрате корой и литосферой в целом ее повышенной проницаемости, вследствие чего мантийные диапиры и астенолиты не могут более проникать в литосферу, а лишь вызывают ее местное поднятие, что и служит причиной инверсии эвгеосинклиналей. Одновременно в самой коре под влиянием регионального метаморфизма осадков и гранитизации развиваются «глубинный диапиризм» и складчатость (см. главу 10).

В этих условиях пониженной проницаемости литосферы и при высокой степени разогрева астеносферы (очевидно, за счет поступления больших порций горячего материала из нижней мантии) наступает стадия горообразования. Возникающие на поверхности астеносферы высокие диапиры встречают разбитую глубинными разломами на длинные глыбы литосферу, ранее уже перекристаллизованную и поэтому лишенную рассеянной проницаемости, и выталкивают ее вверх, тогда как в пространстве между диапирами глыбы литосферы опускаются. Поднятия при этом преобладают над опусканиями.

Образование континентальных рифтов происходит, по В. В. Белоусову, в том случае, если литосфера обладает особо высокой прочностью и отсутствием проницаемости. Тогда вместо отдельных астеносферных диапиров возникает обширное поднятие кровли «возбужденной», т. е. сильно разогретой, астеносферы, над которой литосфера испытывает растяжение и растрескивание. Благодаря высокому давлению газов на небольшой глубине вместо толеитовых базальтов выплавляются щелочные базальты.

Установление платформенного режима связывается В. В. Белоусовым со спокойным, т. е. слабо разогретым, состоянием астеносферы. Импульсы нагревания астеносферы сказываются здесь лишь в форме чередующихся поднятий и опусканий платформ в целом.

Что касается образования океанов, то непосредственную причину его В. В. Белоусов усматривает в «базификации» континентальной литосферы без ее раздвижения (которое, однако, допускается для континентальных рифтов — В. Х.). Эта базификация объясняется особенно интенсивным базальтовым вулканизмом, приведшим, к частности, к началу образования со-

временных океанов в конце палеозоя — раннем мезозое. Такая базификация ведет, по В. В. Белоусову, к гомогенизации вещества мантии, обратной ее дифференциации.

Общая эволюция структуры земной коры объясняется В. В. Белоусовым следующим образом. Переход от пермобильной стадии (характерной для архея — *В. Х.*) к неустойчивой протогеосинклинальной (раннепротерозойской — *В. Х.*) означает, что возбуждение астеносферы (вызванное подъемом разогретого вещества из нижней мантии) сперва было распределено почти равномерно по всей площади материков, а затем шел процесс все большей его пространственной локализации, сначала неустойчивой, а затем устойчивой. С прогрессирующей локализацией процессов возбуждения астеносферы связано сокращение площадей, занятых активными режимами — геосинклинальными и орогенными, и увеличение площадей спокойных — платформенных — режимов.

Исходное положение изложенной концепции В. В. Белоусова не вызывает возражений; оно принимается и в других современных гипотезах, включая мобилистские (см. ниже). Но серьезные возражения возникают по поводу остальных построений этого ученого: отсутствия раздвига континентальной коры при образовании океанов и эвгеосинклиналей и преобразования континентальной коры в океанскую путем гипотетической базификации; игнорирования решающей роли зон Бенъофа в процессе развития геосинклиналей и перерождения океанской коры в континентальную; отрицания роли общего тангенциального сжатия при образовании складчатых систем и в особенности крупных шарьяжей и сдвигов. Совершенно не учитываются данные палеомагнетизма. В целом концепция В. В. Белоусова описывает и объясняет значительно более узкий круг явлений, чем современные мобилистские концепции, в особенности характеризуемая ниже «тектоника плит».

Что касается концепции Р. В. ван Беммелена, то с начала 60-х годов под влиянием новых данных о строении океанов и данных палеомагнетизма этот ученый ввел ряд новых элементов в свою концепцию, превративших ее из чисто фиксистой в значительной мере мобилистскую или, как предпочитает выражаться сам автор, «релятивистскую», синтезирующую, по его мнению, фиксизм и мобилизм.

§ 3. МОБИЛИЗМ — ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Выше уже говорилось о судьбе гипотезы дрейфа материков, этого первого варианта мобилизма. В начале 50-х годов она казалась обреченной на забвение, но вскоре начали очень быстро накапливаться новые факты, заставившие вновь обратить серьезное внимание на эти идеи. Толчок к этому был дан началом исследований в новой области — области остаточного магнетизма горных пород — палеомагнетизма. Оказа-

лось, что горные породы как осадочные, так и излившиеся в ориентировке ферромагнитных минералов «хранят память» об ориентировке того магнитного поля, в условиях которого происходило осаждение или застывание этих пород. Первые же результаты измерений ориентировки этого реликтового поля показали, что чем древнее порода, тем ориентировка магнитного поля больше отличается от современной. Первоначально это пытались объяснить миграцией магнитных полюсов в истории Земли, но затем выяснилось, что породы одного и того же возраста, но с разных материков также обнаруживают разную ориентировку магнитного поля. Попытка совместить кривые кажущейся миграции полюсов, полученные для разных континентов, привела к совмещению самих этих континентов, притом примерно в том виде, как это было сделано А. Вегенером в его реконструкции Пангеи. Совпало и время, начиная с которого стали обособливаться материки, ныне разделенные Атлантикой — юрский период. Как отмечалось в главе 5, проверка сопоставимости контуров материков по изобате 2 км, предпринятая уже в 60-х годах английским геофизиком Э. Буллардом с коллегами, с помощью подбора на ЭВМ дала вполне удовлетворительные результаты (см. рис. 43) *.

Другой толчок к возрождению мобилизма дали исследования океанского ложа. Это, в первую очередь, открытие мировой системы срединноокеанских хребтов с их осевыми рифтами, затем подтверждение коренного отличия океанской коры от континентальной, обнаружение резкого утонения осадочного слоя к срединным хребтам и повышенного теплового потока в осевой зоне последних. К этому следует добавить установление волновода в верхней мантии, материализовавшего давно предполагавшуюся здесь геологами и геофизиками астеносферу.

Обобщением всех этих фактов, относившихся главным образом к океанам, явилась предложенная в 1961—1962 гг. американскими петрологом Г. Хессом и геофизиком Р. Дитцем гипотеза разрастания или спрединга ложа океанов. Эта гипотеза получила свое первое подтверждение в открытых еще в конце 50-х годов, но объясненных лишь в 1963 г. англичанами Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом линейных магнитных аномалиях **. Позднее канадцем Дж. Т. Вилсоном были установлены трансформные разломы и удревнение возраста вулканических островов с удалением от осей срединных хребтов. Большую роль в становлении новой концепции сыграли данные сейсмологии. Создание мировой сети сейсмических станций позволило существенно уточнить положение эпицентров землетрясений и

* Наблюдаемые небольшие перекрытия в районе Багамских островов и дельты Нигера объясняются тем, что это позднейшие надстройки на океанской коре.

** Одновременно аналогичную гипотезу сформулировал канадец Л. Морли, но его работа была опубликована лишь годом позже, в 1964 г. Поэтому, по справедливости, следовало бы говорить о гипотезе Вайна—Морли.

выявить приуроченность подавляющего их числа к узким зонам — срединноокеанским рифтам, зонам Беньофа на периферии океанов, молодым складчатым сооружениям альпийского Средиземноморского пояса. К тому же сейсмологи разработали методику определения напряжений в очагах землетрясений, позволившую установить господство растягивающих напряжений в океанских рифтах, сжимающих — в зонах Беньофа, сдвиговых — вдоль трансформных разломов. Эти данные наряду с созданием в 1967 г. на основе экстраполированной гипотезы Вайна — Мэтьюза возрастной шкалы магнитных аномалий для всего кайнозоя и конца позднего мела (Дж. Хертцлер и др.) непосредственно подготовили почву для новой мобилистской концепции. Она была опубликована в 1968 г. в серии статей в американском геофизическом журнале *Journal of Geophysical Research* (см. сб. «Новая глобальная тектоника», Мир, 1974 г.). Новая концепция получила название «новой глобальной тектоники» (Б. Изакс, Дж. Оливер, Л. Р. Сайкс), или «тектоники плит» (З. Ле Пишон, У. Дж. Морган). Последнее название, как более краткое и выразительное, завоевало в дальнейшем большую популярность. Основные положения этой концепции могут быть сведены к следующему:

1) земная кора и самая верхняя часть мантии составляют упругую и относительно хрупкую верхнюю твердую оболочку Земли — литосферу, подстилаемую менее вязкой и более пластичной оболочкой — астеносферой; существование астеносферы подтверждается данными сейсмологии (волновод) и магнитотеллурического зондирования;

2) литосфера разделена на относительно небольшое (6—8) число крупных плит (см. рис. 4), жестких и внутренне монолитных, вдоль границ которых концентрируется практически вся тектоническая и сейсмическая активность; соответственно границы плит намечаются по распределению очагов землетрясений (см. рис. 3);

3) литосферные плиты испытывают друг относительно друга смещения трех типов: раздвиг в рифтовых зонах срединноокеанских хребтов (такие границы именуется дивергентными, конструктивными или границами разрастания), сжатие в зонах Беньофа (конвергентные, деструктивные или поглощающие границы), сдвиг вдоль трансформных разломов (трансформные или скользящие границы); характер смещений документируется определением напряжений в очагах землетрясений;

4) относительные смещения литосферных плит по поверхности Земли совершаются в соответствии с законами сферической геометрии (теорема Эйлера); это означает, что траектория смещения любых двух сопряженных точек должна представлять окружность, проведенную относительно воображаемого полюса разрастания; ось, соединяющая противоположные полюса разрастания, проходит через центр Земли, но не совпадает с осью вращения Земли (рис. 110); трансформные

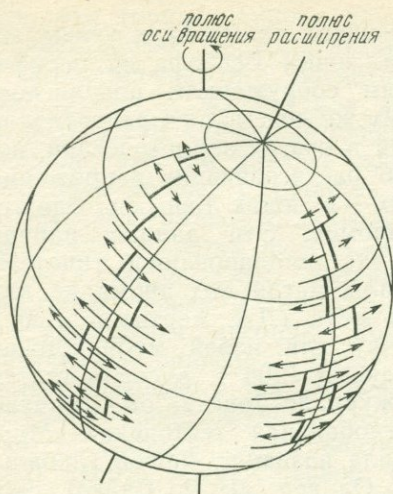


Рис. 110. Схема зависимости образования трансформных разломов срединноокеанских хребтов от положения «полюсов расширения». По Дж. Хертцлеру (1971 г.)

Расположение трансформных разломов подчиняется широтам и меридианам, проведенным исходя из положения гипотетического полюса расширения, а не полюса оси вращения Земли. В каждом океане зоны разломов перпендикулярны оси расширения, а скорости расширения (показаны стрелками) возрастают с приближением к экватору

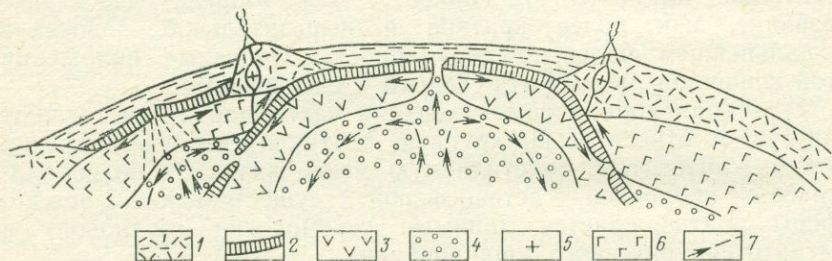


Рис. 111. Общая схема тектоники плит. По В. Е. Хайну (1980 г.)

1 — континентальная кора; 2 — океанская кора; 3 — литосферная мантия; 4 — астеносфера; 5 — граниты; 6 — вулканы; 7 — конвективные течения в мантии

разломы соответствуют этим окружностям, перпендикулярны к ним пересекаются в полюсах разрастания*; скорость раздвига скачкообразно возрастает в направлении экватора, проведенного относительно полюсов разрастания; в зонах раздвига срединноокеанских хребтов рождается новая океанская кора (отсюда название конструктивные границы), в зонах Беньофа она поглощается в мантии (отсюда название деструктивные или поглощающие границы, а сам процесс называется субдукцией); предполагается, что субдукция полностью компенсирует спрединг и, таким образом, объем Земли остается неизменным;

5) причиной относительного перемещения литосферных плит считается тепловая конвекция в мантии Земли; рифты срединноокеанских хребтов располагаются над восходящими ветвями конвективных ячеек, зоны Беньофа совпадают с нисходящими ветвями, океанская литосфера движется от рифтов к зонам Беньофа, увлекаемая на манер конвейера горизонтальными отрезками конвективных ячеек (рис. 111).

* Другой способ восстановления положения полюсов разрастания — нахождение точки пересечения перпендикуляров к векторам напряжений в очагах землетрясений.

Такова принципиальная схема тектоники литосферных плит. Как видим, она отличается простотой и логичностью, что не в малой степени определило ее быстрое распространение и большой успех. По существу, эта схема очень сходна с предложенной еще в 1929 г. А. Холмсом, но в то время не было еще достаточно данных, подтверждающих ее. В свою очередь гипотеза А. Холмса представляла соединение идей А. Вегенера, О. Амферера (подкорковые течения) и Дж. Джели (радиогенное тепло). От классического мобилизма А. Вегенера концепция тектоники литосферных плит отличается следующим: 1) поверхностью смещения является не граница «гранитного» и «базальтового» слоев коры, а граница между литосферой и астеносферой, 2) перемещаются не континентальные глыбы относительно океанов (это лишь частный случай вдоль окраин андского типа), а литосферные плиты, могущие объединять участки континентальной и океанской коры, 3) перемещения плит подчиняются строгим законам сферической геометрии, что, и это очень важно, открыло путь к их расчету на ЭВМ, 4) причиной таких перемещений являются не ротационные силы, а конвективные течения в мантии (но о них писали уже А. Холмс и Дю Тойт, и даже в наиболее ранней работе А. Вегенера есть предположения на этот счет). Все указанные выше отличия от классических представлений А. Вегенера позволяют говорить о современном мобилизме как неомобилизме. Следует подчеркнуть две важные особенности теории тектоники плит. Это, во-первых, математическую формализованность кинематики плит, а также зависимость глубины океана от возраста литосферы и расстояния от оси срединного хребта, что, как указывалось, открыло путь для использования ЭВМ при реконструкциях положения континентов и для восстановления палеоглубин океанов. Во-вторых, это ее предсказательная сила: на основе гипотезы Вайна — Мэтьюза был рассчитан возраст всей серии магнитных аномалий океана, подтвердившийся глубоководным бурением и изучением разрезов меловых и кайнозойских отложений на континенте (в Северной Италии). Сказанное позволяет считать, что тектоника плит является первой в истории геотектоники теорией, а не гипотезой.

Успеху неомобилизма, конечно, способствовали не только простота и стройность его исходных положений, а в решающей степени подтверждение уже первыми результатами глубоководного бурения, начатого в том же 1968 г., а затем наблюдениями с подводных лодок, о чем говорилось в главе 5. Таким образом, возрождение мобилизма произошло на основе принципиально нового фактического материала, полученного с помощью новых технических средств. Это дает все основания считать неомобилизм порождением новейшей научно-технической революции.

Полтора десятилетия, прошедшие со времени публикации основополагающих работ по теории тектоники плит, принесли

не только ее подтверждение, но и выявили слабые стороны, а также привели к расширению первоначальной концепции. Первоначально она была в основном ориентирована на молодые океаны, история которых не выходит за пределы последних 180 млн. лет. Сопоставление офиолитов более древних складчатых систем с корой современных океанов показало, что океаны существовали по крайней мере с позднего докембрия и с этого же времени должен был действовать механизм тектоники плит. Установление петрохимической и метаморфической полярности по отношению к зонам Беньофа открыло путь к реконструкции положения и геометрии этих зон. Было показано, что окраинные и внутренние моря возникают в связи с мантийным диапиризмом в тылу тех же зон и расположенных над ними островных дуг (Д. Кариг). Пространственно-временные закономерности рельефообразования, изменений климата, магматизма, осадконакопления, миграции и расселения живых организмов, описываемые на основании геоморфологических, палеогеографических, петрологических, геохимических и палеобиогеографических исследований стали увязываться с историей перемещения литосферных плит, и, таким образом, теория тектоники литосферных плит превратилась в общую теоретическую основу всех геологических наук. Благодаря этому она стимулировала накопление большого разнообразного фактического материала, касающегося всех сторон строения и развития Земли. И хотя этот материал в общей форме и подтвердил основные принципы мобилизма, он одновременно показал, что первоначальная схема тектоники плит является чрезмерно упрощенной и почти все изложенные выше ее положения нуждаются в уточнении.

Рассмотрим возникшие трудности в том же порядке, в котором выше перечислялись эти положения.

1. Первоначально принималось, что граница между литосферой и астеносферой повсеместно четко выражена, что глубина залегания этой поверхности изменяется от 50—60 км под океанами до 100—120 км под континентами, а сама астеносфера обладает повсюду относительно одинаковой степенью отличия от литосферы. Действительная картина оказалась неизмеримо более сложной — в осевых зонах срединноокеанских хребтов астеносфера залегает местами уже непосредственно под вторым слоем океанской коры, на глубине порядка 3 км (северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия), в молодых горных сооружениях на глубинах около 20—25 км, т. е. также значительно выше поверхности Мохоровичича, зато на континентах много глубже 100 км. По некоторым данным, под древними щитами астеносфера не обнаруживается сейсмическим или магнитотеллурическим методом до глубины 250 км и даже более, что привело исследователей к выводу о том, что она здесь вообще отсутствует. Ясно, что такое заключение резко ограничило бы возможный масштаб перемещений литосферных

масс лишь пространством между щитами. Однако это мнение нельзя принять по нескольким причинам. Во-первых, именно щиты обнаруживают отчетливое стремление к изостатическому выравниванию, в частности интенсивный подъем в областях, освободившихся от четвертичного ледникового покрова (Балтийский, Канадский щиты), погружение до отметок Гренландии и Антарктиды. Это было бы невозможно при отсутствии под щитами астеносферы; напомним, что именно по этим данным удалось определить вязкость астеносферы. Во-вторых, о существовании астеносферы под платформами свидетельствует проявление базальтового магматизма, в особенности траппового; в эпохи образования траппов на небольшой глубине под корой мантия должна была плавиться на площадях, достигающих миллионов квадратных километров. Очевидно, и глубина залегания, и мощность, и вязкость астеносферы испытывают существенные изменения в горизонтальном направлении*, но распространена она повсеместно, хотя и не всегда может быть уловлена сейсмическим и магнитотеллурическим зондированием.

Следует, однако, отметить еще одну сложность. Как впервые было показано советскими исследователями, астеносфера может состоять не из одного, а из нескольких слоев пониженной вязкости. К тому же выше поверхности «главного» сплошного астеносферного слоя могут располагаться отдельные «астенолинзы»; последние могут размещаться и в коре, особенно близ границы Мохо, и в средней части коры, в основании «гранитного» слоя; это особенно характерно для подвижных поясов. Все эти астеносферные слои и линзы создают потенциальные поверхности относительного скольжения в коре и мантии; отсюда представление А. В. Пейве о расслоенности литосферы; не исключено, что самой главной такой поверхностью служит не кровля, а подошва астеносферы.

Большая глубина залегания астеносферы и, следовательно, большая мощность литосферы под платформами объясняют относительную консервативность расположения крупных платформенных структур, имеющих мантийные корни (щиты, антеклизы, синеклизы), а также неоднократное повторение в одних и тех же местах внедрений щелочной ультраосновной магмы (кольцевые плутоны, кимберлитовые трубки), имеющих корни на глубинах до 150 км и более. И, наконец, становится понятным, почему платформы в течение значительных отрезков геологического времени могут оставаться квазистационарными, как доказывают палеомагнитологи; это связано, очевидно, с эпохами пониженного теплового потока и, следовательно, по-

* Все эти параметры являются, в первую очередь, функцией глубинного теплового потока, а также температуры начала частичного плавления пород данной оболочки Земли.

вышенной вязкостью платформенной астеносферы. И, вообще, литосферные корни платформ должны оказывать тормозящее влияние на движение литосферных плит и тем самым способствовать накоплению внутриплитных напряжений.

2. Относительно количества литосферных плит следует отметить следующее. Фактическое распределение землетрясений уже с самого начала позволило выделить наряду с 6—8 основными плитами примерно то же число «малых» плит. Но и при этом некоторое число эпицентров землетрясений остается за пределами границ плит. На основании детального анализа установлено, что необходимо отделить от основного тела Африканской плиты не только Аравийскую, но и Сомалийскую «малую» плиту (по Восточно-Африканской рифтовой системе), от Евразийской плиты Индокитайскую плиту по разлому р. Красной и его северо-западному продолжению, Амурскую плиту по Байкальской рифтовой системе, Колымскую плиту по рифтам и разломам хр. Черского и т. д., разделить Индо-Австралийскую плиту на две субплиты по разломам Восточно-Индийского хребта и т. д. Кроме того, обращает на себя внимание «расплывчатый» характер сейсмичности в альпийском Средиземноморском поясе, Североамериканских Кордильерах и на Аляске, что связано с существованием здесь значительного числа «микроплит». Такие микроплиты особенно отчетливо выявляются при палеотектоническом анализе; многие (но не все) отвечают микроконтинентам (срединным массивам). Выясняется, что древние геосинклинальные пояса представляют мозаику таких микроплит, спаянных между собой офиолитовыми швами — реликтами разделявших микроконтиненты бассейнов с корой океанского типа.

Ряд исследователей полагает, что подобное увеличение числа плит делает неубедительным одно из основных положений тектоники плит. В действительности, следует учитывать, что дробление на более мелкие плиты и микроплиты затрагивает главным образом подвижные пояса — эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогены, а платформы и океанские плиты остаются в составе главных плит. Масштаб взаимных перемещений между малыми плитами составляет сотни, между микроплитами даже первые сотни километров, против многих тысяч километров для главных плит. Поэтому при глобальных построениях микроплитами можно вообще пренебречь, но, разумеется, их существование должно непременно учитываться при реконструкциях подвижных поясов.

Далее, не вполне отвечает действительности допущение абсолютной жесткости и упругости литосферных плит. Хорошо известны крупные и мелкие дислокации в пределах континентальных платформ и океанских плит; их называют внутриплитными дислокациями. Эти дислокации, а также внутриплитный магматизм имеют существенное и теоретическое, и практическое значение — с ними связаны залежи нефти и газа, рудные

и нерудные полезные ископаемые. Проблема внутриплитной тектонической и магматической активности не решена в рамках тектоники плит и мы к ней вернемся еще ниже. Но здесь надо отметить, что интенсивность внутриплитных деформаций не может быть сравнима с межплитными деформациями и опять-таки в глобальном аспекте они не имеют большого значения. Для микроплит в подвижных поясах, поперечник которых лишь на порядок или даже меньше отличается от толщины и которые находятся в областях повышенного теплового потока, допущение жесткости уже не применимо, так как особенно по краям они могут претерпевать достаточно значительные деформации; их следует считать уже не упругими, а упруговязкими. Упруговязкими, а не упругими являются и нижние части литосферных плит вообще.

3. Из трех основных типов взаимных перемещений плит два являются в настоящее время твердо доказанными — спрединг по данным бурения и наблюдений с подводных лодок, перемещения по трансформным разломам — по наблюдениям с подводных лодок. Но как процесс спрединга, так и строение и характер смещений по трансформным разломам являются более сложными, чем первоначально представлялось теорией тектоники плит. В отношении спрединга это усложнение выражается в следующем. Во-первых, наряду с активными в настоящую эпоху осями спрединга во всех океанах обнаружены древние оси, выраженные повторением одноименных линейных магнитных аномалий (позднемеловые и кайнозойские оси) и подводными хребтами. Эти древние оси представляют либо отмершие ответвления современных (например, Лабрадорское море — Баффинов залив, Бискайский залив в Атлантике), либо протягиваются параллельно современным (Норвежское море, восточная часть Тихого океана), либо вообще не имеют прямого отношения к последним (позднеюрские — раннемеловые оси в западной части Тихого океана). Во-вторых, установлено, что скорость спрединга не оставалась постоянной, а испытывала достаточно заметные ускорения или замедления; в среднем она, однако, выдерживалась для данного сегмента срединного хребта, иначе бы магнитостратиграфическая шкала для последних 80 млн. лет оказалась неправильной. В-третьих, спрединг не всегда происходит вполне симметрично; скорость расширения ложа океана в одну сторону от срединного хребта может несколько отличаться от скорости по другую его сторону, как это установлено для района между Австралией и Антарктидой и Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. В-четвертых, вдоль осей спрединга наряду с преобладающей раздвиговой может проявляться и сдвиговая компонента смещений.

Среди трансформных разломов существуют разные по протяженности и значению типы (см. главу 5). Характер смещений по этим разломам может меняться по простиранию — чисто

трансформные смещения могут сменяться собственно сдвиговыми, надвиговыми и раздвиговыми. В зонах крупных разломов наблюдаются утонение коры и явления мантийного диапиризма. Простираение этих разломов может изменяться в связи с тем, что положение полюсов раскрытия изменялось в течение периода их существования. Мелкие разломы при этом сохраняют свое первичное расположение и оказываются не перпендикулярными к оси спрединга.

Но наибольшие трудности возникли с субдукцией океанских плит под островные дуги или континенты вдоль зон Беньофа. Классическая плитотектоническая схема предусматривала наращивание и поднятие внутреннего склона глубоководного желоба содранным осадочным, а иногда и консолидированным слоями погружающейся океанской литосферы. Между тем проведенное на ряде профилей через активные окраины бурение лишь частично подтвердило эту схему аккреции (профили через Нанкайский желоб, через Алеутский желоб, у берегов Мексики, через о-в Барбадос в Атлантике), а в ряде случаев обнаружило существенные от нее отклонения. Так, в Марианском и Гватемальском профилях аккреционные призмы вообще отсутствуют и здесь океанская кора, видимо, полностью уходит под всяческое крыло зоны Беньофа. В Японском желобе молодая аккреционная призма относительно невелика и образована она осадками, принесенными с островной дуги, а не океанскими. В Барбадосском профиле и в северной части Зондского желоба материал имеет континентальное происхождение (дельтовые выносы р. Ориноко в первом, рек Ганга и Брахмапутры во втором), но перенесен вдоль желоба. В Японском и некоторых других желобах вместо новейшего поднятия внутреннего склона желоба наблюдается его опускание. Это связано, очевидно, с отсутствием или приостановкой аккреции и иногда субдукции вообще. Установлено, что оба борта глубоководных желобов, особенно внешний, обычно осложнены сбросами, указывающими на растяжение. Но эти сбросы являются, очевидно, лишь осложнением общей структуры: дуга — желоб — вал, развивающейся в обстановке сжатия, о чем свидетельствует форма желобов в плане и в поперечном сечении, напряжения в очагах землетрясений, аномалии силы тяжести и уровня геоида.

Тем не менее все эти сложности привели ряд исследователей к заключению об отсутствии субдукции вообще, что при признании спрединга привело их к признанию представлений о расширяющейся Земле. Однако для такого заключения нет достаточных оснований; правильное говорить о том, что субдукция в разных условиях протекает по-разному и не всегда ведет к аккреции океанской коры, а может даже выражаться обламыванием и затягиванием континентальной коры в зону Беньофа — явление тектонической эрозии. Характер проявления субдукции зависит от ряда факторов: скорости, глубины проникновения зоны Беньофа в мантию, угла ее наклона, воз-

раста поддвигаемой плиты и в особенности количества осадков, поступающих в желоб.

О том, что субдукция — реальность косвенно свидетельствуют и следующие факты. Во-первых, только ее признание снимает противоречие между древностью Тихого океана, доказываемой изучением его обрамления и молодостью его современной коры. Офиолиты, которые мы наблюдаем почти по всей континентальной периферии этого океана и возраст которых удревняется до раннепалеозойского и позднедокембрийского с удалением от последнего — свидетели субдукции (и частично обдукции) более древней коры, а перерывы в их выходах на юге Мексики, в Перу и на севере Чили — результат тектонической эрозии. Во-вторых, без признания субдукции невозможно понять асимметрию в распределении разновозрастной океанской коры по обе стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия — отсутствие поздне меловой — палеоценовой коры вдоль побережья Северной и Южной Америки. В-третьих, только субдукция может объяснить дисбаланс между количеством обломочного материала, снесенного с континентального обрамления Тихого океана за поздний мезозой и кайнозой и накопившегося за это время на дне этого океана (А. П. Лисицын).

4. Постоянство объема Земли, обеспечиваемого компенсацией спрединга субдукцией, вначале просто постулировалось, но теперь его можно считать в своей основе доказанным внутренней непротиворечивостью палеокинематических реконструкций, в особенности в точках тройного сочленения плит, а также данными палеомагнетизма. Согласно последним изменение объема Земли начиная с позднего палеозоя, не могло составлять более 4—5%. Подсчеты степени компенсации спрединга субдукцией дают значительно большие значения в пользу спрединга, что может свидетельствовать о расширении Земли. Но эти подсчеты оспариваются и, кроме того, субдукция не может считаться единственным способом компенсации расширения ложа океанов — определенную и существенную роль могут играть обдукция океанской коры, общее сжатие орогенных поясов, сокращение их поперечника благодаря смещениям по крупным сдвигам. В общем, допущение теорией тектоники плит о постоянстве объема Земли в первом приближении является, очевидно, справедливым. Но небольшие изменения этого объема могли иметь место и служить объяснением эпизодичности тектогенеза.

5. Особую проблему составляет механизм, вызывающий перемещение литосферных плит. В первоначальном варианте концепции тектоники плит движущим механизмом считалась тепловая конвекция в верхней мантии. Странники тектоники плит (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, В. П. Кеонджян) полагают, что конвекция охватывает всю мантию (к тому же мнению теперь склоняется и большинство зарубежных геофизиков) и выражается в переносе не просто тепла, а разогретого вещества — от-

носителем легкоплавкого продукта дифференциации базальных слоев мантии, более тугоплавкая фракция материала которых (железо и некоторые другие элементы) стекает в ядро, увеличивая его объем. Эта концепция имеет очевидные преимущества перед верхнемантийной тепловой конвекцией*. В последние годы наметился еще один вариант этой теории, предусматривающий, что конвекция является двухступенчатой в нижней и верхней мантии, могущей несколько отличаться по своему химическому составу; на каждом уровне действуют свои системы конвекционных течений; при этом менее глубинная система должна быть более мелкоячеистой по сравнению с более глубокой.

По мнению некоторых исследователей (Е. В. Артюшков, С. Уеда), мантийная конвекция, определяя подъем к поверхности в срединноокеанских хребтах разогретого вещества, из которого выплавляется новообразованная океанская кора, не может все же вызвать перемещение литосферных плит на тысячи километров от осей срединных хребтов к глубоководным желобам вследствие большого различия вязкостей литосферы и астеносферы и отсутствия между ними сцепления. Это побуждает искать другие процессы, не предусматривавшиеся тектоникой плит в ее первоначальной форме.

Таким образом, первоначальная теория тектоники плит оказалась чрезмерно упрощенной. Соотношения между литосферой и астеносферой сильно изменчивы по латерали, число выделяемых плит должно быть увеличено за счет мелких плит и микроплит в подвижных поясах, литосферные плиты не являются абсолютно жесткими и монолитными, процессы спрединга и особенно субдукции протекают достаточно сложно и неоднозначно, объем Земли, вероятно, может испытывать небольшие флуктуации, а конвекция скорее всего не является чисто тепловой, охватывает всю мантию и, возможно, является двухступенчатой. Все эти усложнения не затрагивают, однако, принципиальных основ теории тектоники плит, но становится ясным, что она нуждается в дальнейшей разработке с учетом новых материалов.

Необходимость в такой разработке возникла также в связи с тем, что в своей первоначальной форме теория тектоники литосферных плит не охватывала ряд важных сторон тектогенеза.

Это касается в первую очередь уже упоминавшихся внутриплитных деформаций и магматизма. Для их объяснения предложен ряд механизмов. Наиболее популярным из них стало представление о «горячих точках» (англ. hot spot) и мантийных струях (англ. mantle plume), выдвинутое

* Существует, однако, серьезное возражение против не чисто тепловой плотностной конвекции — изотопный состав верхней мантии соответствует ее первичному, метеоритному составу и свидетельствует против конвективного перемешивания вещества.

Дж. Т. Вилсоном и развитое У. Дж. Морганом. Согласно этому представлению проявления внутриплитного магматизма, с которым обычно ассоциируются поднятия (например, Ахаггар, Тибести, Камерун в Африке, Реюньон, Кергелен в Индийском океане), образуют «горячие точки», расположенные над мантийными струями, поднимающимися из подастеносферных глубин. Линейные вулканические подводные хребты и архипелаги представляют след, оставляемый прохождением литосферных плит над такими струями, источник которых в отличие от этих плит остается неподвижным. Основанием для этой гипотезы служит Императорско-Гавайская вулканическая цепь в северной части Тихого океана; возраст составляющих ее вулканических аппаратов систематически омолаживается от маастрихтского на крайнем северо-западе (гайот Мэйдзи) до современного (вулкан Килауэа на о-ве Гавайи) на крайнем юго-востоке. Излом с переходом с северо-западного простирания, свойственного Императорскому хребту, на западно-северо-западное Гавайского архипелага согласуется с предполагаемым изменением перемещения Тихоокеанской плиты. Вообще, по идее данной гипотезы система неподвижных относительно ядра Земли «горячих точек» дает возможность определить «абсолютные» перемещения литосферных плит. Следует отметить, однако, что если некоторые примеры как будто подтверждают гипотезу «горячих точек», другие ей явно противоречат — архипелаг Лайн к югу от Гавайев длиной почти в 5500 км, где вулканическая деятельность протекала примерно одновременно в позднем мелу — раннем палеогене*. Противоречит гипотезе и факт неоднократного возобновления вулканизма в одних и тех же местах на протяжении длительного времени (о-ва Канарские, Зеленого Мыса и др.). С принципиальной точки зрения малопонятно, каким образом горячие струи «прошивают» движущуюся, частично расплавленную астеносферу. Неясно, на какой глубине, за счет каких источников тепла они зарождаются и что управляет их размещением. И уже совершенно очевидно, что поддержание фиксированных горячих струй противоречит общемантийной конвекции. Само явление омоложения вулканических центров может объясняться иначе — постепенным разрастанием разрыва, что подтверждается связью значительной части вулканических хребтов (например, Чагос-Мальдивского, Восточно-Индийского) с разрывами обычно трансформного типа.

В связи с тем что в гипотезе «горячих точек» обнаруживаются трудности, были предложены другие объяснения внутриплитной тектоники. Среди них идея о деформации литосферных плит при их смещении из одних широт в другие, обусловленном изменением кривизны поверхности земного эллипсоида враще-

* Даже в «классическом» Гавайско-Императорском примере, по данным бурения, широта «горячей точки» должна была измениться на 8° от эоцена до современности.

ния. Это так называемая «мембранная тектоника» (Р. Оксбург, Д. Таркот); но ее значение может быть лишь второстепенным; доказано, что в условиях упруговязкой среды вызываемые этим фактором напряжения очень малы. Значительно более перспективным, как уже отмечалось выше, является направление, связывающее внутриплитную тектоно-магматическую активность с восходящими ветвями мелких конвективных ячеек в верхней мантии (С. А. Тычков, Х. Х. Лю); подтверждение этой концепции усматривается в совпадении внутриплитных поднятий с положительными аномалиями поверхности геоида, установленными спутниковыми измерениями.

Причиной образования зон линейных внутриплитных деформаций может являться реализация напряжений сжатия, повсеместно установленных в пределах как континентальных, так и океанских плит данными сейсмологии и измерениями в горных выработках, в ослабленных зонах — вдоль древних межплитных швов (например, Урал в мезозое — кайнозое) и авлакогенов (палеорифтов).

Другую проблему составляет возможность применения теории тектоники плит к объяснению тектонических деформаций и магматизма в раннем докембрии. Эта проблема сейчас подвергается детальному изучению учеными многих стран и предварительные заключения о ней сильно варьируют: от полного отрицания такой возможности (А. Крёнер, ряд советских исследователей) до полного ее признания (Б. Уиндли, Дж. Дуи и др.). Обе эти точки зрения представляются крайними. Несомненно, что реологические свойства литосферы и астеносферы в раннем докембрии, особенно архее, вследствие более высокого теплового потока должны были существенно отличаться от современных и даже конца докембрия. Кроме того, в это время еще не существовало крупных литосферных плит — нам не известны для него ни крупные континенты, ни реликты океанов. Таким образом, простое перенесение плитотектонической кинематики на ранний докембрий вряд ли оправдано. С другой стороны, более энергичная вследствие повсеместного высокого теплового потока конвекция должна была приводить к более интенсивным горизонтальным перемещениям и сучиванию первых «сгустков» континентальной коры. Недаром в советской литературе этот режим тектонического развития получил название пермобильного (Л. И. Салоп, Ю. М. Шейнманн), т. е. режима всеобщей подвижности. Однако конкретный характер раннедокембрийского тектогенеза еще подлежит выяснению.

Следующая проблема — проблема периодичности, цикличности тектогенеза и магматизма. Как отмечалось в главе II, устанавливается существование эпох, фаз и эпизодов повышенной тектонической и магматической активности, определенной стадийности развития геосинклинальных поясов и накопления платформенных чехлов. Что лежит в ос-

нове этой цикличности? Как показали А. С. Монин и О. Г. Соколов, а затем В. П. Кеонджян, в рамках расширенной теории тектоники литосферных плит существует объективная возможность ее объяснения. Она заключается в нестационарности структуры и кинематической энергии плотной конвекции в мантии и в тенденции к периодической перестройке системы конвективных течений — смене их более крупной ячейкой структуры более мелкой ячейкой. Эпохам преобладания наиболее крупной ячейкой, в пределе одно- или двухъячейковой конвекции, отвечает объединение континентальной коры в один-два суперконтинента (Пангея или Лавразия+Гондвана). В. П. Кеонджян оценивает наиболее крупномасштабную цикличность временем в сотни миллионов лет. Но в истории Земли наблюдается целый спектр разнопорядковых циклов; исчерпывающее его объяснение, очевидно, пока не достигнуто, но принципиально возможно с учетом менее значительных изменений интенсивности конвекции.

Еще одна проблема, оставшаяся за рамками тектоники плит (как, впрочем, и других тектонических гипотез) — проблема постоянства глобальной сети разрывов и трещин и их закономерной ориентировки относительно фигуры вращения Земли. В существовании регматической сети усматривается одно из серьезных противоречий теории тектоники плит. Однако устранение этих противоречий возможно при условии, когда: 1) наиболее крупные разломы служат теми «рельсами», вдоль которых происходит раскрытие рифтов, океанов и образование трансформных разломов, 2) с изменением положения той или иной литосферной плиты на поверхности Земли энергетически более выгодным оказывается не заложение новой сети разломов и трещин, а возобновление тех более ранних разрывов, положение которых наиболее близко к размещению разрывов, теоретически отвечающих новому полю напряжений*.

§ 4. НЕКОТОРЫЕ АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Далеко не все исследователи, особенно в нашей стране, согласны с тем, что теория тектоники литосферных плит (не все признают ее теорией) способна сама преодолеть перечисленные выше трудности и решить нерешенные вопросы. Отсюда поиски альтернативных концепций, которые ведутся в разных направлениях и с разной степенью признания отдельных положений тектоники плит.

* Если придерживаться мнения о существовании шести главных систем разрывов — одной пары ортогональных и двух диагональных, угол между существующими разрывами и новыми направлениями, в которых они должны возникнуть, не может превышать 15° (половина угла в 30°).

Одна из наиболее серьезных попыток такого рода предпринята Е. В. Артюшковым в книге «Геодинамика» (1979 г.). В этой книге принимается та кинематическая картина взаимных перемещений литосферных плит, которая рисуется тектоникой плит, но предлагается существенно иной механизм этих перемещений. По мнению Е. В. Артюшкова, конвективные течения в мантии не могут увлечь за собой плиты литосферы вследствие резко пониженной вязкости астеносферы. Накопление разогретого, с аномально низкой плотностью мантийного материала в подошве коры приводит сначала к образованию поднятий. Это нарушает гравитационное равновесие и влечет за собой растекание коры и мантии в стороны с возникновением значительных горизонтальных напряжений. Вдоль осей срединноокеанских хребтов под влиянием этого происходит разрыв коры и внедрение аномальной мантии с перемещением плит океанской литосферы в стороны. Подъем легконагретого материала из низов мантии предполагается Е. В. Артюшковым и на активных окраинах континентов. Когда этот материал попадает под океанскую литосферу, движущуюся со стороны срединного хребта, она начинает погружаться в него, как более плотная, чему способствует переход базальта в эклогит. При этом наклонном погружении образуются глубоководные желоба, а всплывание части расплавленного корового материала создает вулканические дуги. Погружение «дальних концов» (дистальных частей) океанских плит способствует расширению срединных хребтов. Подъем аномально легкой, разогретой мантии из ее низов происходит, по Е. В. Артюшкову, и под континентами (рис. 112), вызывая появление напряжений, значительно превышающих действующие в океанской литосфере. Концентрация растягивающих напряжений в осевых зонах поднятий приводит к образованию рифтов, а их расширение — к новообразованию океанов.

Оригинальное объяснение предлагается Е. В. Артюшковым для образования поднятий и впадин на платформах, а также эпиплатформенных горных сооружений. Платформенные поднятия — щиты — возникают, по мнению Е. В. Артюшкова, над «ловушками» для аномальной мантии, участками утонения литосферы, сохранившимися на месте эпигеосинклинальных горных сооружений. Если эти «ловушки» близки к восходящему потоку материала из низов мантии, они захватывают большой объем этого материала, притом в сильно разогретом состоянии, что приводит к образованию высоких горных сооружений. Напротив, если «ловушка» длительно находится вдали от такого восходящего мантийного потока, мантия охлаждается, литосфера утолщается, ее подошва опускается, кора также испытывает погружение и образуется осадочный бассейн типа синеклизы. Дополнительному погружению синеклиз может способствовать фазовое превращение базальта низов коры в гранатовый гранулит и эклогит. Если под осадочный бассейн проникнет аномальная, нагретая мантия, это может, как считает Е. В. Артю-

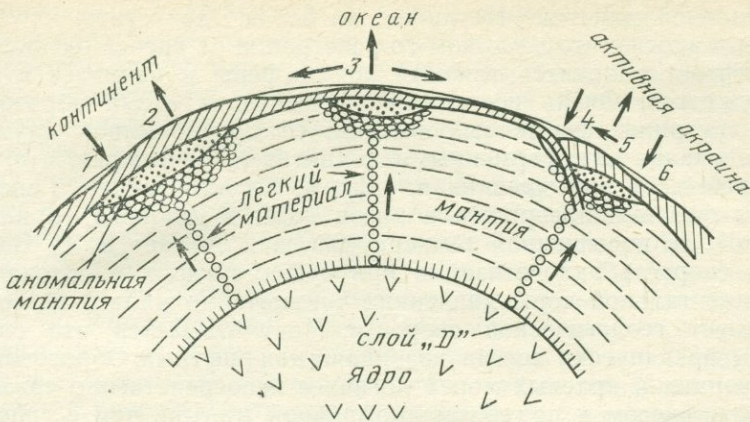


Рис. 112. Схема происхождения вертикальных и горизонтальных движений литосферы; дифференциация на границе ядро→мантия→поднятие легкого нагретого материала в астеносферу→вертикальные движения литосферы (поднятия и опускания)→горизонтальные движения литосферы. По Е. В. Артюшкову (1976 г.)

1 — внутренние моря; 2 — крупные поднятия на континенте; 3 — срединноокеанский хребт; 4 — глубоководный желоб; 5 — островная дуга; 6 — краевое море

шков, привести к более быстрому переходу базальта в эклогит, отрыву его от коры и погружению в астеносферу. Утоненная кора также изостатически погрузится и образуется глубокая впадина внутреннего моря типа Черноморской. Аналогичным образом на активных окраинах континентов могут возникать краевые моря, в которых в дальнейшем может образоваться структура типа срединноокеанского хребта.

Разработанная Е. В. Артюшковым модель тектогенеза несомненно представляет большой интерес, особенно благодаря привлечению некоторых новых или относительно новых факторов тектогенеза — горизонтальных напряжений, связанных с образованием поднятий, фазовых превращений под впадинами (последним придавалось уже большое значение в работах В. В. Белоусова, С. И. Субботина и др.). И, конечно, важнейшей положительной стороной модели Е. В. Артюшкова (но не только ее) служит соединение глубинной дифференциации и подъема ее продуктов из основания мантии с горизонтальными движениями на уровне астеносферы и литосферы. Вместе с тем ряд положений модели Е. В. Артюшкова представляются достаточно уязвимыми, не в меньшей степени, чем альтернативные построения тектоники плит. Это касается в особенности процессов на активных континентальных окраинах и внутри континентов. Так, очевидно, что прорыв «аномальной мантии» на окраинах океанов должен произойти уже после прихода сюда океанской литосферы. Кроме того, где свидетельства того, что эта литосфера по обе стороны зон Беньюфа подстилается

аномальной мантией? Не проще ли все же допустить, как это делают многие, что на каком-то расстоянии от хребта океанская литосфера становится тяжелее астеносферы и начинает в нее погружаться. Очень искусственной выглядит схема образования внутриплатформенных впадин; ее предпосылкой служит наследование платформенными поднятиями орогенных, что, по крайней мере для древних платформ, несостоятельно. Гипотетичны фазовые превращения низов коры в условиях то пониженной, то повышенной температуры; как считает В. В. Белоусов, скорость эклогитизации при существующих в основании континентальной коры давлениях чрезвычайно мала и не соответствует геологической скорости. Не учитывается, что синеклизы практически всегда возникают над рифтами. Образование внутренних и краевых морей логичнее непосредственно связать с рифтогенезом и подъемом аномальной мантии, чем с гипотетическим механизмом формирования внутриконтинентальных осадочных бассейнов. Не учтена пространственно-временная связь образования большинства эпиплатформенных орогенов с эпигеосинклинальными орогенами, особенно ярко проявленная в Центральной Азии.

После выхода в свет книги «Геодинамика» Е. В. Артюшковым в сотрудничестве с А. Л. Яншиным, А. Е. Шлезингером, М. А. Беэром и др. опубликована большая серия работ, развивающая и дополняющая ранее изложенные представления. В указанных работах настойчиво проводится мысль, что образование платформенных впадин, глубоководных впадин внутренних и окраинных морей и даже миегосинклиналей не связано или связано в основном не с растяжением, а с подтоком аномальной, разогретой мантии и вызванной этим эклогитизацией низов коры. Такое представление является «тектоническим дуализмом»; оно страдает отрывом вертикальных движений от горизонтальных, которые в природе неоднократно трансформируются одни в другие. Оно противоречит и фактическим данным — наследованию платформенными впадинами рифтов, существованию спрединговых аномалий в большинстве окраинных морей, отсутствию признаков аномальной мантии под корой окраинных частей континентальных платформ, поддвигающихся под складчатые сооружения. Этот последний упрек может быть адресован и модели образования складчатых поясов, разработанной тем же коллективом авторов. В рассматриваемой выше работе справедливо указывается, что складчатые пояса образуются в условиях тангенциального сжатия, а это сжатие становится эффективным лишь в обстановке утоненной коры. Но объяснение утонения континентальной коры только эклогитизацией и допущение существования под ней аномальной мантии в период деформаций встречают высказанные выше возражения.

Другая, более логически обоснованная мобилистская концепция тектогенеза, альтернативная тектонике плит, недавно опу-

бликована А. В. Пейве и А. А. Савельевым (1982 г.). В ее основе лежат следующие положения: развитие литосферы определяется дифференциацией вещества мантии (в этом, как мы видели, сходится большинство современных моделей тектогенеза); следствием такой дифференциации является преобладание восходящих тепломассопотоков и отсутствие крупных замкнутых конвективных ячеек (отличие от тектоники плит и сходство с моделью Е. В. Артюшкова); близ поверхности планеты восходящие массопотоки трансформируются в латеральные (опять-таки сходно с моделью Е. В. Артюшкова). Авторы подчеркивают отсутствие сплошного астеносферного слоя и, соответственно, четкой нижней границы литосферы, а литосферные плиты рассматривают как упруговязкие, а не упругие, как в тектонике плит*. Отмечается, особенно на континентах, расслоенность плит и структурная дисгармония между отдельными слоями. Указывается, что тектоническая активность литосферы, следуя за энергетической активностью мантии, испытывает периодические изменения, причем эпохи повышения активности совпадают с перестройками плана латеральных движений. Интересным является соображение, что изменения скорости движения и теплосодержания масс, поступающих во внешнюю оболочку, обуславливают изменения скоростей латерального растекания и порождают волнообразную структуру движений в поверхностном слое (кинематические волны).

Модель тектогенеза, предлагаемая А. В. Пейве и А. А. Савельевым, предусматривает подъем астеносферы, разрыв океанской коры, выплавление новой коры, ее скупивание еще в океанских условиях и превращение в континентальную кору, новый подъем разогретой мантии и частичное плавление основания континентальной коры с возможностью последующего ее разрыва, новообразования океанской коры и ее надвигания на континентальную по периферии океана. На границе плит континентальной и океанской коры возникают сейсмофокальные зоны и на фоне длинопериодной однонаправленной волны мантийного потока (а не встречного движения конвективных течений, как в тектонике плит) образуются островные дуги, окраинные моря (над вторичным мантийным диапиром) и краевые орогены с надвиганием (обдукцией) океанской коры на континентальную. В условиях такой же волны может происходить дробление и образование блоковой структуры континентальных плит. Поддвиг (субдукция) океанской коры под континентальную в обоих случаях признается, но в ограниченных масштабах. Выплавление андезитов и широкого спектра других магм объясняется взаимодействием коры с нагретым мантийным массопотоком.

* Нижняя часть плит сторонниками последней концепции также считается упруговязкой.

Концепция А. В. Пейве — А. А. Савельева переводит анализ динамики перемещений литосферных плит из плоскости простой механики, применяемой в тектонике плит, в плоскость гидромеханики (гидродинамики), что является более корректным. Теории тектоники плит при этом можно отвести значение частного инструмента определения глобальных перемещений крупных плит в неогее (позднем докембрии и фанерозе). Конкретная картина формирования основных черт структуры литосферы, рисуемая авторами рассматриваемой концепции, выглядит излишне (?) сложной. Спорным является отрицание замкнутости конвективных ячеек и крупномасштабной субдукции, а важным положительным моментом — учет цикличности тектогенеза. Частота чередования периодов инверсии, магнитного поля представляет, действительно, глобальное явление, ибо оно зафиксировано не только в океанских базальтах, но и в осадочных толщах и связано со спредингом скорее всего общей глобальной причиной.

В общем же, обе мобилистские концепции представляют интересные попытки преодолеть некоторые слабые или сомнительные стороны теории тектоники плит. Пока же наиболее популярной как у нас, так и за рубежом оказалась гипотеза расширяющейся Земли, возрожденная австралийским геологом С. У. Кэри, а у нас нашедшая своего наиболее активного сторонника в лице Е. Е. Милановского. В основе этого успеха, впрочем весьма относительного, лежит признание спрединга при отрицании субдукции, наиболее спорного процесса в теории тектоники плит. При этом оценка масштаба, времени и причин предполагаемого расширения Земли у разных сторонников гипотезы варьирует. Большинство совмещает основной период расширения с образованием современных океанских впадин, но многие допускают его проявление в середине докембрия с возникновением современного Тихого океана. Некоторые (Е. Е. Милановский, Г. Б. Удинцев) ограничивают расширение океанских впадин зонами срединных хребтов, но, как уже отмечалось, кора океанских плит также несет все признаки спредингового происхождения. Кроме того, современные срединные хребты занимают 14 % поверхности Земли и образовались за последние 40 млн. лет, что дает неправдоподобно высокую скорость расширения, которая не могла не отразиться через изменение силы тяжести на органическом мире. Гипотеза не дает удовлетворительного объяснения происхождению сложных складчатых сооружений, явно образовавшихся в условиях тангенциального сжатия. С. У. Кэри объясняет их образование выжиманием мантийного материала (офиолиты) из раскрывающихся при растяжении трещин, что явно недостаточно. В рамках данной гипотезы не находит своего решения вопрос о том, где находилась вода современных океанов до их образования в мезозое, учитывая, в особенности, что пермь и триас являлись временем господства на континентах суши. Допущение о том,

что вода выделилась из мантии одновременно с образованием океанских впадин неприемлемо — нет признаков столь мощного процесса в это время. К тому же данные геохимии и биологии свидетельствуют в пользу относительного постоянства объема и солености Мирового океана в фанерозое. Следовательно, речь может идти лишь о перераспределении объемов воды между древними и молодыми океанами, но гипотеза расширяющейся Земли не знает механизма, который способствовал бы закрытию древних океанов. Не объясняет рассматриваемая гипотеза и цикличности тектоногенеза. Наконец, если сторонники других гипотез в поисках адекватного фактора тектоногенеза обращаются к известным в физике процессам, то сторонники гипотезы расширяющейся Земли вынуждены привлекать недоказанные физиками явления — уменьшение гравитационной постоянной или самопроизвольное увеличение массы Земли во времени. На основании данных палеомагнетизма, как отмечалось выше, установлено, что изменение радиуса Земли с позднего палеозоя не происходило больше, чем на несколько процентов.

Некоторые из этих противоречий гипотезе расширяющейся Земли заставили Е. Е. Милановского обратиться к пульсационной гипотезе и допустить, что расширение Земли, проявляющееся и в современную эпоху, прерывалось фазами сжатия. Как уже отмечалось, пульсация Земли с чередованием эпох преобладания спрединга над субдукцией и эпох преобладания субдукции и вообще сжатия подвижных поясов вполне вероятно, но в пределах, не противоречащих данным палеомагнетизма. Интенсификация спрединга должна была вести к росту срединных хребтов, к вытеснению воды из океанов на континенты, т. е. к трансгрессиям, а замедление и приостановка спрединга — к регрессиям. Это, в общем, согласуется с теорией тектоники плит и взглядами А. В. Пейве — А. А. Савельева. Периодичность проявлений тектонических деформаций и магматизма также укладывается в эту схему. Но пульсационная гипотеза не может дать исчерпывающего объяснения всего процесса тектоногенеза прежде всего потому, что не существует эпох всеобщего сжатия или расширения литосферы. Они постоянно проявляются совместно, что можно наблюдать в современную эпоху — рифтообразование в океанах, складко- и надвигообразование в подвижных поясах по их периферии. Пульсационная гипотеза, как и контракционная, не может дать удовлетворительного объяснения формированию покровно-складчатых сооружений. По всему этому представление о пульсации объема Земли может служить лишь дополнением к более всеобъемлющей модели тектоногенеза. Кроме того, более вероятно, что общей тенденцией изменения объема Земли является не увеличение, а уменьшение ее радиуса, о чем свидетельствуют: меньшее замедление вращения Земли, чем следуемое из действия лунных и солнечных приливов, напряжения сжатия в земной коре, превышающие эффект литостатического давления, и др.

В последние годы некоторые ученые вновь обратились к идее контракции — советский геолог А. Т. Асланян посвятил ряд интересных работ возможной связи контракции с конвекцией в мантии, английский астроном Р. Литтлтон опубликовал книгу в защиту контракционной гипотезы, которая, однако, встретила возражения.

Из краткого обзора моделей тектогенеза следует сделать вывод, что мы все еще далеки от создания такой теории, которая была бы способна исчерпывающе и убедительно объяснить процесс развития литосферы во всем его реальном многообразии. Главная причина этого также очевидна: недостаток знаний о составе и свойствах вещества и явлениях в глубоких недрах Земли, продолжающий ощущаться, несмотря на весь их прогресс в последние десятилетия, особенно в отношении земной коры и верхов мантии.

Наметилось несколько общих положений, по которым мнения большинства исследователей существенно сблизились. Одним из них является представление о нашей планете как тепловой машине с внутренним источником энергии, и о второстепенном значении внешних факторов, в том числе ротационного (многие считают возможным ими вообще пренебрегать, что вряд ли правильно). Что касается конкретного генератора эндогенной энергии, вопрос не решается однозначно — одни придают основное значение радиоактивному распаду, другие — гравитационной дифференциации; определенный вклад могут вносить твердые приливы (внешний фактор!).

Некоторые наиболее совершенные концепции сходны в том, что «корни» тектоно-магматических процессов, наиболее энергично протекающих в тектоносфере, лежат в пограничной зоне между мантией и ядром, представляющей базальный уровень глубинной дифференциации мантийного вещества, разделяющего здесь на тяжелую (тугоплавкую) фракцию, стекающую в растущее за счет этого ядро, и легкую (легкоплавкую), в конечном счете создающую земную кору. Это толкование обычно исходит из представления о первично гомогенной Земле, но теперь многие ученые по планетной космогонии и космохимии придерживаются взгляда о гетерогенной, а не гомогенной аккреции, что дает возможность предполагать изначальное разделение Земли на ядро и мантию. Принятие этого взгляда в его крайней форме лишило бы идею глубинной дифференциации ее основы. Но другие варианты не исключают последующей дифференциации; кроме того, сама модель гетерогенной аккреции является спорной. Поэтому нет оснований отказываться от гравитационной дифференциации, как главной предпосылки магмо- и тектогенеза.

В качестве «приводных ремней» от расположенного в низах мантии механизма к астеносфере и литосфере советскими уче-

ными используется та или иная форма подъема разогретых продуктов дифференциации. При этом в модели В. В. Белоусова происходит только подъем без какого-либо латерального растекания, в модели Е. В. Артюшкова допускается некоторое латеральное растекание, которое и приводит в движение литосферные плиты, в модели А. В. Пейве — А. А. Савельева растекание может быть неограниченным, а перепады его скорости ведут к деформациям литосферы, наконец, в моделях сторонников тектоники плит (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, В. П. Кеонджян) допускается погружение охлажденного материала в зонах субдукции и существование замкнутых конвективных ячеек; того же взгляда придерживаются В. П. Мясников и В. Е. Фадеев и подавляющее большинство зарубежных исследователей. Следовательно, именно на этом уровне начинаются принципиальные расхождения между фиксизмом («вертикалистами») и мобилизмом («горизонталистами») и между разными вариантами мобилизма. Эти противоречия вряд ли могут быть окончательно разрешены в настоящее время, поскольку они не поддаются проверке прямыми наблюдениями, но нельзя не отметить, что именно физики и геофизики высказываются в пользу конвекции в мантии Земли, а сомнения выражаются геологами. Конвекция эта, однако, может быть общемантийной или двухступенчатой, или даже многоступенчатой; представляется, что двухступенчатая или многоступенчатая конвекция открывает больше возможностей для объяснения геологических явлений.

В общем, наиболее разработанной моделью тектогенеза в настоящее время является модель тектоники литосферных плит. Конечно, как и всякая научная теория и она будет заменена более совершенной, но пока возможности ее самосовершенствования еще не представляются исчерпанными. Кроме того, ни одна настоящая научная теория не исчезает бесследно — она становится частным случаем новой, более общей теории. С этих же позиций следует оценивать соотношение между фиксизмом и мобилизмом; мобилизм как более широкая концепция включает рациональные элементы фиксизма, как частный случай.

Если принять во внимание, что тектоника литосферных плит явилась синтезом гипотез подкорковых течений, дрейфа материков и радиогенной гипотезы Дж. Джели и учесть, что в процессе своего развития она находится на пороге включения идей ротационной (объяснение регматической сети) и пульсационной (объяснение эпизодичности тектогенеза) гипотез, а также, возможно, даже контракционной, то становится очевидной тенденция к объединению различных направлений в объяснении тектогенеза на основе теории тектоники плит. При этом, однако, совершенно необходимо иметь в виду в свете требований системного анализа, что в образовании структур разного масштаба и разной глубины заложения действуют разные поля напряжений с преобладанием либо горизонтальных, либо вертикальных усилий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е. В.* Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
- Белоусов В. В.* Геотектоника. М., 1976, 334 с.
- Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978. 282 с.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М.* Геология дна океанов. М., Наука, 1976. 254 с.
- Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика* (под редакцией О. Г. Сорохтина). М., Наука, 1979. 416 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М., Недра, 1979. 312 с.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1983. 536 с.
- Ле Пишон К, Франшито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., Мир, 1977. 286 с.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 175 с.
- Новая глобальная тектоника* (под редакцией Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева). М., Мир, 1974. 471 с.
- Тектоника Северной Евразии.* М., Наука, 1980. 224 с.
- Хаш В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 512 с.
- Унксов В. А.* Тектоника плит. Л., Недра, 1981. 288 с.
- Шульц С. С.* Тектоника земной коры. Л., Недра, 1979, 265 с.
- Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М., Недра, 1981. 245 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Предмет, методы и основные этапы развития геотектоники	4
§ 1. Предмет геотектоники	4
§ 2. Методы тектонических исследований	6
§ 3. Основные этапы развития геотектоники	10
Глава 2. Строение и основные структурные элементы тектоносферы; тектонические движения	14
§ 1. Тектоносфера и ее строение	14
§ 2. Основные структурные элементы земной коры и литосферы	20
§ 3. Основные типы тектонических движений	25
Глава 3. Современные и новейшие движения земной коры, методы и результаты их изучения	28
§ 1. Современные тектонические движения	29
§ 2. Новейшие тектонические движения	34
Глава 4. Методы палеотектонического анализа	42
§ 1. Анализ фаций	43
§ 2. Анализ мощностей	54
§ 3. Объемный метод	60
§ 4. Анализ формаций	61
§ 5. Анализ перерывов и несогласий	64
Глава 5. Океаны, их строение и происхождение	72
§ 1. Океаны и их кора	72
§ 2. Срединноокеанские поднятия (хребты)	75
§ 3. Океанские плиты	81
§ 4. Подводные окраины континентов	84
§ 5. Происхождение океанов	94
Глава 6. Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены	101
§ 1. Определение геосинклинальных поясов, условия их заложения и основные типы	105
§ 2. Геосинклинальные пояса и их внутреннее строение	109
§ 3. Развитие геосинклинальных областей и систем	117
§ 4. Направленно-полициклическое развитие геосинклинальных поясов	139
Глава 7. Континентальные платформы, их строение и развитие	142
§ 1. Внутреннее строение фундамента древних платформ	144
§ 2. Структурные элементы осадочного чехла и поверхности фундамента	148
§ 3. Стадии развития платформ	152
Глава 8. Вторичные (эпиplatformенные) орогены и континентальные рифты	161
§ 1. Эпиplatformенные (вторичные) орогены	162
§ 2. Строение и магматизм эпиplatformенных орогенов	163
§ 3. Типы эпиplatformенных орогенов и условия их образования	166
§ 4. Континентальные рифты	170
§ 5. Проблема механизма континентального рифтогенеза и его стадии	181
Глава 9. Глубинные разломы и кольцевые структуры	184
§ 1. Характеристика глубинных разломов	185
§ 2. Типы глубинных разломов	189

§ 3. Геологическое положение глубинных разломов	197
§ 4. Развитие глубинных разломов, их роль в строении и эволюции земной коры и размещении полезных ископаемых	200
§ 5. Кольцевые структуры	203
Глава 10. Коровые складчатые и разрывные структуры	211
§ 1. Кинематические и динамические условия образования складок	211
§ 2. Геологические условия образования складок	214
2.1. Эндогенная складчатость	214
2.2. Экзогенная складчатость	237
§ 3. Коровые разрывы	240
§ 4. Тектонические покровы (шарьяжи)	247
§ 5. Строение складчатых сооружений	257
§ 6. Развитие тектонических деформаций во времени	260
§ 7. Планетарная трещиноватость	263
§ 8. Тектоническая расслоенность литосферы	265
Глава 11. Принципы тектонического районирования и тектонические карты	266
§ 1. Этапы развития тектонической картографии	266
§ 2. Тектонические карты, задачи и методы их составления	271
§ 3. Специальные тектонические карты	274
Глава 12. Основные этапы и общие закономерности эволюции структуры земной коры	279
§ 1. Основные этапы развития земной коры	281
§ 2. Общая направленность эволюции структуры земной коры	289
Глава 13. Современные представления о механизме движений и деформаций земной коры и причинах эволюции ее структуры	291
§ 1. Тектонические гипотезы в истории геологии	291
§ 2. Фиксизм	298
§ 3. Мобилизм — тектоника литосферных плит	301
§ 4. Некоторые альтернативные представления	315
Список литературы	324

Виктор Ефимович Хаин,
Александр Евгеньевич Михайлов

ОБЩАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

Редактор издательства Т. А. Горохова

Переплет художника Т. Н. Погореловой

Художественный редактор Г. Н. Юрчевская

Технический редактор Л. А. Мурашова

Корректор М. А. Давыдова

ИБ № 5297

Сдано в набор 04.12.84. Подписано в печать 06.03.85. Т-07228. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 20,5. Усл. кр.-отт. 20,5. Уч.-изд. л. 22,79. Тираж 8900 экз. Заказ 2088/9195—1. Цена 1 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

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

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!
В издательстве «Недра»
готовятся к печати новые книги

Гаврилов В. П.
ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

Учебник для вузов
1986.— 15 л. 70 к.

Изложены современные представления о строении Земли и земной коры, о тектонических движениях и методах их изучения. Особое внимание уделено палеотектоническому анализу, как важнейшему комплексу исследований при прогнозировании и поисках скопленений нефти и газа. Приведена подробная геолого-геофизическая характеристика основных структурных элементов литосферы: океанов и континентов; геосинклиналей, орогенов и платформ; крупных разломов. Рассмотрены основные этапы и закономерности развития литосферы, освещены причины геотектогенеза.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений».

Кизевальтер Д. С., Рыжова А. А.
ОСНОВЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Учеб. пособие для вузов
1985.— 12 л.— 40 к.

Представляет собой продолжение изданного в 1981 г. учебного пособия «Геоморфология и четвертичная геология». В работе дается краткое описание особенностей и методики изучения четвертичных отложений. Рассматриваются стратиграфия, строение четвертичных отложений и история четвертичного периода на территории СССР. Особое внимание обращено на строение четвертичного покрова, его связь с рельефом, а также на важнейшие закономерности распределения четвертичных отложений на земной поверхности. Помещены сведения о картах четвертичных отложений и методах полевых исследований при их составлении. Изложены основные указания по проведению лабораторных работ по курсу.

Для студентов геологоразведочных и гидрогеологических факультетов вузов, изучающих курс «Геоморфологии и четвертичная геология».

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов: № 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61; № 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20
Издательство «Недра»

1р.10к

4510

НЕДРА