

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ  
ТЕКТониКИ  
КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ**

(объяснительная записка  
к тектонической карте Мира  
масштаба 1 : 25 000 000)



МОСКВА  
1980

MINISTRY OF GEOL. AND MIN. IND.  
OPERATING DEPT.  
ALL-UNION SCIENTIFIC CENTER  
OF GEOL. RESEARCH  
MINISTRY OF GEOL. AND MIN. IND.  
M. S. KOSYGIN



ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24(084.3) : 528.94.065

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ.

Книга представляет собой объяснительную записку к Тектонической карте Мира масштаба 1 : 25 000 000. В ней рассматриваются основные принципы составления карты, исходный фактический материал, важнейшие черты строения генетически различных тектонических областей Земли — континентов, включая переходные зоны от континентов к океанам, и океанических пространств. Для континентов описание проводится отдельно по каждой из древних платформ, а также каждого из позднекембрийских и фанерозойских складчатых поясов, включая осадочный чехол. Для океанических пространств последовательно рассматривается строение Тихого, Индийского, Атлантического и Арктического океанов. В заключительной части проводится анализ общих закономерностей строения Земли.

Авторы В. Е. Хаин и Л. Э. Левин

Научный редактор В. Е. Хаин.

© ВНИИзарубежгеология, 1980 г.



## ВВЕДЕНИЕ

Современный этап развития геологической науки характеризуется быстрым накоплением принципиально новых знаний о тектоническом строении континентов, окраинных и внутренних морей, океанов. Значительному прогрессу в этом направлении во многом способствовало осуществление международных программ «Верхняя мантия», «Геодинамический проект», «Глубоководное бурение» и ряда других. Особо важные сведения дали геолого-геофизические исследования докембрия (включая радиометрическое датирование), выяснение строения коры и верхней мантии материков и океанов методами глубинного сейсмического зондирования и картирования аномальных физических полей — гравитационного и магнитного, изучения строения осадочного чехла и верхних горизонтов океанического фундамента глубоководным бурением с судна «Гломар Челленджер». Наряду с материалами глобального плана получено и много новых данных, детализирующих существующие представления о структуре платформенных областей и орогенных поясов. Это касается, в частности, офиолитового комплекса — древнего океанического основания многих складчатых геосинклинальных систем. Все это помогает выявлению основных черт тектоники континентов и океанов, выяснению особенностей соотношения структурных элементов этих двух областей, а также направленности формирования континентальной и океанической коры во времени и пространстве. Однако обобщающие все эти новые сведения тектонические карты пока отсутствуют. Международная тектоническая карта Мира масштаба 1 : 15 000 000 будет подготовлена к изданию не ранее 1980 г. и опубликована еще позднее. В связи с этим Геологическим факультетом МГУ им. М. В. Ломоносова и ВНИИЗарубежгеологией была составлена Тектоническая карта Мира масштаба 1 : 25 000 000 \*, необходимая как для анализа общих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых на континентах и в океанах, так и в качестве учебного пособия для геологических и географических факультетов ВУЗов нашей страны.

Легенда карты разработана на основе сочетания традиционных для отечественной геологической науки принципов тектонического районирования по возрасту завершающей складчатости с новыми мобилистическими представлениями об эволюции литосферы Земли. Одновременно она была направлена на возможно более полный, при относительно мелком масштабе карты, учет существующей геолого-геофизической информации (особенно в океанах) и отображение, наряду со структурными особенностями, роли эндогенных процессов (рифтогенеза, активизации, магматизма и др.) в становлении и развитии континентальной и океанической земной коры.

В областях с корой преимущественно континентального типа выступы фундамента древних платформ — щиты и складчатые геосинклинальные пояса неогей расчленены на разновозрастные комплексы, сформиро-

\* Составители карты — В. Е. Ханн, Л. Э. Левин, Ю. Я. Кузнецов. Ред. В. Е. Ханн.



ровавшиеся в каждую отдельную эпоху тектоно-магматической активности от архейских до альпийской включительно. На щитах особыми знаками показаны зоны тектоно-магматической переработки древнего фундамента — карельские, готские, гренвильские и байкальские, а также простирание складчатых структур и преобладание в составе фундамента гранитов и гранито-гнейсов.

При расчленении складчатых геосинклинальных поясов по возрасту, наряду со временем проявления завершающей складчатости, учитывался также период накопления собственно геосинклинальной флишевой формации. Последнее дало возможность для несколько более детальной дифференциации поясов, например, на ранне- и позднекаледонские, ранне- и позднегерцинские и т. д. Особенности их строения отражены показом зон надвигов, прочих разломов и антиклинорий с указанием возраста. Энсиматическая или энсиалическая природа отдельных частей или зон рассматриваемых поясов отображена показом специфики геосинклинального магматизма — офиолитового или андезитового. Орогенный, преимущественно базальт-липаритовый вулканизм, а также плутоны гранитоидов, внедрявшиеся на этой стадии развития, подразделены по возрастным признакам.

В пределах складчатых геосинклинальных поясов выделены осложняющие их структуры — срединные массивы, разновозрастные передовые и межгорные прогибы, крупные преимущественно морские впадины с субокеанической корой.

Строение плит древних и молодых платформ изображено изогипсами поверхности фундамента и контурами распространения возрастных комплексов вулканогенно-осадочного чехла: позднепротерозойского, раннепалеозойского и т. д., вплоть до альпийского. Пересечение указанных контуров между собой дает основание для суждений о времени и интенсивности перестройки структурного плана. Существенное осложнение строения платформ (а по сути дела и части складчатых геосинклинальных поясов) эндогенными процессами активизации и деструкции получило отражение на карте выделением систем рифтов, интракратонных складчатых зон и областей эпиплатформенного орогенеза — мезозойского, мезозойско-кайнозойского и кайнозойского, а также крупных платформенных и межгорных впадин с редуцированной (утоненной) континентальной корой.

Отдельными знаками показаны современные геосинклинальные области, охватывающие островные дуги, глубоководные желоба — компенсированные и некомпенсированные осадконакоплением, котловины многих внутренних морей, представляющие собой по особенностям глубинного строения «миниокеаны». Структурный план этих областей, насколько позволил масштаб карты, отображен глубинами залегания подошвы вулканогенно-осадочного чехла.

В области собственно океанических пространств и некоторых непосредственно связанных с ними окраинных морей (Тасманово, Скоша, Красное с Аденским заливом и др.) карта отражает три взаимосвязанные особенности строения — общую направленность разрастания океанической коры, структурный план и распределение мощности вулканогенно-осадочного чехла, генетические типы крупных тектонических элементов — краевые плато и микроконтиненты, глыбовые и вулканические поднятия, древние оси разрастания океанической коры, осевые зоны внутриокеанических подвижных поясов, трансформные и приразломные желоба. Для выявления указанных черт тектоники океанов были использованы материалы глубоководного бурения (до 41-го рейса включительно), опубликованные данные магнитных съемок и сейсмических зондирований в модификациях ГСЗ, КМПВ и МОВ.

Для океанических пространств показаны также системы глубинных разломов, прежде всего трансформных, с изображением смещения от-



дельных звеньев внутриокеанических подвижных поясов относительно друг друга. По контурам распространения основных стратиграфических комплексов чехла — доюрского, юрского, раннемелового, позднемелового, палеогенового — намечена направленность разрастания океанической коры во времени и пространстве. Ее предполагаемые реликты (триас-среднеюрские?) выделены в контурах распространения выровненного и спокойного магнитного поля. Все это, имея в виду также структурный план подошвы вулканогенно-осадочного чехла, дало возможность выявить характер сочетания горизонтальных и вертикальных движений. Первые охватывают центральные области океанов, а вторые как эти области, так и пассивные океанические окраины, также являясь производными от разрастания океанической коры и перемещения континентов.

Существенное внимание при работе над картой было уделено проявлениям интрузивно-магматической и вулканической активности, являющихся индикаторами как природы отдельных тектонических элементов, так и стадий их развития. Принципы изображения геосинклинального и орогенного магматизма изложены выше в общем обзоре складчатых геосинклинальных поясов. В составе продуктов платформенного магматизма выделены докембрийские (преимущественно позднепротерозойские), мезозойские и кайнозойские излияния платобазальтов; граниты рапакиви; габбро и анортозиты; щелочные и субщелочные кольцевые интрузии — протерозойские, палеозойские, позднепалеозойско — раннемезозойские, раннекайнозойские. Разнообразие платформенного магматизма в совокупности с тектонической приуроченностью отдельных его типов дает основание для суждений как о направленности становления континентальной коры, так и о некоторых закономерностях ее деструкции. Например, о связи траппового вулканизма с начальной стадией рифтогенеза или о формировании гранито-гнейсового слоя непосредственно на океаническом основании в областях широкого развития габбро, анортозитов и щелочных интрузий.

Современный вулканизм подразделен на три типа по преобладающе-базальтовый; известково-щелочной. Если основной вулканизм наиболее характерен для океанических областей, а щелочно-базальтовый проявляется как в островных дугах, так и на отдельных внутриокеанических поднятиях, то известково-щелочной присущ только островным дугам и как бы маркирует известную «андезитовую» линию.

В качестве дополнительной характеристики современной структуры Земли на карте показаны: современные зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа; районы солянокупольной тектоники и гляциозостатических опусканий; предполагаемые осадочные депрессии под толщей льда и некоторые другие черты тектоники.

Особая врезка посвящена районированию континентальной и океанической коры по времени образования, что дало возможность наглядно отобразить значение отдельных эпох тектонической активности неогена в становлении континентальной коры и, с другой стороны, отдельных этапов разрастания океанической коры в мезозое и кайнозое в соответствии с теорией спрединга.

В целом карта отображает основные черты тектоники континентов и океанов, некоторые особенности соотношения структурных элементов этих двух областей, относительную роль отдельных эпох перестройки структурного плана в формировании чехла платформенных областей, общую направленность эволюции земной коры. В последнем вопросе она близка к Тектонической карте Северной Евразии под редакцией А. В. Пейве и А. Л. Яншина.

Составление Тектонической карты Мира масштаба 1 : 25 000 000 было закончено в 1976 г., а ее издание потребовало более четырех лет,

по 1980 г. включительно. За этот период были получены новые данные, несколько уточнившие строение отдельных районов континентов и океанов. Это касается в частности, востока Тихого океана, где установлено смещение центров разрастания океанической коры во времени и пространстве. Здесь северная, позднекайнозойская ветвь Восточно-Тихоокеанского хребта оказалась наложенной на подвергнувшуюся растяжению и сдвинутую далее к востоку раннекайнозойскую ось спрединга. Однако, новые материалы не вызывают пока коренных изменений в общих представлениях о тектонике нашей планеты.

При составлении карты, наряду с обобщением данных геолого-геофизических исследований, были использованы оригинальные тектонические карты по отдельным регионам и континентам. Список использованных материалов с указанием авторов приведен непосредственно на карте. Наиболее важными из них являются: Международная тектоническая карта Европы под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1964); Тектоническая карта Евразии под редакцией А. Л. Яншина (1966); Тектоническая карта СССР под редакцией А. А. Богданова (1961); Тектоническая карта СССР под редакцией М. В. Муратова (1967); Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана под редакцией Л. И. Красного и П. Л. Безрукова (1970); Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли под редакцией Ю. М. Пуцаровского и Г. Б. Удинцева (1970); Тектоническая карта Северной Америки под редакцией Ф. Б. Кинга и Г. Дж. Эдмонстона (1969); Тектоническая карта Африки под редакцией Ю. А. Шуберта (1968); Тектоническая карта Австралии (Геологическая служба Австралии, 1971); Тектоническая карта полярных областей Земли под редакцией Б. Х. Егизарова и Р. М. Деменицкой (1969); Тектоническая карта Индии под редакцией Н. А. Еременко и Б. С. Неги (1968); Тектоническая карта Китая и Монголии (М. Терман, Геологическая служба США); Тектоническая карта Центрально-Азиатского складчатого пояса (Л. П. Зоненшайн, 1969).

Сложный комплекс картосоставительской работы был выполнен инженерами-картографами ВНИИзарубежгеологии А. В. Кабановым, Л. И. Зайцевой, Т. П. Чулковой. Подготовка карты к изданию осуществлена сотрудниками НРКП ГУГК при СМ СССР. Всем им авторы выражают сердечную признательность.



## Глава I. СТРУКТУРА КОНТИНЕНТОВ

### 1.1. ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ (КРАТОНЫ)

Древние платформы, или кратоны, с фундаментом, состоящим в основном из раннедокембрийских кристаллических пород, составляют ядра современных континентов. Их ограничения на поверхности явно вторичны, так как простираются несогласно по отношению к внутренней структуре фундамента, и представлены либо надвигами со стороны обрамляющих их позднедокембрийских или фанерозойских складчатых сооружений, либо сбросами на границе с молодыми океанами. Под этими надвигами фундамент, а частично и чехол древних платформ продолжают вплоть до границы между мио- и эвгеосинклинальными зонами (например, до Главного Уральского разлома). Вторичность этих ограничений свидетельствует в пользу предположения, что современные кратоны являются лишь обломками обширного суперконтинента, возникшего к середине докембрия (Пангея-I, в отличие от позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи-II).

Древние платформы образуют в структуре Земли два основных ряда — северный, или лавразийский, и южный, или гондванский. Северный ряд включает Северо-Американский, Восточно-Европейский и Сибирский кратоны; к нему тяготеет также Китайско-Корейская платформа. Южный ряд состоит из Южно-Американского, Африкано-Аравийского, Индостанского, Австралийского и Антарктического кратонов.

**Северо-Американский кратон** занимает большую часть одноименного континента, ограничиваясь со всех сторон более молодыми складчатыми сооружениями. На севере это ранние герциниды Канадского Арктического архипелага и ранние каледониды Северной Гренландии; на востоке это каледониды Восточной Гренландии, Ньюфаундленда и Северных Аппалачей и герциниды Южных Аппалачей; на юге — продолжение Аппалачей — герцинская же система Уачиты-Маратона; на западе — мощная, в основном мезозойская система Кордильер. Значительную часть Северо-Американского кратона составляет, вернее составлял единый почти до конца мезозоя Канадско-Гренландский щит, ныне разобщенный океанической корой Лабрадорского моря, пролива Дэвиса и Баффинова залива. Канадская часть щита делится разломами на несколько мегаблоков. Центральное место в ее структуре принадлежит мегаблоку оз. Верхнего, в пределах которого на древнейшем гранито-гнейсовом (тоналитовом) основании прерывистыми полосами ЗСЗ-ВЗВ простираются протягиваются зеленокаменные пояса, сложенные преимущественно метавулканитами толеит-базальтового, реже ультраосновного и среднего, до кислого состава, а также граувакками и джеспилитами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Оба эти комплекса вмещают плутоны гранитоидов позднеархейского возраста. Аналогичную природу имеет мегаблок оз.

Б. Невольничьего на северо-западе щита, значительно меньших размеров. Их разделяет мегаблок Черчилл, выходящий к юго-западному побережью Гудзонова залива и продолжающийся на восточной его стороне, в частности в структуре п-ова Лабрадор. В составе этого мегаблока местами присутствуют архейские образования, сходные с таковыми смежных мегаблоков, перекрытые и разделенные осадочно-вулканогенными толщами раннепротерозойского возраста. Присутствие в них пород офиолитовой ассоциации указывает на то, что архейская протоконтинентальная кора подверглась здесь раздроблению и между ее глыбами на коре океанического типа (вторичной) залежились раннепротерозойские протогеосинклинали. Заключительные деформации, региональный метаморфизм (до амфиболитовой фации) и гранитизация имели место в мегаблоке Черчилл-Лабрадор в конце раннего протерозоя (около 1700 млн. лет) в эпоху, получившую название гудзонской, аналогичной позднекарельской эпохе Балтийского щита. Складчатая зона того же возраста и характера занимает крайний северо-западный участок щита, к северу от архейской глыбы Б. Невольничьего озера, это мегаблок Б. Медвежьего озера. Аналогом мегаблока Черчилл-Лабрадор по времени формирования является также Южный мегаблок Канадского щита, обрамляющий мегаблок оз. Верхнего с юга. В пограничной части с последним он, однако, представлен в основном лишь осадочным комплексом перикратонного или мнogeосинклинального типа (серия Гурон), состоящим из кварцитов и доломитов, включающим тиллиты и силлы диабазов, почти неметаморфизованным и залегающим полого моноклиально. В южном направлении, однако, деформации усиливаются (т. н. пенокийская складчатость), проявляется региональный метаморфизм и гранитизация.

В тылу Лабрадорской складчатой системы раннепротерозойского возраста расположен своеобразный мегаблок Нейн, сложенный теми же раннепротерозойскими образованиями, но интенсивно переработанными в т. н. эльсонскую эпоху тектоно-магматической активизации, с возрастом ~1350 млн. лет. С этой эпохой связано здесь также внедрение крупных плутонов габбро и анортозитов. Мегаблок Нейн ограничен с востока крупным субмеридиональным разломом, за которым вдоль восточного побережья п-ова Лабрадор распространяются породы архейского возраста, аналогичные обнажающимся по другую сторону Лабрадорского моря в Гренландии. Южная часть Гренландии сложена археем, центральная часть — нижним протерозоем, лежащим на продолжении пояса Черчилл, достигающего на востоке Баффиновой Земли.

Резко несогласно по отношению к мегаблокам Черчилл-Лабрадор, Нейн, оз. Верхнего и Южному простирается в северо-восточном направлении наиболее молодой докембрийский подвижный пояс Канадского щита — Гренвильский пояс, занимающий юго-восточную часть щита. Северо-западным ограничением пояса служит глубинный надвиг, т. н. Гренвильский фронт, по которому породы пояса надвинуты на смежные мегаблоки. Этот надвиг является вторичным, наложенным образованием, ибо архейские и нижнепротерозойские толщи продолжают по другую его сторону в пределы пояса и даже слагают основную его часть, хотя и в сильно переработанном виде. Местами они перекрыты несколько более молодым (нижнерифейским?) кварцито-доломитовым чехлом, вместе с которым испытали прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации. В Гренвильском поясе известны плутоны габбро и анортозитов того же типа и, вероятно, возраста, что и в мегаблоке Нейн, но к ним добавляются гранито-гнейсовые купола, возникшие в собственно гренвильскую тектоно-магматическую эпоху, т. е. ~1000 млн. лет.



В то время, как восточная окраина щита в интервале 1350—1000 млн. лет обнаружила высокую подвижность орогенного типа, в западной части щита после гудзонского тектогенеза установились достаточно спокойные условия, о чем свидетельствует накопление на некоторых участках — в районе оз. Атабаска, в бассейнах рр. Телон и Копермайн-Ривер, сохранившего практически горизонтальное залегание чехла красноцветных обломочных пород, в последнем районе — с покровами и силлами базальтов трапповой формации. В центральной части щита, в районе оз. Верхнего в интервале 1400—1000 млн. лет, т. е. примерно одновременно с активным развитием (в другой геодинамической обстановке) Гренвильского пояса, образовалась глубокая рифтогенная впадина оз. Верхнего, заполнившаяся красноцветной обломочной толщей и мощными покровами платобазальтов, которым одновременно дифференцированные плутоны габбро Дулута и Седбери в северо-западном ограничении рифта. По геофизическим (магнитным и др.) данным, палеорифт оз. Верхнего продолжается далеко на ЮЮЗ под чехлом плиты Мидконтинента.

Геофизические данные и бурение позволили проследить также на запад и юг погребенные продолжения основных мегаблоков Канадского щита. Разломы, разделяющие мегаблоки оз. Б. Медвежьего, оз. Б. Невольничьего, Черчилл, оз. Верхнего и Южный, прослеживаются в ЗЮЗ направлении к подножью Скалистых гор в пределах США, где обнажаются архейские, а южнее — раннепротерозойские образования, относящиеся соответственно к продолжению мегаблоков озера Верхнего и Южного. В свою очередь, породы Гренвильского пояса прослеживаются под чехлом параллельно апалачскому краю платформы вдоль до ее южного ограничения, выступая на поверхность в сводах антеклиз Озарк и Бенд (купол Льяно). В промежутке между этими двумя поднятиями в структуре фундамента платформы появляется, однако, новый своеобразный элемент — зона Вичита ЗСЗ простирания, частично выраженная в рельефе одноименными горами, а частично погребенная. Она сложена интенсивно деформированными обломочными породами и кислыми вулканитами, прорванными гранитами на рубеже среднего и позднего кембрия. Таким образом, это наиболее молодой участок платформы, полностью консолидированной лишь к позднему кембрию.

В южном направлении фундамент платформы погружается под мощный осадочный чехол, включающий отложения от верхнекембрийских или нижнеордовикских до верхнекаменноугольных — нижнепермских. Основная часть разреза, от кембро-ордовика до нижнего карбона включительно, образована мелководными карбонатами, с пачками песчаников и черных битуминозных сланцев, а верхи разреза — паралической угленосной формацией пенсильванской системы ( $C_{2+3}$ ) и нижней перми. Эта формация выполняет наиболее глубокие части синеклиз — Мичиганской, Иллинойской, Форест-Сити, Салина. В сводах разделяющих и окаймляющих их антеклиз — Цинциннатской, Озаркской и погребенного меридионального кряжа фундамента Немаха, отходящего прямо на юг от Висконсинского выступа Канадского щита, выступают породы среднего и нижнего палеозоя и местами докембрия. В юго-западном направлении тот же Висконсинский выступ продолжает более крупное погребенное поднятие — Трансконтинентальное, достигающее Скалистых гор и отделявшее в течение всего раннего и среднего палеозоя морские бассейны, связанные с Аппалачской геосинклиналью, от бассейнов, связанных с Кордильерской геосинклиналью. Эти бассейны соединились лишь в перми.

Между Скалистыми горами, принадлежащими к Кордильерской геосинклинали, и западным краем Канадского щита простирается плита или перикратонный прогиб Великих Равнин, сложенный палеозойскими



и мезозойскими отложениями. Наибольшее погружение фундамента наблюдается в Виллистонской синеклизе. Далее к югу чехол этой плиты перекрывает Трансконтинентальное поднятие и сливается с чехлом плиты Мидконтинента, находящейся к югу от Канадского щита. Еще южнее юго-западная часть платформы, вклинивающаяся между герцинидами, находящимися на продолжении Аппалачей и Скалистыми горами, отделена от остальной части платформы субширотной подвижной зоной, возникшей в позднем палеозое на месте и в обрамлении кембрийской зоны Вичита. Эта зона состоит из полосы поднятий, окаймленной с юга и с севера прогибами, наиболее глубокий из них (до 10—12 км) — северный, Анадарко.

Юго-западный угол платформы, отсеченный зоной Вичита, состоит из антеклизы Бенд на востоке и глубокой синеклизы Западного Техаса на западе; синеклиза заполнена мощной толщей пермских осадков, включающей в средней части эвапоритовую, а по периферии рифовую формации.

Северный склон Канадского щита занимает южную часть Канадского Арктического архипелага и представляет собой перикратонный прогиб, сложенный карбонатными образованиями нижнего и среднего палеозоя, до девона включительно. Эти же отложения выполняют крупную, но неглубокую (до 2,5 км) синеклизу Гудзонова залива, наложенную на центральную часть Канадского щита.

**Восточно-Европейский кратон** занимает центральное положение в северном ряду древних платформ. На северо-западе его ограничивают Скандинавские каледониды, на северо-востоке — Баренцево-Тиманские байкалиды, на востоке и юго-востоке — герцинская складчатая геосинклинальная система Урала и ее Эмбенская ветвь, на юге — герциниды Предкавказья и Степного Крыма, на юго-западе почти вплотную к границе кратона подходят альпийские Карпаты, на западе кратон сменяется в основном эпибайкальской Среднеевропейской плитой. Раннедокембрийский фундамент Восточно-Европейского кратона выступает на большой площади в его северо-западной части, образуя Балтийский щит. Другим выступом фундамента является Украинский щит (массив), на юго-западе платформы; кроме того, фундамент залегает выше уровня моря в сводовой части Белорусской и Украинской антеклиз, а в пределах погруженной части платформы — Русской плиты, он вскрыт многочисленными скважинами.

Наиболее древний комплекс фундамента относится к раннему архею и представлен гранито-гнейсами, выступающими в основании кольской серии на одноименном полуострове, а также в Центральной Карелии и Восточной Финляндии (Центрально-Карельский массив) и в юго-западной части Украинского щита, где породы этого возраста метаморфизованы в гранулитовой фации. На этом основании залегают толщи зеленокаменно-измененных основных вулканитов и джеспилитов, известные на Кольском п-ове, в Карелии и Финляндии, в районе Курской магнитной аномалии (Воронежская антеклиза) и в центральной части Украинского щита. Все эти образования подверглись деформациям, метаморфизму и гранитизации в конце архея, создав основу фундамента будущего кратона. В начале протерозоя эта протоконтинентальная кора подверглась раздроблению с заложением протогеосинклинальных прогибов, из которых наиболее крупным являлся Свекофенский в центральной части Балтийского щита. Большая часть кратона сохранила, однако, относительно устойчивое положение; в плоских впадинах накапливался протоплатформенный чехол обломочных пород, типа ятулия Карелии, включающий также основные вулканиты и интрузивные тела габбро-диабазов. Кроме того, в южной части Кольского п-ова возникла система протонавлагенов (Печенгский, Имандра-Варзугский), заполненных обломочными толщами и основными вулканитами, а так-



же пластовыми интрузивными телами того же состава. К югу от этой системы обособился пояс исключительно интенсивных деформаций и мигматизации — Беломорский, включающий на западе гранулитовый комплекс Лапландии. Этот пояс надвинут к югу на Центрально-Карельский массив архея с его ятулийским чехлом.

В конце раннего протерозоя на рубеже 1750 млн. лет большая часть кратона окончательно стабилизировалась; эта стабилизация сопровождалась становлением на рубеже 1650 млн. лет крупных плутонов габбро-гранитной формации (граниты типа рапакиви). Исключение составляет юго-западная часть Балтийского щита и ее погребенное продолжение в пределах Дании, Польши и западной окраины СССР. Эта окраина кратона испытала тектоно-магматическую активизацию в эпохи готской активизации (1350 млн. лет) и на меньшей площади — дальсландской активизации (1000—900 млн. лет). Готская активизация сопровождалась образованием вулканоплутонического пояса вдоль западной окраины платформы, дальсландская активизация — серии более мелких кольцевых плутонов гранитоидов типа Бохус-Арендаль в Южной Норвегии.

На площади Русской плиты, занимающей остальную часть Восточно-Европейского кратона, помимо Украинского, Белорусского и Воронежского массивов, фундамент занимает относительно повышенное положение (—1—1,5 км) в пределах Волго-Уральской антеклизы, впервые перекрытой морем лишь в позднем девоне и отделенной от Воронежского массива Пачелмским рифейско-вендским авлакогеном. В более молодых отложениях над авлакогеном возник Рязано-Саратовский прогиб. Крупнейшей отрицательной структурой северной половины плиты является Московско-Мезенская синеклиза, огибающая Балтийский щит с юго-востока и востока и отделяющая его от байкальского Тиманского кряжа. С юга и юго-востока ее ограничивают Воронежская и Волго-Уральская антеклизы. Синеклиза возникла в венде над Среднерусской системой рифейских авлакогенов северо-восточного простирания и активно развивалась в течение всего палеозоя и большей части мезозоя. Меридиональный порог, соединяющий Балтийский щит с Мазурско-Белорусской антеклизой, отделяет Московскую синеклизу от Балтийской, простирающейся в юго-западном направлении и открывающейся в Висленско-Днестровский перикратонный прогиб — юго-западный склон платформы в целом.

В южной половине плиты субширотная Украинская синеклиза, vyplненная палеозоем, мезозоем и кайнозоем, до миоцена включительно, отделяет Воронежскую антеклизу от Украинского щита. Эта синеклиза образовалась над девонско-раннекарбовым Днепровско-Донецким авлакогеном, западным продолжением которого служит Припятский авлакоген. Последний отделен Полесским порогом от Брестско-Подлясского прогиба, заложенного еще в венде-раннем палеозое. Днепровско-Донецкий, авлакоген, в свою очередь, явился лишь возрождением более узкого рифейского прогиба. Оба авлакогена характеризуются развитием соляной тектоники, связанной с девонской и нижнепермской (во втором) соленосными толщами. К востоку от среднего течения р. Днепра глубина погружения фундамента возрастает с 10—12 до 20—25 км за счет резкого увеличения мощности среднего и верхнего карбона, сложенных паралической угленосной формацией. Вместе с тем слои оказываются смятыми в линейные складки, с некоторым общим подъемом к осевой, т. н. Главной антиклинали. Это Донецкий бассейн, выраженный в рельефе невысоким одноименным кряжем, и находящийся на переходе к герцинской геосинклинальной области южного обрамления платформы.

Юго-восточный угол платформы занимает ее наиболее глубокая и своеобразная впадина — Прикаспийская синеклиза. Мощность осадоч-



ного чехла здесь превышает 20 км, а консолидированная кора в центральной части лишена геофизического «гранитного» слоя. Синеклиза является областью интенсивного проявления солянокупольной тектоники, связанной с соленосной толщей средней перми. Эта толща подстилается относительно глубоководными отложениями более древнего палеозоя, свидетельствующими о заложении синеклизы не позднее девона, а, вероятно, значительно раньше.

**Сибирский кратон** является наиболее восточным в северном ряду древних платформ. На западе, юго-западе и юге его обрамляют складчатые геосинклинальные сооружения байкальского возраста — Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкало-Патомская система. На юго-востоке он непосредственно граничит с герцинско-раннекеммерийскими структурами Урало-Охотского пояса, на востоке — с Верхоянской позднекеммерийской складчатой системой, на севере — с раннекеммерийской складчатой системой Южного Таймыра. Фундамент Сибирского кратона выступает на поверхность в юго-восточной части платформы — в Алданском щите, а также на севере — в Анабарском массиве, на северо-востоке — в своде Оленёкской антеклизы и на юго-западе — в Шарыжалгайской глыбе. Бурением он вскрыт преимущественно на юге и отчасти в центре кратона, а на остальной площади изучен геофизическими методами. Имеющиеся данные позволяют считать, что этот фундамент сложен почти целиком породами архея. В Алданском щите глубинный разлом широтного простирания отделяет северную зону, в которой нижнеархейские толщи слагают несколько блоков, разделенных субмеридиональными шовными зонами, с приуроченными к ним узкими позднеархейскими-раннепротерозойскими протогеосинклиналями — протоавлакогенами, от южной, Становой зоны, с археем, интенсивно переработанным в конце раннего протерозоя и приобретшим уже широтную ориентировку. Фундамент, выступающий в своде Оленёкской антеклизы, скорее всего аналогичен Становому комплексу, в то время как в Анабарском массиве и Шарыжалгайской глыбе обнажается непереработанный архей. По геофизическим данным, глыбы непереработанного и переработанного в раннем протерозое архея, первично метаморфизованного в гранулитовой фации, разделены узкими шовными подвижными зонами позднеархейского-раннепротерозойского возраста, аналогичными установленным в основной части Алданского щита. Местами на архейских глыбах сохранился протоплатформенный осадочный чехол, слагающий плоские впадины типа Удоканской, наложенной на западную часть Алданского щита.

Помимо Алданского щита, Анабарской и Оленёкской антеклиз в центральной части кратона, в пределах Среднесибирской плиты существует погребенное поднятие фундамента — Центрально-Сибирская антеклиза ЮЗ-СВ простирания. В основании осадочного чехла Среднесибирской плиты, как и на Русской плите, хотя и с меньшей уверенностью, выявлена система раннесреднерифейских авлакогенов; собственно плитный чехол на большей части плиты начинается с верхнего рифея. Крупнейшими отрицательными структурами Среднесибирской плиты являются Присаянская (Тасеевская) и Ангаро-Ленская синеклизы на юге, Тунгусская синеклиза на северо-западе и Вилюйская синеклиза на востоке. Для обеих южных синеклиз основным периодом развития явился ранний палеозой, точнее венд-силур; при этом обе они наложены на позднерифейско-вендские передовые прогибы байкальских складчатых сооружений, составляющих юго-восточное и юго-западное обрамление кратона. Присаянская синеклиза продолжала погружаться, хотя и менее интенсивно и с перерывами, вплоть до юры. Тунгусская синеклиза, вероятно заложенная в конце докембрия над рифейским авлакогеном, окончательно обособилась и испытала наиболее активное погружение в позднем палеозое и триасе, одновременно с интенсивным



проявлением траппового магматизма. Тунгусская синеклиза обрамляется на западе Туруханско-Игарской, а на севере Игарско-Котуйской зонами дислокаций. Вилуйская синеклиза, открывающаяся на северо-востоке в Предверхоанский прогиб, развивалась в позднем палеозое-мезозое над сложным девонским авлакогеном, в свою очередь образованным над рифейской интракратонной подвижной зоной и областью раннепалеозойских умеренных погружений.

С конца юры Сибирский кратон испытывал общее поднятие, противостоявшее опусканию Западно-Сибирской молодой плиты на западе, Енисей-Хатангского прогиба — на севере и Предверхоанского прогиба — на востоке.

**Китайско-Корейский кратон** занимает промежуточное положение между северным и южным рядами древних платформ, но по характеру своего развития тяготеет к северному ряду. С севера по системе широтных разломов он граничит с палеозойским Урало-Охотским складчатым геосинклинальным поясом, а с юго-запада и юга — с Наньшанской и Циньлинской складчатыми системами того же возраста. На западе к древней платформе примыкает эпибайкальский массив Тарима-Алашаня, а на востоке, в Восточно-Китайском море, проходит ее граница со структурами Тихоокеанского пояса. Фундамент этого кратона также сложен раннедокембрийскими образованиями; его наиболее крупным выступом является Сино-Корейский щит, разделенный Желтым морем на северо-восточную часть, занимающую Ляодунский и Корейский п-ова, и юго-западную, составляющую Шаньдунский п-ов. Кроме того, фундамент выходит на поверхность в своде Шаньсийской антеклизы и во Внутренне-Монгольской гряде на севере. Рифейские отложения выполняют глубокий широтный Яньшанский авлакоген на севере кратона. Начиная с венда и особенно в раннем палеозое Китайско-Корейский кратон испытал почти всеобщее погружение с преимущественным накоплением мелководных карбонатов. В девоне и раннем карбоне море отступило за пределы кратона; в позднем палеозое в расположенной между Шаньсийской антеклизой и Сино-Корейским щитом Северо-Китайской синеклизе и в наложенной на щит Пхённамской синеклизе шло отложение паралической угленосной формации. В мезозое большая часть кратона снова стала областью размыва, кроме обособившейся в это время на западе Ордосской синеклизы, в течение всего мезозоя служившей областью накопления континентальных обломочных толщ. В течение мелового периода осадочный чехол Китайско-Корейской платформы испытал относительно интенсивные деформации («яньшанские») с образованием складок ССВ направления, преимущественно в Северо-Китайской и Ордосской синеклизах. Юго-западная окраина Сино-Корейского щита, в пределах южной половины Корейского п-ова подверглась в ту же эпоху интенсивному дроблению с образованием краевого вулканоплутонического пояса. В кайнозое погружения возобновились в Северо-Китайской синеклизе и севернее, в грабене Ляохэ, отделившем Сино-Корейский щит от Внутренне-Монгольской гряды и соединившем Северо-Китайскую синеклизу с синеклизой Суэля, наложенной на восточную часть Уралс-Охотского складчатого геосинклинального пояса.

**Южно-Американский кратон** занимает наиболее западное положение в южном ряду древних платформ. На востоке он граничит с Атлантическим океаном, а на севере, западе и юге — с Андским складчатым геосинклинальным поясом. Подобно другим кратонам этой, гондванской группы в состав его фундамента входят не только глыбы раннедокембрийской континентальной коры, но и разделившие их в позднем докембрии (рифее), а затем вновь спаявшие в конце докембрия — начале палеозоя складчатые геосинклинальные зоны. Наиболее крупными раннедокембрийскими глыбами являются Гвианский и Западно-



Бразильский щиты, первоначально составлявшие одно целое, но позднее, в конце докембрия-раннем палеозое разделенные Амазонским авлакогеном. Оба щита (относительно лучше изучен из них Гвианский) состоят из архейских блоков, сложенных основными вулканитами и джеспилитами, образующими типичные зеленокаменные пояса, разделенные гранито-гнейсовыми куполами, и сланцево-граувакково-вулканогенных поясов промежуточных между этими блоками. На обоих щитах сохранились останцы протоплатформенного чехла конца раннего-начала позднего протерозоя (серия Рорайма Гвианского щита и ее аналог).

На пространстве к востоку от Западно-Бразильского щита фундамент построен еще более сложно. Он включает несколько более мелких раннедокембрийских глыб (относительно наиболее крупная — массив Сан-Франсиску), между которыми простираются субмеридиональные складчатые системы, сложенные метаморфизованными в зеленосланцевой фации терригенными толщами рифея. Эти системы, вероятно, заложены частично на более древней континентальной, частично на вторичной океанической (судя по присутствию офиолитов) коре. Древняя континентальная кора в их пределах подверглась ремобилизации и вместе с продуктами плавления нижней части осадочной призмы дала начало плутонам гранитоидов конца докембрия-кембрия. Эти образования слагают пояс, протягивающийся вдоль восточного побережья Бразилии и Уругвая.

Таким образом, консолидация фундамента Южно-Американского кратона закончилась лишь к ордовику, и только с этого времени началось накопление осадочного чехла. Чехол, как и на других гондванских платформах, не образует сплошного плитного покрова, а выполняет изолированные синеклизы преимущественно овально-округлых очертаний, а также слагает зоны перикратонных опусканий.

Наиболее протяженной впадиной Южно-Американского кратона является Амазонская синеклиза, пересекающая ее в широтном направлении и отделяющая Гвианский щит от Западно-Бразильского. В основании синеклизы находится, очевидно, позднедокембрийский-раннепалеозойский авлакоген, над которым в среднем палеозое возник и продолжал развиваться в позднем палеозое надавлякогенный прогиб. Этот прогиб на западе соединялся с зоной перикратонных опусканий, примыкавшей к Андской геосинклинали и в этом качестве активно развивался в мелу и кайнозое (Верхнеамазонская впадина). В это же время восточный участок синеклизы — впадина Маражу оказался втянутым в опускания зоны периокеанических прогибов новообразованного Атлантического океана, и только центральный участок избежал расширения и углубления в мезозое и кайнозое.

Широкая и протяженная полоса впадин пересекает восточную часть платформы почти от атлантического побережья Бразилии до р. Ла-Плата. Ее северным звеном является синеклиза Мараньяо, или Парнаиба, развивавшаяся в основном в среднем и позднем палеозое. Среднее звено образовано плоской синеклизой Сан-Франсиску, наложенной на одноименный докембрийский массив и выполненной позднедокембрийскими обломочными и карбонатными толщами. Южное звено, наиболее крупное и глубокое, составляет синеклиза Параны, в которой на средне- и позднепалеозойские опускания наложился интенсивный трапповый магматизм конца юры-начала мела, интрузивные проявления которого известны также в Амазонской и Парнаибской синеклизах.

На западе Южно-Американский кратон окаймлен почти непрерывной полосой перикратонных опусканий, отделяющих его от Анд и на западе частично перекрытой передовыми прогибами этой цепи складчатых горных сооружений. В этой полосе имеются, однако, поперечные пороги; северный из них — Эль-Баул соединяет северный склон Гвиан-



ского щита с Береговыми хребтами Венесуэлы; второй — западный склон того же щита с выступом Восточной Кордильеры Колумбии, третий — Западно-Бразильский щит с выступом Центральных Анд в районе Санта-Крус в Боливии. К югу от порога Санта-Крус строение этой полосы опусканий становится более сложным; она поворачивает к юго-востоку, в сторону Атлантики и в конце концов раздваивается, благодаря появлению к югу от Буэнос-Айреса выступа раннедокембрийского фундамента, перекрытого верхнепалеозойско-триасовым чехлом, — Сьерры-дель-Тандиль. Северный прогиб, Рио-Саладо, продолжается в пределы атлантической подводной окраины континента. Южный, менее глубокий прогиб, замыкается между поднятием Сьерры-дель-Тандиль и более южным поднятием Сьерры-де-ла-Вентана. Оба эти сооружения имеют по фундаменту блоковое строение, а в чехле развиты пологие отраженные складки. Южнее Сьерры-де-ла-Вентана в ЗСЗ-ВЮВ направлении проходит граница древней платформы с Патагонской плитой, замаскированная чехлом континентальных кайнозойских образований, выполняющих прогиб Рио-Колорадо-Рио-Негро, также уходящий в океан.

Вдоль побережья Атлантического океана от Суринама до Уругвая протягивается полоса периокеанических опусканий — грабенов и полу-грабенов, выполненных континентальными нижнемеловыми, морскими верхнемеловыми и континентальными кайнозойскими осадками, местами достигающими очень большой мощности.

**Африкано-Аравийский кратон** — центральный и самый крупный в гондванской группе древних платформ. На большей части своего периметра он граничит с Атлантическим и Индийским океанами, а также со впадиной Средиземного моря. Только на северо-востоке платформу окаймляет альпийская складчатая система Загроса, на северо-западе — герциниды Магриба, а на крайнем юге — раннекиммерийская складчатая зона Капид. В новейшее время, начиная с миоцена, аравийская часть кратона оказалась почти полностью отколотой рифтовой системой Красного моря — Аденского залива, но в течение всей предшествующей геологической истории развивалась как одно целое с африканской. Фундамент Африкано-Аравийского кратона широко обнажен во всех его частях, особенно на юге и востоке. Подобно фундаменту Южно-Американского кратона он включает не только глыбы — протократоны, консолидированные к середине докембрия, а частично значительно раньше, судя по раннепротерозойскому и даже позднеархейскому чехлу, но и достаточно протяженные и широкие позднедокембрийские складчатые системы. Выделяется три крупнейших протократона — Западно-Африканский, Центрально-Африканский и Южно-Африканский. Первые два разделены субмеридиональной Ливийско-Нигерийской системой байкалид, простирающейся через Хоггар к побережью Гвинейского залива. Центрально-Африканский и Южно-Африканский кратоны разделены Дамара-Кибарской складчатой системой, а на востоке окаймлены Аравийско-Мозамбикским подвижным поясом. Последний на юге сложен, подобно Гренвильскому поясу Северной Америки и Приатлантическому Южной Америки ремобилизованными глубококомтаморфизованными раннедокембрийскими образованиями и надвинут на Южно-Африканский кратон. На севере, начиная с Эфиопии и Сомали, эти древние образования встречаются лишь в виде отдельных глыб, между которыми вклиниваются эвгеосинклинальные осадочно-вулканогенные толщи рифея, получающие наиболее широкое распространение по обе стороны Красного моря, где среди них известны офиолиты. Впадины, выполненные вендскими континентальными красноцветными молассами, свидетельствуют о завершенном байкальском орогенезе (как и в других позднедокембрийских системах Африки и Южной Америки).





Западно-Африканский и Центрально-Африканский протократоны окаймляются байкальскими складчатыми системами — соответственно Мавританид и Западных Конголид — и со стороны Атлантического океана.

Накопление осадочного чехла началось на Африкано-Аравийской платформе с кембрия вдоль ее северной, обращенной к Тетису и его наследнику — Средиземному морю периферии. С ордовика по средний карбон море занимало северо-западную часть платформы, отложив карбонатно-терригенный чехол Сахарской плиты. Погружения и морские условия сохранились также в северной и восточной Аравии и на крайней южной оконечности континента. Остальная же площадь платформы в течение всего раннего и среднего палеозоя оставалась приподнятой выше уровня моря.

Новый этап развития кратона начался в позднем палеозое. В это время в пределах Сахарской плиты возникла система параллельных полос впадин и поднятий. Центральное положение занимает Центрально-Сахарская полоса поднятий, включающая с запада на восток Регибатский массив, массивы Хоггар, Тибести и Джебел Ауэнат и, наконец, Аравийско-Нубийский щит. Ее сопровождает с севера Северо-Сахарская полоса впадин, состоящая из синеклизы Тиндуф, Западно-Сахарской, Восточно-Сахарской, Восточно-Ливийской и Нижненильской синеклиз. По другую, южную сторону Центрально-Сахарской оси располагаются синеклизы Таудени, Мали-Нигерская, Чад и Верхненильская, составляющие Южно-Сахарскую (Сахельскую) полосу опусканий. Еще южнее, вдоль побережья Гвинейского залива протягивается новая полоса поднятий с выходом фундамента на поверхность; ее составляют Леон-Либерийский и Бенино-Нигерийский массивы, разделенные синеклизой Вольты.

Часть Африки, расположенная к востоку и югу от линии, соединяющей вершину Гвинейского залива с дельтой Нила — т. н. линии Камеруна, в течение раннего и среднего палеозоя, почти до конца карбона испытывала общее поднятие. Затем началось ее интенсивное дробление, особенно к югу от экватора, с образованием системы грабенов широтного, меридионального и ЮЗ-СВ направлений; их заполнили ледниковые, угленосные и аридно-песчаные отложения «системы» Карру, а в конце триаса-начале юры здесь проявился трапповый магматизм. Процесс рифтообразования отчасти повторился в раннем мелу, снова сопровождаясь трапповым магматизмом; в конце раннего мела образовались грабены Гао (в среднем течении Нигера) и Бенуэ, открывающийся в Гвинейский залив.

В южной половине Африки осадочный чехол выполняет цепь синеклиз, слагающих меридиональную полосу опусканий вдоль оси субконтинента. Эта полоса лежит на продолжении синеклизы Мурзук, разделяющей массивы Хоггар и Тибести в Центральной Сахаре, синеклизы Чад в Южной Сахаре (Сахеле); она включает синеклизы Конго, Окаванго, Калахари и Карру. Первая из них наметилась еще в позднем докембрии, платформенные отложения которого выступают по ее западной и северной периферии. В раннем и среднем палеозое погружения прекратились; в позднем палеозое они возобновились в форме грабенообразования в восточной части синеклизы. Свои современные очертания она приобрела, начиная с поздней юры, продолжая погружаться вплоть до новейшего времени и заполняясь континентальными осадками. Впадины Окаванго и Калахари, значительно менее крупные и глубокие, развивались в основном лишь с позднего мела, хотя в их основании также имеются грабены эпохи Карру. Первая из них наложена на позднедокембрийскую складчатую систему Дамарид-Кибарид-Урумид; вторая в основном на раннедокембрийский фундамент, и лишь на юго-западе — на позднедокембрийские образования. Эти впадины раз-



делены узкой грядой северо-восточного простирания, сложенной складчатым рифеем и породами Карру. Синеклиза Карру, наиболее южное звено рассматриваемой полосы, активно погружалась с конца карбона и до начала юры, а затем была втянута в поднятия и ныне характеризуется обращенным рельефом. На юге к ней примыкает широтная складчатая зона Капид, сложенная отложениями от ордовикских до нижнетриасовых.

По обе стороны осевой полосы опусканий фундамент платформы выходит на поверхность, образуя краевые поднятия. С атлантической стороны это древние, раннедокембрийские массивы Камеруна-Габона и Анголы, частично переработанные по периферии в «панафриканскую» эпоху, т. е. в конце докембрия-начале палеозоя, а также байкальские системы Западных Конголид, Намибии и Капской провинции ЮАР. С индоокеанской стороны центральную полосу опусканий окаймляют архейские глыбы Верхнего Нила, Касаи, Танзании, Зимбабве и Каапваля, а также северо-восточная часть позднедокембрийской складчатой системы, отделяющей массив Касаи от массива Зимбабве. С внешней, восточной стороны эта цепь древних массивов обрамляется Мозамбикским поясом позднедокембрийской активизации.

В еще более широком плане Африканский кратон окаймляется периферическими зонами опусканий, обращенными к позднемезозойским-кайнозойским впадинам Атлантического и Индийского океанов, а также к Средиземному морю. Эти зоны занимают как прерывистые полосы переменной ширины вдоль побережья, так и подводные окраины материка. На большей части своего протяжения они формировались начиная с юры, но на отдельных участках (северная и северо-восточная Аравия, Ливийско-Египетское побережье Средиземного моря, Западная Сахара и Сенегал) имеют и более древний, палеозойско-триасовый возраст.

На Атлантическом побережье Северной Африки наиболее крупными зонами периокеанических опусканий являются Западно-Сахарская и Мавритано-Сенегальская; их погружение началось в силуре-девоне и возобновилось в поздней юре. Далее к югу следует прерывистая и узкая полоса мел-кайнозойских опусканий северного побережья Гвинейского залива (в Гане известен морской девон). Очень крупный очаг мел-кайнозойских погружений локализован в дельте Нигера (сюда открывается грабен Бенуэ). Новое расширение зона периокеанических опусканий испытывает в Габоне и Анголе (Кабинда); здесь ярко проявлена соляная тектоника, связанная с нижнемеловой эвапоритовой формацией. К югу от Анголы периокеанические опускания в пределах суши ограничиваются очень узкой и прерывистой полосой.

Индooкеанская зона периферических опусканий наибольшей ширины и глубины достигает на севере, в Сомали, затем в Кении и Мозамбике. По другую сторону Мозамбикского пролива аналогичные опускания, также начавшиеся в позднем палеозое, обнаруживает западное побережье Мадагаскара, представляющего обломок Африканского кратона; его раннедокембрийский фундамент выступает в центральной и восточной частях острова. В Кении, Мозамбике и на Мадагаскаре погружения носили четко выраженный блоковый характер; грабены здесь чередуются с горстами.

Индooкеанская зона периферических опусканий переходит на другую сторону Аденского залива, на Аравийский п-ов, обрамляя с востока и северо-востока Нубийско-Аравийский щит. Здесь разрез ее наращивается за счет палеозоя, отсутствующего на Йеменско-Сомалийском участке. Это Восточно-Аравийская зона, на севере примыкающая к складчатой системе Загроса и ее передовому прогибу, которая смыкается с аналогичной Перисредиземноморской зоной, простирающейся вдоль восточного и южного побережья Средиземного моря до залива



Габес. Ее наиболее глубокая часть, с опусканиями до 10—12 км приходится уже на юг морей Ионического и Леванта. С юга в нее вливается позднемеловой-палеогеновый грабен-авлакоген Сирта.

**Индостанский кратон**, третий обломок Гондваны, наименее крупный из них, расположен целиком в северном полушарии. Он имеет трехугольную форму; на юго-западе и юго-востоке граничит с Аравийским и Бенгальским бассейнами Индийского океана, на севере ограничен складчатой геосинклинальной системой Гималаев, на северо-западе — Белуджистанской и на северо-востоке — Индо-Бирманской системами. На большей части кратона фундамент выходит на поверхность, и подобно другим кратонам в основном имеет архейский возраст. Архейские образования Индостана, как и на других древних платформах, принадлежат к трем типам: гранито-гнейсовому комплексу, гранулитовому комплексу и зеленокаменным поясам. Возрастные соотношения этих образований остаются спорными и явно отличаются сложностью — зеленокаменные толщи моложе гранито-гнейсов, но древнее их ремобилизованной части. Гранулиты считаются наиболее древними, но в Восточно-Гатском поясе на юго-востоке кратона они испытали активизацию в раннем и начале позднего протерозоя. Широкий Сатпурско-Шиллонгский пояс был активизирован в гренвильскую эпоху.

Собственно раннепротерозойский возраст имеет Араваллийская система ССВ простирается в северо-западной части кратона. Она тоже подверглась гренвильской и раннебайкальской активизации. В крайней северо-западной части кратона распространены кислые вулканиты и граниты позднего протерозоя.

Довольно широко в пределах Индостанской платформы развиты чехольные отложения рифейского возраста, преимущественно кварцито-песчаники. Они выполняют две крупные впадины — Виндийскую к востоку от Араваллийского и к северу от Сатпурско-Шиллонгского пояса и Куддапахскую к западу от Восточно-Гатского пояса, и ряд более мелких.

В раннем и среднем палеозое Индостан, как и Южная Африка, испытывал общее поднятие; лишь крайняя северная часть кратона, в районе Соляного кряжа погружалась в венде-кембрии. В конце карбона, снова подобно Африке, территория Индостанской платформы подверглась раздроблению и была пересечена системой грабенов-авлакогенов, развивавшихся затем до раннего мела включительно. Основным в этой системе являлся широтный грабен Нармада-Сон-Дамодар, протянувшийся параллельно позднекембрийскому Сатпурско-Шиллонгскому подвижному поясу. От этого грабена в юго-восточном направлении отходят два других — Маханади и Годавари. Ко всем этим грабенам в настоящее время приурочены долины рек, по которым они и получили свое название. Грабены выполнены т. н. гондванской группой континентальных отложений, включающей ледниковую формацию верхов карбона-основания перми, угленосные формации нижней перми и верхов триаса-низов юры, красноцветные песчаные формации верхней перми-триаса и нижнего мела. В первой половине ранней перми в грабен Нармада-Сон с запада проникло море. Накопление гондванских отложений завершилось в начале мела трапповым магматизмом, проявления которого известны в холмах Раджмахал, к северо-западу от Калькутты.

Северо-западный, Синдский склон платформы, обращенный к Белуджистанской геосинклинали, начиная с перми испытывал все более интенсивное погружение. В средней и поздней юре мелкое море покрыло современные полуострова Кач и Каттавар; в поздней юре и раннем мелу начала формироваться и восточная, Бенгальская зона перикратонных опусканий и на ее южном продолжении — Полкский грабен



(рифт), отделивший окончательно в эоцене остров Шри Ланка от остальной платформы.

На рубеже мела и палеогена интенсивный трапповый магматизм охватил район современного Деканского плато, превратившегося в плоскую синеклизу, а также район Кача и Каттиавара далее к северо-западу, вплоть до устья р. Инд. Несколько позднее, сопряженно с формированием впадины Аравийского моря на северо-западе кратона образовался Камбейский грабен северо-северо-восточного простирания; к этому же времени относится завершение формирования Полкского грабена того же направления.

В течение олигоцена и неогена северные склоны Индостанской платформы были вовлечены в погружение передовых прогибов Белуджистанской, Гималайской и Индо-Бирманской геосинклиналей, превратившихся в это время в складчатые горные сооружения. Опускания затронули также узкие полосы вдоль современных юго-западного и юго-восточного побережий Индостана, имея отчетливо выраженный (особенно бассейн Кавери на юго-востоке) блоковый характер, свойственный пассивным окраинам континентов. Основная же часть кратона в кайнозое испытывала общее поднятие.

**Австралийский кратон** отвечает бывшему северо-восточному выступу Гондванского суперконтинента. Он занимает западную и центральную части одноименного континента, а также южную часть о-ва Новая Гвинея и морское пространство между ними (Арафурское море и залив Карпентария с Торресовым проливом). Фундамент выступает на поверхность примерно на половине площади кратона и, в отличие от Южной Америки и Африки, но подобно Индостану сложен почти исключительно раннедокембрийскими образованиями. Последние образуют два крупных выступа на западе платформы — массивы Пилбара и Йилгарн, и один на юго-востоке — массив Гоулер; кроме того, на севере по отдельным выходам архея намечается массив в районе Дарвина и, по косвенным данным, еще один массив под плато Кимберли, сложенным позднепротерозойским чехлом. Не исключено, наконец, что гранулитовые комплексы массивов Аранта и Масгрейв в центре материка сложены первично архейским материалом. Все это делает вероятным образование к концу архея протоконтинентальной коры, по крайней мере, на большей части будущей платформы.

Архейские блоки разделены раннепротерозойскими подвижными зонами; отсутствие офиолитов в пределах последних показывает, что они представляли собой энсиалические образования, однако с утоненной и обладавшей резко повышенной проницаемостью корой, судя по довольно широкому развитию, наряду с обломочными породами, основных и средних вулканитов. Эволюция этих геосинклинальных систем, известных практически во всех частях будущей платформы, закончилась к рубежу 1800—1700 млн. лет интенсивными деформациями, региональным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, образованием кислых вулканитов и гранитов. Это привело к кратонизации большей части площади платформы, за исключением геосинклинальной системы Маунт-Айза на востоке и крайней северо-восточной части платформы (массивы Джорджтаун и Коэн на п-ове Йорк).

Параллельно с накоплением геосинклинальных формаций в подвижных зонах, на стабилизированных архейских блоках в раннем протерозое местами (впадины Хаммерсли, Набберу, Кимберли) шло накопление протоплатформенного осадочного чехла в ассоциации с платобазальтами трапповой формации.

В эпоху 1700—1600 млн. лет возникли гранулитовые пояса (вероятно, соединяющиеся друг с другом) Олбэни-Фрейзер, Аранта и Масгрейв к востоку от архейских блоков Пилбара и Йилгарн; находящаяся



между последними раннепротерозойская подвижная зона Гаскойн испытала в это время заключительную мигматизацию и гранитизацию. В раннем рифее началось накопление осадочного чехла в синеклизах Бирриндуду, Мак Артур и Саут-Николсон в Северной Австралии; по середине впадины Мак Артур обозначился меридиональный грабен-авлакоген Батте; здесь же известны трапшковые магматиты.

Геосинклинальные системы Квинсленда (Маунт-Айза и др.) закончили свое развитие к началу среднего рифея; к этому же времени завершились в основном метаморфические процессы в зоне Олбэни-Фрейзер и в блоке Масгрейв, а также кислый вулканизм и гранитообразование в блоках Гоулер и Уильяма. Тем не менее, в среднем рифее, особенно в его конце, в гренвильскую эпоху, многие участки фундамента Австралийского кратона (в основном те же, что и раньше) испытывали повторный метаморфизм и гранитизацию. Это касается, в частности, блока Масгрейв, где произошло внедрение крупного расслоенного ультраосновного-основного плутона. В то же время новые участки стабилизированного фундамента были вовлечены в опускание — впадина Бангемолл в Западной Австралии, возникающая над складчатой зоной Гаскойн, а также впадина Виктория-Ривер в Северной Австралии. В конце среднего или начале позднего рифея произошло заложение Аделаидской геосинклинали на юго-востоке платформы — интракратонной в северной части, перикратонной в южной. К этому же времени относится образование очень важной внутренней структуры платформы — прогиба-авлакогена Амадиес, широтного простирания; на востоке он мог открываться в Тасманскую геосинклиналь. Южное ограничение прогиба Амадиес — блок Масгрейв в конце протерозоя, в байкальскую эпоху испытал резкую активизацию — поднятие, метаморфизм, гранитоидный плутонизм, с образованием тектонических покровов, надвинутых к северу, на прогиб Амадиес. Наконец, в позднем рифее к северу и к югу от прогиба Амадиес обозначились более плоские впадины, соответственно Нгалия и Офисер той же широтной ориентировки; они продолжали свое развитие в раннем палеозое.

Северная часть платформы в раннем кембрии стала ареной плато-базальтового вулканизма, который проявился также во впадине Офисер. В это же время началось погружение (частично по разрывам) крупнейших впадин северо-запада платформы — синеклиз Каннинг, залива Бонапарта и Арафурской. Более ограниченными по масштабу и по времени явились опускания в центральной части северной половины платформы, создавшие впадины Орд, Дели Ривер, Визо и Джорджина, закончившие свое развитие в ордовике. К концу ордовика относится возникновение грабена-авлакогена Карнарвон в Западной Австралии, ныне занимающего периокеаническое положение. Бассейны Каннинг, Арафура и Амадиес продолжали погружаться в силуре и девоне, но в конце девона ограничивающие авлакоген Амадиес поднятия Аранта и Масгрейв испытали резкое воздымание и надвигание в сторону этого прогиба, который, в конечном счете был заполнен продуктами размыва смежных поднятий и в карбоне прекратил существование. Одновременно в синеклизе Каннинг возник грабен-авлакоген Фицрой, а впадина залива Бонапарта также испытала интенсивное погружение по разрывам.

В позднем палеозое и триасе на южном продолжении грабена Карнарвон образовался грабен Перт, а на шельфе в промежутке между грабенами Фицрой и залива Бонапарта — грабен Броуси, параллельный побережью. Тем самым обозначилась непрерывная полоса грабеновых погружений вдоль всей будущей западной и северо-западной периферии платформы; в юре и раннем мелу она распространилась далее к северу, охватив все Арафурское море, а также залив Карпентария. В это время начала намечаться также южная окраина платформы,



где образовалась первоначально изолированная плоская впадина (синеклиза) Юкла и ограниченная сбросами зона более интенсивных погружений в пределах шельфа. Несколько позднее, в конце мела- начале палеогена вдоль этой зоны произошло отделение Антарктического кратона от Австралийского. Между тем центральные районы платформы после раннего мела оказались втянутыми в общее поднятие, которое продолжается вплоть до современной эпохи.

**Антарктический кратон** — наиболее южный элемент Гондваны, теснее связанный с Австралийским кратоном, от которого он позже всего отделился. Антарктический кратон занимает восточную половину Антарктиды; его непосредственным западным ограничением служит раннепалеозойская Трансантарктическая складчатая геосинклинальная система, а по остальному периметру он граничит с Атлантическим и Индийским океанами. Фундамент платформы обнажен в прибрежной полосе; судя по этим обнажениям, в его составе, подобно всем другим древним платформам, преобладают архейские образования, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фации. Гораздо более ограниченным распространением пользуется нижний протерозой; в районе гор Принс-Чарльз он слагает интракратонную складчатую систему, породы которой, в том числе джеспилиты, испытали метаморфизм зеленосланцевой и низкой ступени амфиболитовой фаций. В некоторых других районах (Земля Котса, западная часть Земли Королевы Мод) вулканогенно-осадочный нижний протерозой слагает уже протоплатформенный чехол; он вмещает мощные пластовые интрузии основного состава с возрастом 1700 млн. лет. В западной части Земли Королевы Мод имеются выходы вулканогенной толщи верхнерифейского (судя по изотопным датировкам) возраста. В горах Принс-Чарльз слабометаморфизованная терригенная толща мощностью более 3 км вендско-кембрийского (?) возраста выполняет отрицательную структуру типа авлакогена. В этом же районе раннедокембрийский фундамент испытал значительную гренвилевскую активизацию (опять-таки судя по изотопным датировкам).

В конце докембрия-начале палеозоя значительные площади раннедокембрийского кристаллического фундамента Антарктического кратона подверглись активизации и ремобилизации с образованием довольно многочисленных, но обычно мелких плутонов гранитондов, сопровождаемых пегматитами и аплитами. На Земле Королевы Мод известны несколько более молодые интрузии сиенитов.

Собственно фанерозойский осадочный чехол в обнаженной части кратона сохранился лишь на небольших участках. Одним из таких районов является западная часть Земли Королевы Мод и Земля Котса в северо-западной части платформы. Наиболее древнюю часть чехла здесь образуют платобазальты гор Крауль, мощностью до 2 км, прорванные граносиенитами с К/Аг возрастом 420 млн. лет. Несколько более молодыми являются кварцито-песчаники и конгломераты гор Кирванвеген, условно отнесенные к силуру-девону. Более широко распространена пермская континентальная терригенная угленосная толща, большей частью залегающая непосредственно на кристаллическом фундаменте и перекрытая базальтами нижнеюрской трапповой формации. Второй район развития чехла — район гор Принс-Чарльз, где угленосная пермь мощностью 1,3 км выполняет грабен-авлакоген.

Геофизические данные позволяют предполагать существование значительных площадей развития чехла в подледных депрессиях Восточной Антарктиды; эти площади соизмеримы с синеклизами других древних платформ.



## 1.2. СКЛАДЧАТЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА НЕОГЕЯ

Древние кратоны в пределах современных континентов разделены складчатыми поясами, сложенными мощными и сложно деформированными осадочно-вулканогенными толщами верхнего докембрия и фанерозоя, на значительных площадях испытавшими региональный метаморфизм и гранитизацию. Присутствие офиолитовых комплексов — индикаторов древней океанической коры в центральных частях этих поясов указывает на то, что эти пояса в целом соответствуют древним океанам, хотя на пути превращения в складчатые пояса им предстояло пройти стадию окраинных и затем внутренних морей и островных дуг. Вместе с тем, в составе этих поясов присутствует значительное число глыб древней, раннедокембрийской континентальной, коры срединных массивов или микроконтинентов, в той или иной мере переработанных процессами магматизма и метаморфизма. В чехле срединных массивов и на окраинах геосинклинальных поясов залегают неметаморфизованные и, как правило, лишённые вулканитов осадочные толщи миогеосинклинального типа, резко отличные от насыщенных вулканитами и включающих офиолиты эвгеосинклинальных толщ.

Практически все геосинклинальные пояса, разделяющие древние кратоны заложены в среднем-позднем рифее, в интервале 1400—850 млн. лет; лишь на небольших участках геосинклинальный процесс мог начаться раньше, еще в раннем рифее. Главными геосинклинальными поясами неогей являются Тихоокеанский, обрамляющий со всех сторон Тихий океан и условно разделяемый на Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский (Кордильерский); Северо-Атлантический, или просто Атлантический, на юге сочленявшийся с Восточно-Тихоокеанским поясом; Урало-Охотский (Урало-Монгольский); Средиземноморский и Арктический. Тихоокеанский пояс обрамляет впадину Тихого океана, по меньшей мере ему одновозрастную или даже несколько (?) более древнюю, и отделяет ее от Сибирского, Китайско-Корейского, Южно-Китайского, Индостанского, Австралийского, Антарктического, Южно-Американского и Северо-Американского кратонов. Северо-Атлантический пояс отделяет Северо-Американский кратон от Восточно-Европейского и Африканского; на юго-западе он сливался с Тихоокеанским поясом, его южными (слепыми?) ответвлениями являлись рифейские интракратонные геосинклинальные системы Южной Америки (Бразилиды) и Западной Африки (Мавританиды, Сахариды, Западные Конголиды). Урало-Охотский пояс протягивается между Восточно-Европейским, Сибирским и Китайско-Корейским кратонами, изменяя свое простирание с субмеридионального на широтное и в конечном счете сливается на востоке с Западно-Тихоокеанским поясом. Средиземноморский пояс простирается почти в широтном, точнее в ЗСЗ-ВЮВ направлении, последовательно разделяя Восточно-Европейский и Аравийско-Африканский, Китайско-Корейский и Индостанский кратоны. Арктический пояс выражен менее четко, чем предыдущие; он окаймлял Гиперборейский кратон, отделяя его от Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского. Северо-Атлантический, Арктический и Урало-Охотский пояса закончили свое развитие в среднем или позднем палеозое (крайняя восточная часть Урало-Охотского пояса — в мезозое). Тихоокеанский и Средиземноморский пояса продолжали свое геосинклинальное развитие в мезозое и кайнозое (восточная часть Средиземноморского пояса закончила собственно геосинклинальный период своей эволюции к олигоцену).

**Северо-Атлантический складчатый геосинклинальный пояс.** Предшественником данного пояса явилась область готско-гренвильской активизации вдоль восточного края Северо-Американского, западного края Восточно-Европейского и северо-западного — Африкано-Аравий-



ского кратонов, первоначально составлявшая, очевидно, одно целое. В начале или середине позднего рифея она подверглась рифтогенезу и на этой основе к венду или в конце позднего рифея возникло океаническое пространство — Протоатлантика или океан Япетус, по У. Б. Харланду. Активное расширение этого протоокеана продолжалось до начала позднего ордовика. Бывшая осевая его зона трассируется через западную периферию каледонид Шпицбергена (Свальбарда) и Скандинавии, через Озерный район Северной Англии, центральную часть о-ва Ньюфаундленд, западное ограничение зоны Пидмонта Аппалачей; далее к юго-западу она скрыта под мезозойско-кайнозойским чехлом.

В позднем ордовике (таконская эпоха диастрофизма) началось сокращение океанического пространства по его периферии; оно прогрессировало в конце силура-начале девона (главная каледонская эпоха диастрофизма) и в середине девона (акадская или свальбардская эпоха). К позднему девону вся северная часть пояса, к северу от широты Нью-Йорка превратилась в складчатую область с молодой (или оможенной) континентальной корой, вновь спаявшей Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны. Южная же часть пояса, сливавшаяся с западной частью Средиземноморского и южно-американским сектором Тихоокеанского, продолжала активно развиваться вплоть до самого конца палеозоя. Затем и здесь образовалась сплошная континентальная кора; произошло объединение северных кратонов в Лавразию и ее сращивание с Гондваной в Пангею.

В конце триаса-начале юры на месте будущего Атлантического океана началось раскалывание Пангеи — тафрогенез (рифтогенез) с образованием грабенов, постепенно расширявшихся и усложнявшихся. К началу поздней юры этот процесс привел к раскрытию современной Атлантики. Современная Атлантика в значительной мере унаследовала в своей северной и экваториальной частях расположение Протоатлантики и возникшего при ее закрытии складчатого пояса и тем самым привела к расчленению и разобщению его на отдельные разделенные молодым океаном фрагменты. В деталях, и притом существенных, ориентировка молодого океана и оси его раскрытия отличается, однако, от Протоатлантики более меридиональным простираньем, в результате чего на севере фрагменты Северо-Атлантического складчатого пояса обнаруживаются по обе стороны современного океана, а на юге — в основном на западной стороне.

На крайнем северо-востоке реликтом Северо-Атлантического складчатого пояса являются каледониды Шпицбергена, основную часть которых образует мощная (несколько тысяч метров) верхнекембрийская (средне-верхнерифейская и вендская) серия Хекла-Хук, сложенная мелководными карбонатно-терригенными осадками западной подводной окраины микроконтинента Баренции, отделенного от Восточно-Европейского кратона позднекембрийской Кильдин-Тиманской ветвью Урало-Охотского пояса. Нижний палеозой (кембро-ордовик), согласно залегающий на серии Хекла-Хук, обладает уже небольшой мощностью и образован исключительно шельфовыми карбонатами. Основные деформации произошли после ордовика и перед девоном. Они были умеренно интенсивными, приведя к образованию нескольких антиклинориев и синклинориев. В ядрах антиклинориев породы метаморфизованы до амфиболитовой фации, а также прорваны гранитами. Резко несогласно на каледонском комплексе залегают девонская красноватая и грубая моласса, сохранившаяся в грабенах и, в свою очередь, почти согласно перекрытая верхнепалеозойским и более молодым осадочным чехлом.

Южное продолжение каледонид Шпицбергена составляют Скандинавские каледониды. В основании разреза их внешней, миогео-



синклинальной зоны залегает позднепротерозойская толща т. н. спаргамита, обломочных пород молассоидного типа, с ледниковыми образованиями в подошве верхней, вендской части. Это отложения предгеосинклинальной, рифтогенной стадии развития данной системы; они сменяются мелководно-морскими терригенными и карбонатными осадками умеренной мощности. Во внутренней, эвгеосинклинальной зоне развит офиолитовый комплекс, обломки которого встречаются уже в подошве ордовика; он имеет, скорее всего, венд-кембрийский возраст. Далее следует толща вулканогенно-терригенных пород ордовика и силура. Главные деформации произошли в конце силура-начале девона. Девонская моласса, красноцветная и грубообломочная, как и повсеместно в северо-атлантических каледонидах, встречается лишь в очень ограниченных по площади, но глубоких прогибах в районе побережья Норвежского моря.

Структура Скандинавских каледонид отличается большой сложностью и представлена серией субгоризонтально залегающих тектонических покровов, перемещенных с запада на восток и надвинутых на Балтийский щит. Существование тектонических окон, в которых выступают породы фундамента, а местами и чехла Балтийского щита, не только вдоль оси Скандинавских гор, но и на побережье, указывает на полную аллохтонность всего комплекса этих покровов, корни которых следует искать уже в Норвежском море.

Как бы антиподом каледонид Шпицбергена и Скандинавии по другую сторону Северной Атлантики являются Восточно-Гренландские каледониды. Подобно Скандинавским каледонидам, они так же представляют покровное сооружение, причем в сложении покровов участвует и кристаллический раннедокембрийский фундамент. На этом фундаменте залегает позднедокембрийская карбонатно-терригенная толща Элеонор-Бей, являющаяся осадками противоположной Шпицбергену и Скандинавии подводной окраины Протоатлантики, принадлежавшей Канадско-Гренландскому щиту. Как и на Шпицбергене, здесь на очень мощном верхнем докембрии согласно залегает относительно маломощный шельфово-карбонатный кембро-ордовик. Обе толщи совместно деформированы в период между ордовиком и девоном. Девонская моласса, с резким несогласием перекрывающая каледонский комплекс, залегает в грабенах вдоль побережья Гренландского моря в основании разреза верхнего палеозоя и мезозоя, в общем, платформенного типа.

В отличие от скандинавских покровов, представляющих в основном плоские пластины чехла, гренландские покровы, сложенные также породами фундамента, образуют крупные лежащие складки, перемещенные с востока на запад, со стороны Атлантики в направлении Канадско-Гренландского щита.

Британские каледониды отличаются значительной, порядка 600 км шириной и представляют полное сечение складчатого пояса, от одного кратона до другого кратона. Они простираются в ЮЗ-СВ направлении и их северо-западный форланд обнажается в пределах северо-западной Шотландии, Гебридских о-вов и банки Рокколл в океане. Его архейский фундамент перекрыт верхнедокембрийской обломочной толщей, т. н. торридона и платформенным карбонатным кембро-ордовиком, полого погружающимся в направлении каледонид. Этот форланд рассматривается в настоящее время как отторженец Гренландского щита, отделенный от последнего при раскрытии Атлантики. С юго-востока на него по пологому Мойнскому надвигу надвинуты метаморфические толщи северо-западной зоны Британских каледонид, слагающей Северо-Шотландское нагорье. Разрез этой зоны включает отложения от верхнего рифея до нижнего ордовика включительно, первично карбонатно-терригенного состава, сложно деформированные и регионально



метаморфизованные уже в ордовике. В позднекаледонскую эпоху структура зоны была осложнена левым сдвигом Грейт-Глен, а в девоне на нее была наложена на северо-западе крупная Оркадская молассовая впадина.

С юга северо-западная метаморфическая зона Британских каледонид ограничена и отделена от неметаморфической зоны Южных нагорий Шотландии крупным грабеном Срединной долины Шотландии, выполненным девонской молассой, а также отложениями платформенного чехла. Вдоль разломов, ограничивающих этот грабен, выступают офиолиты. Зона Южных нагорий Шотландии и Озерного района Северной Англии сложена глубоководными граувакково-глинистыми отложениями ордовика и силура, с подчиненными вулканитами, образующими складки и чешуи, надвинутые в юго-восточном направлении. С юга эта зона была ограничена в раннем палеозое геоантиклиналью, проходившей через о. Англию и сложенной байкальским комплексом.

Наиболее южная зона Британских каледонид занимает Уэльс. В ее пределах с северо-запада на юго-восток происходит переход от мощных, с вулканитами среднего состава в ордовике и силуре, терригенных толщ нижнего палеозоя к маломощным шельфово-карбонатным отложениям форланда, резко несогласно залегающим на верхнедокембрийском фундаменте. Этот выступ фундамента, массив английского Мидленда, имеет байкальский возраст, но представляет, скорее всего, переработанный в позднем докембрии юго-западный выступ Восточно-Европейского кратона, разделявший Северо-Атлантический и Средиземноморский геосинклинальные пояса. К западу от этого выступа, в районе Бристольского залива, и на юге Ирландии в непосредственный контакт с каледонидами приходят герциниды Средиземноморского пояса.

Если справедливо представление о принадлежности Гебридского массива (Эрии) к Северо-Американскому кратону, Британские каледониды должны одновременно соответствовать продолжению как Гренландских, так и Скандинавских каледонид. В свою очередь, юго-западное продолжение Британских каледонид усматривается в структуре о. Ньюфаундленд и Северных Аппалачей.

Этот северный сегмент Аппалачской складчатой системы примыкает к юго-восточному склону Канадского щита вдоль разлома т. н. линии Логана. Разлом Логана представляет собой надвиг, которым оказывается в значительной мере или даже полностью перекрытой внешняя, миогеосинклинальная зона Северных Аппалачей. На о. Ньюфаундленд она обнажается на его западном побережье; здесь и в Таконских горах Новой Англии поверх миогеосинклинальных отложений в синформах сохранились останцы офиолитовых и сланцевых тектонических покровов, происходящих из эвгеосинклинальной зоны. Последняя отделена от миогеосинклинальной зоны поднятиями, сложенными гренвильским фундаментом Аппалачской системы — антиклинорием Лонг-Рэйндж на Ньюфаундленде и Грин-Маунтинс в Новой Англии. Широкая эвгеосинклинальная зона отличается развитием офиолитового комплекса, вероятно вендско-кембрийского возраста и мощных нижнепалеозойских сланцево-граувакковых толщ с островодужными вулканитами. Замыкание эвгеосинклинали произошло в две фазы — таконскую в позднем ордовике и акадскую в середине девона; обе фазы, особенно последняя, сопровождалась интрузиями гранитондов.

Восточное ограничение эвгеосинклинали хорошо обнажено на п-ове Авалон восточного Ньюфаундленда; первично оно могло представлять обрамление Африканского кратона. Фундамент «Авалонской платформы» сложен байкальским складчатым комплексом, на котором залегают нижнепалеозойский чехол с фауной балтийского типа.

В собственно Аппалачах в эвгеосинклинальной зоне широко развиты гнейсовые купола, ядра которых, очевидно, являются ремобилизо-



ванными выступами гренвилльского (или гренвилско-байкальского) фундамента. Пространство с океанической корой, выраженной офиолитами, здесь, вероятно, суживается и, кроме того, эвгеосинклиальный комплекс оказывается надвинутым (обдущированным) на более древнюю континентальную кору. На эвгеосинклиальную зону Северных Аппалачей резко несогласно наложены впадины, выполненные платформенным карбоном и пермью, что указывает на девонский возраст последних интенсивных деформаций.

Южные Аппалачи к югу от широты Нью-Йорка отличаются от Северных прежде всего развитием передового прогиба, наложенного на восточную окраину плиты Мидконтинента и заполненного отложениями до верхов карбона-низов перми включительно. Участие этих отложений в деформациях показывает, что заключительный тектогенез в Южных Аппалачах пермский, а не девонский, как в Северных. Далее, в Южных Аппалачах заметно расширяется миогеосинклиальная зона, сложенная терригенно-карбонатными шельфовыми осадками кембрия-нижнего карбона и имеющая чешуйчатое, а на юге покровное строение, с общим перемещением относительно фундамента в западном направлении. На эту зону, в свою очередь, надвинут антиклинорий Голубых гор (Блю-Ридж), образованный гренвилльским и байкальским складчатыми комплексами. Он отделен разломом Бревард от эвгеосинклиальной зоны Пидмонта с офиолитами и гнейсовыми куполами. Образования зоны Пидмонта погружаются на востоке под молодой чехол Приатлантической равнины. То же происходит на юге, в Алабаме с Аппалачами в целом.

Как показало бурение, погребенное продолжение Аппалачской системы испытывает под платформенным мел-кайнозойским Миссисипским прогибом резкий поворот на запад-северо-запад. Она вновь появляется на поверхности к западу от р. Миссисипи, в горах Уошито широтного простираения, сложенных граувакково-кремнисто-сланцевыми толщами континентального склона. Эти толщи образуют тектонические покровы, очевидно, полностью перекрывшие шельфовые образования и в целом надвинутые на выполненный верхним палеозоем Арканзасский передовой прогиб. К западу от гор Уошито эта складчатая система снова исчезает с поверхности и под платформенным чехлом резко поворачивает на юг, а затем снова на запад, огибая краевую антеклизу Бенд Северо-Американского кратона и вновь обнажаясь в горах Маратон, близ границы США и Мексики. Изгибаясь далее к юго-востоку, она продолжается на территории этой страны в основном под покровом мезозойских отложений Восточной Сьерры-Мадре, выступая на поверхность лишь в небольших эрозионных окнах, и в конце концов достигает Гондурасского залива в Белизе, где обнажается в горах Майо. Флорида, Багамы и Юкатан, скорее всего, относятся к восточному платформенному обрамлению палеозойского складчатого пояса и до образования современной Атлантики должны были составлять единое целое с Африканским кратоном. Дальнейшим продолжением североатлантических палеозонид являются одновозрастные структуры восточной части Северных Анд, начиная с поздней юры отрезанные от первых океаническим пространством Карибского бассейна (первоначально — соединительного звена Тетиса и Тихого океана). Но Анды уже часть Тихоокеанского пояса и, таким образом, в районе Центральной Америки в палеозое происходило сочленение Северо-Атлантического и Тихоокеанского поясов.

**Урало-Охотский складчатый геосинклиальный пояс** простирается от Северного Ледовитого океана до Охотского моря, огибая с запада и юга Сибирский кратон и отделяя его от Восточно-Европейского и Китайско-Корейского. На юго-западе он соприкасается со Средиземноморским поясом. Северная половина Урало-Охотского пояса, его Ур а -



ло-Сибирский сегмент, на значительном пространстве скрыта под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты, но данные бурения и геофизики позволили в значительной мере расшифровать структуру домезозойских образований под этим чехлом.

Заложение и первый крупный этап развития Урало-Сибирского сегмента относится к среднему-позднему рифею. На этом этапе в состав пояса входила современная Тимано-Печорская плита с Тиманским кражем; эта Тиманская ветвь пояса, имея северо-западное простирание, смыкалась с Северо-Атлантическим поясом к северу от Скандинавии, а от основной части пояса ее отделяли Северо-Баренцевский («Баренция») и Большеземельский срединные массивы (микроконтиненты). Геосинклинальное развитие Тиманид закончилось в конце протерозоя-кембрия, т. е. в байкальскую эпоху диастрофизма; складчатые деформации, метаморфизм и гранитизация затронули в эту эпоху и Урало-Новоземельскую систему, испытавшую в венде-кембрии общее поднятие, по крайней мере в своей западной части. За этим поднятием последовало интенсивное погружение в начале ордовика, когда собственно и определились контуры этой геосинклинальной системы. Область западного склона современного Урала, а также Новоземельский архипелаг представляли в палеозое, как и в рифее подводную окраину Восточно-Европейского континента и Баренции, в то время как в зоне восточного склона Урала образовалось пространство с океанической корой, реликты которой ныне выступают в многочисленных офиолитовых поясах. В дальнейшем здесь возникли островные дуги с преимущественно андезитовым вулканизмом. Начиная с силура, Уральская система стала испытывать общее сжатие, сопровождавшееся складчатыми и надвиговыми деформациями, а в позднем палеозое перед вновь возникшим складчато-покровным сооружением на краю Русской и Тимано-Печорской плит возник передовой прогиб. Внутреннее крыло прогиба и зона западного склона обладают чешуйчато-покровной структурой, с надвиганием к западу. В тылу этой зоны протягивается цепочка поднятий, сложенных байкальским комплексом; она отделена Главным Уральским разломом от эвгеосинклинальной зоны восточного склона, в пределах которой чередуются полосы развития офиолитов и более молодых островодужных вулканитов с полосами гранито-гнейсовых куполов, в ядрах которых выступает ремобилизованное докембрийское основание. Значительная часть этой широкой зоны скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба, отделяющего Южный Урал от палеозойского массива Центрального Казахстана. Под этим чехлом проходит и крупный разлом, ограничивающий с востока Уральскую складчатую систему.

Область палеозойской складчатости Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня состоит из крупных структурных элементов. Центральное место занимает Казахстано-Тянь-шанский (Кокчетав-Муюнкумский) древний массив, в своей основе представляющий микроконтинент, сложенный раннедокембрийской корой. В конце докембрия-начале палеозоя он подвергся значительному дроблению, с образованием наложенных рифтогенных прогибов, но был регенерирован в конце ордовика, в таконскую эпоху, и с этого времени в общем сохранял стабильное положение. Как с запада, так и с востока этот массив обрамляется подвижными зонами. Западная зона, огибающая его с запада и с юга и включающая Северный Тянь-Шань, испытала интенсивное геосинклинальное (в основном миогеосинклинальное) развитие в рифее и раннем палеозое, а также позднекаледонские деформации, внедрение гранитов и поднятия с накоплением красноцветной и грубой континентальной девонской молассы. Затем последовало возобновление погружений и отложение морской карбонатной формации верхнего девона-нижнего карбона, а далее



новые, позднегерцинские поднятия с образованием угленосной, а затем красноцветной молассы (все эти формации известны и во впадинах смежного древнего массива), а также гранитов. В итоге эта зона состоит из двух геосинклинально-орогенных комплексов — каледонского и герцинского.

Восточная зона Центрального Казахстана значительно более широкая. Она возникла в венде-раннем кембрии большей своей частью, за исключением Джунгаро-Балхашского массива и, возможно, некоторых более мелких глыб, на новообразованной океанической коре, о чем свидетельствует широкое распространение офиолитов. В среднем-позднем кембрии и ордовике здесь господствовал режим островных дуг и окраинных морей, а в конце ордовика на периферии древнего массива и в северной и северо-восточной частях зоны проявились интенсивные таконские деформации, приведшие к консолидации затронутой ими площади. В девоне по ее периферии возник мощный краевой вулканоплутонический пояс. Между тем, юго-восточная часть области — Джунгаро-Балхашская зона продолжала устойчиво погружаться в силуре, девоне и начале карбона с накоплением терригенных формаций. В середине раннего карбона в Джунгаро-Балхашской зоне начались поднятия и деформации, завершившиеся ее осушением, консолидацией и возникновением нового, позднепалеозойского вулканоплутонического пояса, развитого в северном Прибалхашье и к юго-западу от оз. Балхаш. На северо-западной периферии зоны, пограничной с областью каледонид, деформации начались раньше, еще перед поздним девоном; это т. н. тельбесская фаза, выделенная впервые в Алтае-Саянской области (в Горной Шории) и эквивалентная акадской фазе Аппалачей.

С юго-запада складчатая область Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня окаймляется полосой срединных массивов, северо-восточный край которой сопровождается позднепалеозойским Бельтау-Кураминским вулканоплутоническим поясом. В пределах Западного Тянь-Шаня на эту полосу срединных массивов наложен глубокий, до 10—12 км Ферганский межгорный прогиб, выполненный относительно маломощными отложениями юры-эоцена и мощной олигоценово-четвертичной молассой, деформированной в основном по периферии прогиба. К югу от Ферганской впадины в субширотном направлении простирается герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня, на западе продолжающаяся в Кызыл-Кумы и к югу от Аральского моря сочленяющаяся с Уральской системой. Подобно последней, она лежит на периферии Урало-Охотского пояса, но граничит не с Восточно-Европейским кратоном, а с Каракумо-Таджикским и Таримским срединными массивами, представляющими также обломки среднекембрийской платформы и отделяющими здесь Урало-Охотский пояс от Средиземноморского.

Южный Тянь-Шань имеет сложное складчато-покровное строение. Офиолитовый комплекс, развитый в его северной части, имеет, скорее всего, венд-кембрийский возраст; он перекрыт более молодыми терригенно-вулканогенными толщами ниже- и среднепалеозойского возраста и надвинут к югу на миогеосинклинальные, преимущественно шельфово-карбонатные толщи. На крайнем юге системы, в Гиссаре, известны более молодые, раннекарбоновые офиолиты, свидетельствующие о вторичном новообразовании бассейна с океанической корой, скорее всего, красноморского типа. Интенсивные, в том числе шарьяжные деформации начались в Южном Тянь-Шане в среднем карбоне и завершились в позднем палеозое, одновременно с накоплением моласс и гранитоидным плутонизмом.

На востоке каледоно-герцинская складчатая область Центрального Казахстана граничит по крупному разлому с позднегерцинской Обь-



Зайсанской складчатой системой, прослеживающейся от среднего течения Оби, затем вдоль Иртыша, через оз. Зайсан и далее по территории КНР и Южной Монголии. В осевой части этой системы известны выходы додевонских офиолитов, свидетельствующие о заложении на океанической коре, но основную роль в ее сложении играют мощные терригенные толщи среднего и верхнего палеозоя, весьма интенсивно смятые, с развитием надвигов и даже шарьяжей. Обь-Зайсанская система отвечает осевой и наиболее молодой полосе всего Урало-Охотского пояса. В юго-восточной Монголии и смежных районах Китая возраст деформаций восточного продолжения этой системы повышается до раннемезозойского (раннекембрийского).

К востоку от Обь-Зайсанской системы расположена во многом сходная с Центрально-Казахстанской Алтае-Саянская складчатая область. К ней принадлежит и вся северо-западная Монголия. Алтае-Саянская область на северо-востоке примыкает к Сибирскому кратону; от кратона на запад и на юг в общем происходит смена древних складчатых систем более молодыми: байкалид — салаиридами, салаирид — каледонидами, а каледонид — герцинидами. Полоса байкалид включает складчатые сооружения Енисейского кряжа и Восточного Саяна; они заложены частично на континентальной коре — продолжении фундамента Сибирского кратона, а частично на океанической, судя по позднерифейским офиолитам запада Енисейского кряжа и юго-востока Восточного Саяна и его продолжения в Монголии. К салаиридам относятся юго-западный склон Восточного Саяна, складчатое сооружение Кузнецкого Алатау, значительная часть Тувы и смежные районы Монголии, расположенные к югу от простирающегося в широтном направлении и смыкающегося на востоке с Сибирским кратоном Тувино-Монгольского срединного массива. Офиолитовое основание салаирид имеет венд-раннекембрийский возраст, а основные деформации произошли уже в среднем и позднем кембрии и завершились к ордовикам. Каледониды представлены в рассматриваемой области складчатой системой Горного и Монгольского Алтая и ее восточным ответвлением в Западном Саяне. Здесь на салаирском эвгеосинклинальном складчатом комплексе залегают мощные флишеидные терригенные толщи нижнепалеозойского возраста, смятые в конце силура-начале девона. Широким распространением в пределах как каледонид, так и салаирид и даже байкалид пользуется девонская красноцветная и вулканогенная моласса; она выполняет крупные межгорные впадины: Северо- и Южно-Минусинские, Тувинскую, Рыбинскую (на границе с кратоном) и др. К девону относится и формирование многочисленных и крупных плутонов гранитоидов, в том числе повышенной щелочности. Столь широкое развитие девонских моласс, вулканитов и интрузий — явное свидетельство охвата значительной, в том числе ранее консолидированной части области позднекаледонским орогенезом.

Наиболее западная часть Алтае-Саянской складчатой области, Салаир, Рудный Алтай и продолжение последнего на территории КНР, принадлежит уже герцинидам. Здесь салаирский и каледонский комплексы надстраиваются герцинским (D—C<sub>1</sub>), который в Рудном Алтае является в значительной степени вулканогенным, андезитового состава. Деформации начались во второй половине раннего карбона и продолжались в позднем палеозое. Крупным межгорным прогибом является Кузнецкий бассейн, выполненный мощной угленосной формацией верхнепалеозойского возраста; он отделяет Салаир от Кузнецкого Алатау, а с северо-запада на него полого надвинуты складки Обь-Зайсанской системы.

На меридиане Иркутска и юго-западной оконечности Байкала ориентированные в северо-западном направлении структуры Алтае-Саянской области сменяются северо-восточными структурами Байкало-Па-



томского нагорья, Забайкалья, Северо-Восточной Монголии и прилегающих районов Китая, образуя в совокупности Байкало-Монголо-Охотскую область. Байкало-Патомское нагорье отвечает крупной выпуклой к северу складчатой дуге, срезанной на востоке меридиональным разломом, отделяющим ее от Алданского щита Сибирского кратона. Дуга эта сложена мощными в основном терригенными миогеосинклинальными толщами рифея, из-под которых в антиклинориях выступают эвгеосинклинальные, включая офиолиты, метаморфизованные образования нижнего протерозоя и местами глыбы архея — оторженцы Алданского щита. Южнее, образуя хорду этой дуги, протягивается эвгеосинклинальная зона салаирской складчатости, смыкающаяся через бассейн р. Джиды с аналогичной зоной Северной Монголии, а на востоке выклинивающаяся у юго-западного выступа Алданского щита. Такая же судьба постигает и зону каледонид Северной Монголии, на которую наложены крупные синклинии, выполненные терригенными толщами среднего палеозоя (Хангай-Хэнтэйская зона) и отвечающие герцинским остаточным прогибам (внутренним морям). И только собственно зона герцинской складчатости непрерывно продолжается из Монголии в Забайкалье и далее в Дунбэй и Приамурье, непосредственно окаймляя с юга Алдано-Становой выступ Сибирского кратона. Присутствие офиолитов, очевидно, венд-нижнекембрийских и андезитовых вулканитов, выше в разрезе палеозоя подчеркивает эвгеосинклинальный характер и этой зоны. В восточном, Амуро-Охотском сегменте разрез включает морской верхний палеозой и нижний мезозой, а возраст заключительной складчатости повышается до середины мезозоя.

Герцинская складчатость не привела, однако, к полной консолидации и западной части данной области, и в начале мезозоя произошла частичная регенерация геосинклинальных условий с заложением грабенов (тафрогеосинклиналей), выполненных морскими терригенными толщами триаса, а на востоке — и юры. Замыкание этих прогибов шло с запада на восток, начавшись в конце триаса и закончившись к середине мела.

В поздней юре-раннем мелу Монголо-Охотская остаточная мезозойская система явилась ареной интенсивного гранитного плутонизма, который затронул также южную окраину Алданского щита и сопровождался образованием многочисленных рудных месторождений.

На востоке Монголо-Охотская система достигает Шантарских островов в Охотском море и отделяется Буреинским массивом от Сихотэ-Алинской системы, принадлежащей к Тихоокеанскому поясу. Буреинский массив представляет собой, очевидно, обломок Китайско-Корейской платформы, отделенный от нее в конце докембрия-начале палеозоя широтной Гиринской ветвью Урало-Охотского пояса и подвергшийся в каледонском и герцинском этапах значительной переработке и гранитизации. С востока раннекембрийское ядро массива сопровождается меридиональной зоной салаирской складчатости и консолидации, фактически принадлежащей к Тихоокеанскому поясу; ее реликтом является Ханкайский массив, служащий западным форландом Сихотэ-Алинской геосинклинали. На Буреинский массив в пределах территории СССР наложена мел-кайнозойская Зее-Буреинская впадина (синеклиза), а на территории КНР — значительно более крупная синеклиза Сунляо. Еще одной впадиной того же возраста, но наложенной на герцинское основание является Тамцаг-Далайнорская впадина на крайнем северо-востоке Монголии и в КНР.

Третий крупный межконтинентальный складчатый геосинклинальный пояс неогена, **Средиземноморский** простирается от Гибралтара до Индонезии. Время его заложения относится к позднему рифею (на востоке, возможно, к среднему). В своей истории этот пояс пережил три



главных этапа развития. Первый из них, байкальский, характеризовался накоплением в значительной мере на океаническом основании мощных терригенно-вулканогенных толщ, испытавших в конце рифея или (и) в среднем-позднем кембрии складчатость, метаморфизм зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации и плагиигранитизацию, что привело в итоге к новообразованию не вполне зрелой континентальной коры, заполнившей все пространство между Восточно-Европейским и Китайско-Корейским, с одной стороны, и Африкано-Аравийским и Индостанским кратонами, с другой. В деталях палеогеография и палеотектоника байкальского этапа пока не поддаются расшифровке. Южная часть области эпибайкальской консолидации, нарастившая Гондвану, длительное время, до начала триаса, развивалась в платформенном режиме и представляла собой пассивную окраину палеозойского геосинклинального пояса — Палеотетиса, на западе, подобно рифейскому Прототетису, сливавшемуся с Северо-Атлантическим поясом. Осевая часть Палеотетиса, возникла, очевидно, в результате рифтообразования еще в венде-раннем кембрии, но некоторые внутренние участки области эпибайкальской консолидации сохраняли приподнятое положение до начала ордовика. Между тем, северная окраина Палеотетиса, примыкавшая к массиву Мидленда и к Восточно-Европейскому кратону и явившаяся в венде-силуре зоной накопления мощных терригенных толщ, испытала в начале девона каледонскую складчатость (юго-восточная Англия, Брабант в Бельгии, польское Поморье и полоса вдоль кратона далее к юго-востоку). В осевой же зоне Палеотетиса погружения с девона усилились и продолжались до раннего карбона включительно, с накоплением сначала сланцевых, затем флишoidных толщ. В пределах Европы и северо-западной Африки (Магриба) среднепалеозойский Палеотетис был подразделен на две ветви — Среднеевропейскую и Южноевропейскую геосинклинальные системы полосой срединных массивов, простиравшейся от Бретани до Силезии и включавшей Южно-Американский, Центральный Французский и Богемский массивы. В конце раннего карбона обе системы испытали первые интенсивные деформации и вступили в орогенный этап развития, продолжавшийся в течение всего позднего палеозоя. На этом этапе, помимо складчатых сооружений с вергентностью складок и надвигов, направленной центробежно от полосы срединных массивов, были сформированы передовые прогибы «Угольного канала» северо-западной Европы и Верхней Силезии, а также прогиб Колон-Бешара в Северной Африке и межгорные прогибы Астурии, Саара и др. с угленосной паралической молассой среднего-верхнего карбона и красноцветной — верхнего карбона-перми.

Восточное продолжение европейских палеозойских платформ, частично включенных на юге в более молодые, альпийские сооружения Альп и Карпат, прослеживается через Степной Крым и Северный Кавказ в Гиндукуш, Северный Памир, Куньлунь, Наньшань и Циньлин. При этом большая часть Наньшаня и северная зона Циньлина завершили свое развитие в каледонскую эру; они примыкают к Китайско-Корейской платформе, от которой Наньшань отделяется передовым прогибом, и испытали значительное надвигание в ее направлении.

К концу палеозоя на всей площади Палеотетиса, быть может, за исключением самой восточной части, вновь образовалась сплошная континентальная кора — Лавразия сомкнулась с Гондваной. Однако уже в триасе началось дробление этой коры, рифтообразование, приведшее в начале-середине юры к восстановлению океанических условий в южной части Средиземноморского пояса, к образованию собственно Тетиса (Мезоген). По отношению к Палеотетису, Тетис оказался сдвинутым к югу, частично в область эпибайкальской перигондванской платформы, а южная периферия области герцинской консолидации прев-



ратилась в северную активную окраину мезозойского океана; противоположная южная окраина, принадлежавшая Гондване, относилась, как отмечалось, к пассивному типу (эпибайкальская перигондванская платформа).

На значительной своей части Тетис состоял из двух ветвей — северной и несколько более молодой южной, разделенных прерывистой полосой микроконтинентов — срединных массивов Иберии, Апулии, Анатолии, Центрального Ирана и Центрального Афганистана.

Расширение Тетиса продолжалось до конца юры, но на рубеже юры и мела сменилось первым импульсом сжатия (позднекиммерийская фаза), за которым последовали новые импульсы в середине (австрийская фаза) и в конце мела (ларамийская фаза), в конце эоцена (пиренейская фаза), в начале и конце миоцена и в плиоцене-плейстоцене. Позднекиммерийская фаза положила конец образованию офиолитов и начало отложению флиша. К концу эоцена-началу миоцена практически все основные альпийские складчатые сооружения были сформированы в главных своих чертах, и неогеново-четвертичные фазы затронули уже преимущественно молассы передовых и межгорных прогибов.

Эта схема развития справедлива для основной части Тетиса, до Гималаев на востоке включительно. В крайней северо-восточной части Тетиса, в Тибете и современной Юго-Восточной Азии наблюдается несколько иная последовательность событий. Здесь герцинская консолидация наступила раньше, чем на западе, частичная регенерация геосинклинальных условий произошла уже в перми, а в конце триаса растяжение сменилось сжатием, складчато-надвиговыми деформациями и гранитным плутонизмом. Это привело к окончательному установлению континентального режима на всей площади Юго-Восточной Азии, кроме Западной Бирмы и Индонезии, которые продолжали свое геосинклинальное развитие по пути, близкому к альпидам центрального и западного Тетиса.

Характерной особенностью истории западной части альпийского Средиземноморского пояса является новообразование на орогенном этапе не только передовых и межгорных прогибов, но и ряда более или менее изометричных впадин внутренних морей с корой субокеанического типа, от моря Альборан до Южного Каспия. Аналогичный процесс был характерен и для Индонезии — области сочленения Средиземноморского и Тихоокеанского поясов.

Наиболее западным сегментом альпийского складчатого пояса Евразии является Западно-Средиземноморская область, включающая складчатые системы Пиренеев, Бетских кордильер с Балеарскими о-вами, Рифа и Телля в Магрибе, Альп и Апеннин. Пиренеи, заканчивающиеся на западе на северной окраине Иберийского массива, а на востоке, в Провансе, примыкающие к Альпам, возникли из энсиалической геосинклинали, заложенной в пределах эпигерцинской платформы и обладавшей сокращенным (за счет позднего начала) периодом развития. Они обладают относительно простой и симметричной структурой, с выступами герцинского основания в осевой части и флишевыми покровами, на обоих крыльях перемещенными в сторону передовых прогибов. Все остальные альпийские сооружения Западного Средиземноморья, напротив, имеют целиком покровную и резко асимметричную структуру, с перемещением шарьяжей на многие десятки, иногда более сотни километров в направлении передовых прогибов и форланда. При этом, однако, только внутренние зоны Альп и Апеннин имеют типично эвгеосинклиналиную природу с развитием раннемезозойских офиолитовых комплексов, в то время как в Бетских кордильерах, Рифе и Телле известны лишь очень ограниченные проявления начального ультраосновного-основного магматизма, и большая часть этих



систем развивалась, видимо, на утоненной континентальной коре, если не допустить, что океанические «зияния» здесь «захлопнулись» полнее, чем в Альпах и Апеннингах.

Складчатые сооружения Западного Средиземноморья — Бетские кордильеры, Риф, Телль, Апеннины и Альпы — слагают непрерывную, сложно изогнутую цепь, прослеживающуюся от Балеарских о-вов до Дуная. В виде Бетско-Рифской дуги она пересекает Гибралтарский пролив, затем образует вторую — Калабро-Пелоританскую дугу на юго-востоке и третью, выпуклую к северу, Альпийскую — на севере. Балеарский конец этой цепи оборван на востоке наложенной меридиональной Алжиро-Прованской впадиной Средиземного моря; эта же впадина отделяет Корсо-Сардинский герцинский массив от Иберийского. На востоке Апеннинская система окаймляет более древний Адриатическо-Апулийский массив, рассматриваемый как отторженец Африкано-Аравийского кратона. Северный выступ этого массива располагается в тылу Альпийской системы, отделяясь от нее т. н. Периадриатическим разломом.

Сменяющая Западно-Средиземноморскую Восточно-Средиземноморская складчатая область состоит из трех систем: Карпатской, Балканской и Динаро-Эллинской. Карпаты лежат на прямом продолжении Альп, но отделены от них наложенными, соответственно на внешние и внутренние зоны молассовыми впадинами: Венской и Малой Венгерской. Карпаты образуют крутую дугу, выпуклую к северо-востоку, и новой дугой, пересекающей Дунай в ущелье Железных Ворот и обращенной к западу, сочленяются с Балканами, протягивающимися в широтном направлении до Черного моря и здесь отклоняющимися на юго-восток, в направлении Западно-Понтийской складчатой зоны в Северной Анатолии. В Северных и Восточных Карпатах широко развит мел-палеогеновый флиш, образующий серию шарьяжей. С тыла на флиш надвинут метаморфический палеозойско-верхнедокембрийский комплекс, с маломощным шельфовым мезозойским чехлом, слагающий самостоятельные покровы, наиболее развитые в Южных Карпатах. В строении северной, Старопланинской зоны Балканид на западе главную роль играет герцинский комплекс; триас и почти вся юра здесь платформенные, лишь в титоне появляется флиш. На востоке появляются глубоководные флишиодные толщи триаса и юры и мощные флишевые образования мела и палеогена; тектоника становится более напряженной, с направленными к северному форланду шарьяжами. Простирающаяся южнее Среднегорская зона надвинута на Старопланинскую своим древним кристаллическим фундаментом, вмещающим герцинские плутоны гранитоидов. В сеноне в ее пределах возникла вулканическая андезитовая дуга, протянувшаяся из Румынского Баната в Восточную Сербию и Болгарию; с ней связаны интрузии банатитов и монцонитов. Еще южнее, отделяясь от Среднегорья Марицким швом, располагается Родопский массив — выступ докембрийского фундамента, надвинутый на собственно Балканиды.

Общим форландом Балканид и Южных Карпат является Мизийская плита с байкальским и добайкальским фундаментом и палеозойско-мезозойским чехлом. Она отделена от Восточно-Европейского кратона своеобразным герцино-раннекиммерийским сооружением Добруджи, вероятно связанным уже с Крымско-Кавказской системой.

Юго-западным элементом строения Восточно-Средиземноморской области является система Динарид-Эллинид, на севере примыкающая к Альпам, далее окаймляющая с северо-востока Адриатическо-Апулийский массив и затем через Критскую дугу смыкающаяся с Тавридами Южной Анатолии. В отличие от Карпат и особенно Балкан, имеющих в значительной мере энсиалическое происхождение, за-



ложенных в пределах герцинской складчатой области и возникших на месте окраинных морей Тетиса, Динаро-Эллинская система с ее широким развитием офиолитов во внутренних зонах, в особенности в Вардарской зоне, должна была принадлежать к основному стволу этого палеоокеана. Что касается внешних зон с карбонатным осадконакоплением в течение почти всего мезозоя (лишь в конце мела карбонаты сменяются флишем), то они принадлежали пассивной окраине Адриатическо-Апулийского выступа Африканской платформы. В современной структуре отложения всех этих зон образуют тектонические покровы юго-западной вергентности.

Пространство между Динаридами и Карпатами занято Паннонской межгорной впадиной, выполненной неогеновой молассой и наложенной на древнюю глыбу, переработанную в палеозое и мезозое. К югу от Паннонской впадины Динариды-Эллиниды и Карпаты-Балканиды разделены узкой полоской древних ( $PR_3$ — $C_1$ ) метаморфитов Сербско-Македонского массива. Передовой прогиб Карпат является продолжением Предальпийского, и его внутреннее крыло, подобно последнему, осложнено крупными надвигами. Передовой прогиб Динарид-Эллинид в значительной части находится в Адриатическом море и лишь в Албании выходит на сушу. Его продолжение — Эллинский желоб к югу от Критской дуги в море Леванта.

Третья, Черноморско-Каспийская область альпийского пояса Евразии состоит также из трех складчатых систем. Северная из них, Крымско-Кавказско-Копетдагская возникла из зародившейся во второй половине триаса побочной ветви — окраинного моря Тетиса. Как по своему положению, так и по относительно простой структуре она обладает определенным сходством с Пиренеями, но отличается (Горный Крым и Большой Кавказ) асимметрией, причем с вергентностью, направленной не в сторону форланда, а к югу в направлении Закавказского срединного массива и наложенных на него молассовых Рионского и Куринского прогибов. В ядре и на северном склоне центральной части Большого Кавказа выступает герцинский комплекс, а вдоль южного склона развиты флишевые покровы.

Занимающая центральное положение Североанатолийско-Малокавказская система находится на продолжении наиболее внутренней, Вардарской зоны Динарид-Эллинид, и подобно последней, представляет собой широкий офиолитовый пояс с раннесенонскими шарьяжами, направленными в обе стороны, но преимущественно к югу от оси пояса. На востоке этот офиолитовый пояс прослежен до Аракса и на территории Ирана известен вновь, начиная с Себзевера в северном обрамлении пустыни Деште-Лут.

К югу от Североанатолийско-Малокавказской системы протягивается прерывистая полоса срединных массивов Центральной Анатолии и Центрального Ирана с выходами докембрийского гранито-гнейсового комплекса и с вендско-триасовым квазиплатформенным чехлом. На северном крае полосы срединных массивов в Северном Иране расположено складчатое сооружение Эльбурса, представляющее крупный веерообразный антиклинорий. В промежутках между отдельными звеньями этой полосы известны выходы раннемезозойских офиолитов, тектоническое положение которых остается неясным, а южнее зоны срединных массивов простирается складчатая система Тавро-Загроса, также с мощным развитием офиолитов и шарьяжей южной вергентности. Загрос, кроме того, обладает широкой внешней миогеосинклинальной зоной умеренно складчатых преимущественно карбонатных формаций перми-палеогена и сопровождается со стороны Африкано-Аравийской платформы Месопотамским передовым прогибом. Как Североанатолийско-Малокавказская, так и Тавро-Загросская си-



стемы образуют в целом дугу, обращенную выпуклостью к северу и облегающую Аравийский выступ Африкано-Аравийского кратона.

Поперечные, меридиональные разломы зоны Урало-Оманского ли-неамента отделяют Черноморско-Каспийскую область от Афгано-Памиро-Гималайской. Альпийские складчатые системы, составляющие последнюю, образуют грандиозную обращенную к северу дугу, огибающую северный выступ Индостанского кратона. Центральной, наиболее круто изогнутой части этой дуги отвечают структуры Памира и Пенджаба-Хазары, а ее флангам — Афганистана и Белуджистана на западе и Гималаев и Трансгималаев на востоке. Эти фланги отделены от центрального выступа дуги системами сдвигов, соответственно левых, ССВ простирающихся на западе и правых, ССЗ простирающихся на востоке, с кумулятивным перемещением в сотни км по каждой стороне.

В Центральном Афганистане к югу от Главного Гиндукушского (Герирудского) широтного разлома под острым углом к нему в ВСВ направлении простираются две зоны развития раннемезозойских офиолитов и флиша, разделенные Гельменд-Аргандабским выступом байкальского метаморфического комплекса с вендско-меловым чехлом. По своему строению и положению этот выступ аналогичен срединным массивам Анатолии и Ирана. Северо-западная офиолитово-флишевая зона, Фарахрудская, надвинута на Гельменд-Аргандабский блок; она может рассматриваться как продолжение или гомолог Североанатолийско-Малокавказской системы. В свою очередь, ее вероятным продолжением является Центрально-Памирская зона, смещенная относительно Фарахрудской к северу по Чаманскому (Мукурскому) сдвигу.

Другая офиолитово-флишевая зона Центрального Афганистана, Тарнакская, простирается к юго-востоку от Гельменд-Аргандабского массива и вместе с последним срезана на востоке Чаманским сдвигом. Офиолитовые покровы, исходящие из этой зоны, залегают к востоку от сдвига поверх кристаллического фундамента и его чехла в Кабульском блоке и образуют офиолитовый пояс внутренней зоны Сулейман-Киртарской складчатой системы, составляющей восточное обрамление Индостанского кратона. Внешняя, типично миогеосинклиальная зона этой системы сложена умеренно складчатыми карбонатными пермо-мезозойскими и палеогеновыми формациями и очень сходна с аналогичной зоной Загроса. Она отделена от Синдского склона Индостанского кратона широкой полосой передовых прогибов, огибающей Джеламский выступ кратона и переходящей в Предгималайский прогиб. Пространство между Чаманским сдвигом, Кабульским блоком и офиолитовым поясом занято мощным палеогеновым и миоценовым флишем, несогласно запечатывающим офиолитовые покровы и более древние структуры и выполняющим Катавазский синклинорий. На юге этот флишевый синклинорий поворачивает на запад параллельно Макранскому побережью Аравийского моря и в направлении этого побережья уходит под молассу; западнее, в зоне Урало-Оманского ли-неамента, он сливается с офиолитово-флишевой зоной Восточного Ирана, окаймляющей древний Лутский блок, входящий в состав полосы срединных массивов.

Гомологом Гельменд-Аргандабского массива к востоку от Кабульского блока является Памиро-Нуристанский массив, более глубоко переработанный позднемеловыми и палеогеновыми тектономагматическими процессами и надвинутый к северу на Центрально-Памирскую зону. Последняя подставляется на юго-востоке зоной Юго-Восточного Памира, продолжающейся далее в Агылскую зону северного крыла мощного складчатого сооружения Каракорума с древней кристаллической осью; обе эти структуры на востоке уходят в пределы Тибета.



Крупный разлом отделяет Каракорум от лежащих южнее Трансгималаев и Гималаев. Покровно-складчатая система Гималаев окаймляется со стороны Индостанского кратона передовым прогибом, на который она надвинута по Главному Пограничному надвигу. Севернее простирается зона Низких Гималаев, состоящая из нескольких пластин шарьяжей, сложенных слабометаморфизованными толщами карбонатно-терригенных пород от верхнедокембрийского до эоценового возраста. На эту зону, в свою очередь, надвинуты по Главному Центральному надвигу докембрийский метаморфический комплекс Высоких Гималаев (раннедокембрийский мезозональный внизу, позднедокембрийский, частично палеозойский эпизональный вверху) и перекрывающая его толща многоэпизональных, шельфовых терригенно-карбонатных отложений палеозоя и мезозоя, т. н. «Гималаев Тетиса». Наиболее северной зоной собственно Гималаев является офиолитово-флишевая зона Инда-Цангпо, по южному краю также шарьированная к югу, а по северному — надвинутая на север, на породы Трансгималаев, в частности мел-палеогеновые граниты Ладакха.

На востоке, в бассейне среднего течения р. Брахмапутры Гималайская система заворачивает к северо-востоку и срезается разломом того же направления, не обнаруживая видимой связи с восточным складчатым обрамлением Индостанского кратона — с Индо-Бирманской складчатой системой. Эта система возникла в пределах геосинклинали с океаническим дном (офиолиты!) разделявшей с середины мезозоя Индостанский кратон и юго-восточную Евразию, край которой проходил через Западную Бирму. Первые интенсивные деформации с образованием невулканической островной дуги произошли здесь на рубеже мела и палеогена, и соответственно глубоководная сланцевая формация сменилась флишем. Разрастание складчатого сооружения привело к образованию, начиная с олигоцена передовых (Бенгальского, Предараканского) и тыльного (в бассейне Иравади) молассовых прогибов. Деформации продолжались в течение всего кайнозоя; в итоге Индо-Бирманская система состоит ныне из серии шарьяжных пластин, перемещенных в направлении Индостанского кратона.

Южным продолжением Индо-Бирманской системы служит Андаман-Никобарская островная дуга и далее Внешняя Зондская дуга в Индонезии, а тыльный прогиб Иравади открывается в Андаманское окраинное море.

Индо-Бирманские цепи и Андаман-Никобарская островная дуга по существу принадлежат к Индонезийской складчатой области, занимающей промежуточное положение между Средиземноморским и Тихоокеанским поясами и в общем тяготеющей больше к последнему. Большая часть Индонезийского архипелага представляет собой гирлянду островных дуг, окаймляющую с юго-запада, юга и юго-востока Индокитайский выступ Евразийского континента, состоящий из отдельных глыб древней, раннедокембрийской континентальной коры (Индосинийский, Шанский и другие массивы), спаянных герцинскими и раннекиммерийскими складчатыми системами и оформившийся, таким образом, к началу юры. На территории Индонезии этот выступ слагает юго-западную часть о. Калимантан (Борнео) и залегает в основании олигоцен-неогенового молассового прогиба северо-восточной Суматры. Его непосредственным окаймлением служит складчатая система Больших Зондских островов, возникшая на раннемезозойской океанической коре. Главная эпоха деформаций этой системы — ларамийская на рубеже мела и палеогена. В эту эпоху возникли хребты Баризан на Суматре, хребет Мератус на юго-востоке Калимантана, о-ва Бали, Флорес и др., составляющие внутреннюю Зондскую дугу, внутренняя дуга Банда и западная и северная части о. Сулавеси; севернее намечается соединение со структурами Филиппинского архипелага (юж-



ная часть о. Минданао). Характерной чертой этой изогнутой в виде петли, обращенной к востоку, дуги является высокая неогеново-четвертичная (и современная) вулканическая активность с андезитовым составом магмы, а также совпадение с зоной средне- и глубоководных землетрясений и положительных изостатических гравитационных аномалий. Внутри петли заключены глубоководные впадины морей Флорес и Банда с океанической корой.

Все изгибы этой внутренней Индонезийской дуги, практически повторяются внешней дугой, представленной Малыми Зондскими островами (продолжение Андаман-Никобарских) и далее островами внешней дуги Банда, в частности Тимором, Серамом, Буру, затем восточной частью о. Сулавеси. Севернее последнего подводный хребет и мелкие острова, отраженные в геофизических полях, намечают соединение с юго-восточной частью о. Минданао, т. е. опять-таки с Филиппинским архипелагом. Внешняя Индонезийская дуга возникла, подобно внутренней дуге на коре океанического типа, но в ее восточной части (внешняя дуга Банда), соприкасавшейся с континентальной корой Австралийского кратона. Северо-западный выступ последнего протягивается в широтном направлении от юго-восточного Ириана к о-вам Оби, Сула и Бангай в виде т. н. «шпоры Сула», вокруг которой происходит обратный петле Банда изгиб структур о. Сулавеси. Внешняя дуга Банда характеризуется развитием шарьяжей глубоководных фаций (включая офиолиты), перемещенных из внутренних районов на мелководные фации континентальной окраины Австралии. Эти интенсивные деформации начались в конце мела и возобновлялись вплоть до позднего миоцена; затем преобладали сводовые поднятия и образование сдвигов и грабенов.

Внешняя Индонезийская дуга находится целиком в пределах полосы интенсивных отрицательных гравитационных аномалий, мелкофокусных землетрясений и отличается отсутствием вулканических проявлений. Со стороны Индийского океана ее окаймляют Яванский и Тиморский глубоководные желоба. С осью этих желобов совпадает выход на поверхность дна сейсмофокальных поверхностей, наклоненных под островные дуги и достигающих глубины более 600 км под морями Яванским, Флорес, Банда и Сулавеси.

Наиболее грандиозный из складчатых геосинклинальных поясов Земли — **Тихоокеанский** развивается, вероятно, с конца раннего протерозоя, как на то косвенно указывает существование краевых вулканоплутонических поясов на северо-западе Северо-Американского кратона и на северо-востоке Австралийского. Этот пояс развивался сопряженно с развитием Тихого океана — материнского океана нашей планеты, по отношению к которому все остальные океаны являются дочерними, представляя лишь его апофизы. Фазы расширения этих океанов являлись одновременно фазами сокращения Тихого океана, стягивания Круготихоокеанского подвижного пояса; одна из таких фаз наблюдается в современную эпоху. Но эти фазы чередовались с фазами расширения Тихого океана, совпадавшими с замыканием остальных океанов и образованием суперконтинентов, особенно единой континентальной массы Пангеи.

Тихоокеанский пояс отличался и отличается особенно высокой подвижностью, тектонической и магматической, и в этой подвижности, в отличие от других поясов, практически не было перерывов. По окончании каждого очередного тектонического этапа, как правило, лишь небольшая часть пояса утрачивала свою подвижность и наращивала смежные континенты. Так, к байкальскому этапу на западе пояса относится консолидация лишь Южно-Китайской платформы. На востоке пояса, в Северо-Американских Кордильерах рифейские отложения, как и в системе Аделаиды в Австралии, представляют отложения пассив-



ной континентальной окраины и испытали в байкальскую эпоху лишь слабые деформации. Значительно более интенсивным был байкальский тектогенез в Андах, где известны и региональный метаморфизм, и граниты этого возраста; но он все же не привел здесь к существенной аккреции континентальной коры. Более значительным в этом смысле как в Южной Америке, так и в Антарктиде и Австралии был эффект предордовикских, салаирских деформаций, приведших к кратонизации массива Сьерры-Пампы на юге Южной Америки, полосы Трансантарктического хребта — т. н. Россид, а также системы Аделаиды и зоны Канманту в Южной Австралии. Эти же деформации создали Малохингано-Ханкайскую складчатую зону на Дальнем Востоке СССР. Каледонская эпоха привела к кратонизации полосы на юго-востоке Китая — т. н. Катазии, а также Патагонской плиты в Южной Америке\*, а академская складчатая эпоха — Лахланской складчатой системы в Восточной Австралии и восточной части Центральных Анд. Герцинские деформации имели наибольший эффект в Восточной Австралии и на востоке Северных Анд и несколько меньший — в Кордильерах США и на северо-западе пояса, в частности, в Японии и Сихотэ-Алине. Только в Австралии в течение палеозоя происходило систематическое отступление границы подвижного пояса в сторону океана, в то время как на других его участках с началом нового этапа обычно происходило погружение всей или почти всей ранее охваченной деформациями площади.

Процесс аккреции континентальной коры приобрел более активное течение с конца юры-начала мела, т. е. с эпохи начала раскрытия молодых океанов и сокращения площади Тихого океана. Этой эпохой, а также следующими — в середине и в конце мела, в конце эоцена, середине и конце миоцена датируется становление основных складчатых сооружений Тихоокеанского кольца, составляющих практически непрерывное обрамление Тихого океана. На западе пояса этот процесс осложнялся, начиная с конца мела образованием в тылу островных дуг впадин окраинных морей с корой океанического типа.

В северо-западном секторе Тихоокеанского пояса на стыке с Арктическим поясом в качестве зоны позднеюрского-раннемелового тектогенеза выделяется Верхояно-Колымская система. Ее большая часть представляла в позднем докембрии и раннем и среднем палеозое пассивную окраину Сибирского (Ангарского) континента, а начиная с середины визе превратилась в окраинное море, отгороженное от Тихого океана вулканической островной дугой, простиравшейся восточнее современного Охотско-Чукотского вулканического пояса, параллельно ему. Отдельные участки области обособились в виде приподнятых глыб срединных массивов — Охотского, Колымского, Олонского. В полосе юго-западного обрамления двух последних массивов (современный хр. Черского) континентальная кора испытала утонение и, возможно, разрыв; здесь наблюдается наибольшая интенсивность деформаций; в поздней юре возник вулканический пояс и цепочка гранитных интрузий. За пределами этой зоны складчатость довольно спокойная, а крупные надвиги наблюдаются лишь на западной периферии области, вдоль границы с передовым прогибом.

На востоке Верхояно-Колымская система граничит с Корякско-Камчатской; их разделяет меловой, точнее апт-сенонский Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс. В отличие от Верхояно-Колымской области, Камчатско-Корякская область почти целиком заложена на океанической коре доордовикского (венд-кембрийского?) возраста на западе, позднеюрского — восточнее (основная часть Корякского нагорья, п-ов Тайгонос, Западная Камчатка),

\* Фундамент Патагонской плиты испытал длительную тектоно-магматическую активизацию в позднем палеозое.



позднемелового — на крайнем востоке (Олюторская зона Корякии и восточная Камчатка). Соответственно меняется с запада на восток и возраст деформаций: в западной, Пенжинско-Анадырской зоне он средне- или позднемеловой, в центральной, Корякско-Западнокамчатской зоне главные деформации относятся к концу мела-началу палеогена, в Олюторско-Восточнокамчатской зоне — к миоцену. При этом структура Корякии состоит из значительного числа шарьяжных пластин, перемещавшихся в сторону Берингова моря, а на поздних этапах деформаций — вглубь континента. Надвигами восточного направления характеризуется и структура восточной Камчатки. Ее южным продолжением служит Курильская островная дуга, отделенная от основной акватории Тихого океана одноименным глубоководным желобом.

Курильская дуга возникла не позднее сенона (Малая гряда) и ее основная часть продолжает активно развиваться в современную эпоху. На юге, в пределах о. Хоккайдо она под углом сочленяется с несколько более древней, простирающейся в меридиональном направлении Сахалино-Хоккайдской складчатой системой. Восточная зона этой системы, протягивающаяся через восточную часть о. Сахалин и центральную часть о. Хоккайдо, возникла на океанической коре позднепалеозойского или раннемезозойского возраста, испытала первые деформации в середине раннего мела, затем в конце мела-начале палеогена и далее в кайнозое. В неогене с востока на Северном Сахалине был шарьирован офиолитовый комплекс более молодого, позднемелового возраста, очевидно, аналогичный Олюторскому.

Западная зона Сахалина представляет сложное мощными терригенными толщами верхнего мела и палеогена восточное крыло крупного прогиба, осевая часть которого, выполненная неогеном и плейстоценом, совпадает здесь с Татарским проливом. Южнее она выходит на о. Хоккайдо (синклинорий Исикари-Румои). Возраст основных деформаций этой зоны очень молодой, плиоценовый. На западе западная зона Сахалино-Хоккайдской системы граничит с Восточно-Сихотэалинским мел-палеогеновым вулканоплутоническим поясом, отделяющим ее от находящейся на материке Сихотэ-Алинской складчатой системы. Последняя сложена мощной толщей средне- и верхнепалеозойских и мезозойских терригенных, подчиненно вулканогенно-кремнистых отложений, подстилаемых офиолитами, очевидно, нижнепалеозойскими. В центральной зоне южной части системы интенсивно проявились герцинские поднятия и деформации, но основная складчатость и начало орогенеза относятся к середине мела, т. е. эта система примерно đồngовозрастна Пенжинско-Анадырской зоне Корякско-Камчатской области.

На о. Хоккайдо положение, сходное с положением Сихотэ-Алия, занимают палеозойские структуры юго-западного полуострова. На юге они получают более широкое развитие в северной половине о. Хонсю (горы Китаками, Абукума и др.), где разрез начинается с силура, а основные деформации и интрузии гранитов произошли в середине раннего мела. В раннем миоцене на Япономорской стороне Хонсю проявился эксплозивный андезитовый вулканизм с накоплением формации «зеленых туфов», за которым последовала широкая трансгрессия, сменившаяся регрессией в плиоцене.

Структуры северного Хонсю отделены от во многом отличных структур юго-западной Японии поперечной зоной разломов т. н. Фоссы-Магна. Юго-западная Япония (юго-западная часть Хонсю и о-ва Кюсю и Сикоку) отличается четко выраженной зональностью. С северо-запада на юго-восток выделяются: 1) Зона Хида, с выходами гнейсов и гранитов возможно докембрийского возраста, палеозойских



геосинклинальных образований (D—P), интенсивно смятых в конце палеозоя-триаса, а также мелководно-морских и континентальных отложений юры-низов мела, континентальных кислых вулканитов и гранитов верхов мела-низов палеогена, «зеленых туфов» и моласс неогена. 2) Зона Сангун-Ямагучи, сложенная в общем близким комплексом отложений палеозоя и мезозоя, с наиболее интенсивными деформациями и метаморфизмом высокого давления в триасе. 3) Зона Риоке с кремнисто-терригенными образованиями верхнего палеозоя, испытавшими деформации как в середине триаса, так и в конце юры-начале мела, причем последние сопровождались высокотемпературным метаморфизмом низкого давления; на этих метаморфитах несогласно залегают умеренно дислоцированные обломочно-вулканогенные толщи верхнего мела. Им одновозрастны граниты. Маломощные неогеново-четвертичные обломочные породы и вулканиты залегают почти горизонтально. 4) Зона Самбагава, отделенная от зоны Риоке крупнейшим разломом т. н. Медианной линии, подобно предыдущей зоне сложена мощным комплексом палеозойских и триасовых ( $T_{1+2}$ ) отложений, метаморфизованным примерно в то же время, что и в зоне Риоке, но в фации высокого давления и относительно низкой температуры (зоны Хида-Сангун и Риоке-Самбагава являются классическими примерами парных метаморфических поясов). Залегающие выше с резким несогласием мелководно-обломочные осадки юры и мела деформированы достаточно умеренно, а маломощные осадки кайнозоя (начиная со среднеэоценовых) лежат уже практически горизонтально, но нарушены сбросами. 5) Зона Симанто, в отличие от всех предыдущих, сложена отложениями, начиная с верхнемезозойских. Геосинклинальный комплекс заканчивается нижним миоценом; он включает помимо преобладающих песчано-сланцевых пород, кремни и основные вулканиты и в своей верхней эоцен-миоценовой части носит флишевый характер. Отложения среднего и верхнего миоцена и плиоцена залегают несогласно на этом комплексе с общим наклоном к океану и представляют уже морскую молассу. Эти деформации сопровождались внедрением небольших плутонов гранитов и габбро. В целом во всем сечении юго-западной Японии преобладает юго-восточная вергентность.

Палеозойско-триасовые образования 2—4 зон возникли в пределах единой геосинклинальной системы Титибу, заложенной на океанической коре, породы которой наиболее полно обнажены в зоне Самбагава (пояс Микабу). Зона I (Хида) могла составлять ее континентальное обрамление, но бассейн Титибу скорее всего отвечал окраинному морю, так как в пограничной между зонами 4 и 5 разломной полосе Куросегава известны в составе меланжа граниты и гнейсы досилурийского возраста, скорее всего фрагменты микроконтинента. Зона Симанто тяготеет к Тихому океану, но данные глубоководного бурения на внутреннем склоне Японского желоба, окаймляющего северную часть о. Хонсю, показали и здесь наличие микроконтинента.

Структуры юго-западной Японии находят свое продолжение в островной дуге Рюкю. Эта дуга отличается высокой новейшей и современной вулканической активностью, захватывающей и южную часть о. Кюсю. Дуга Рюкю сопровождается со стороны Филиппинского моря одноименным желобом, продолжающимся вдоль юго-западной Японии под названием желоба Нансей. Островная дуга Рюкю зоной косо-поперечных разломов — левых сдвигов отделена на юге от структуры о. Тайвань, представляющего самостоятельное звено Западно-Тихоокеанского пояса; другая такая зона отделяет Тайвань на юге от структур Филиппинского архипелага. Западная прибрежная равнина и предгорья Центрального хребта Тайваня отвечают соответственно внешнему и внутреннему крыльям передового прогиба, наложенного



на край эпипалеозойской платформы и выполненного мощной неогеновой молассой. Внутреннее крыло обладает покровно-надвиговой структурой. На зону предгорий, в свою очередь, надвинуто с востока поднятие Центрального хребта, образованное двумя комплексами отложений — метаморфическим палеозойским, включая пермь, и сланцевым меловым — нижнемиоценовым, разделенными крупным несогласием. С востока Центральное поднятие ограничено узким грабеном-рифтом, возникшим вдоль крупного левого сдвига и заполненного миоценовыми андезитами (вулканическая дуга) и плиоценовой молассой. По другую сторону этого грабена расположен Береговой хребет восточного Тайваня, сложенный в нижней, автохтонной части теми же образованиями неогена, на которые шарьирован с востока (обдукция!) аналогичный комплекс, подстилаемый офиолитовым олистостромом. Наконец, цепочка мелких островов к востоку от Тайваня слагает современную андезитовую вулканическую дугу с глыбами офиолитов в аггломератах; на юге она продолжается в пределы Филиппин (о. Лусон).

Филиппинский архипелаг в тектоническом отношении состоит из двух главных элементов — центрально-западной области более ранней консолидации (северный Палаван, Миндоро, Панай, крайний запад Минданао, архипелаг Сулу) и более молодых островных дуг, возникших на мезозойском ( $J_3-K_1?$ ) океаническом основании. В первой области известен фундамент верхнепалеозойского возраста, состоящий из офиолитов и флиша, метаморфизованных в амфиболитовой фации и несогласно перекрытых триасовыми (?) конгломератами и далее мощной граувакково-сланцевой, флишоидной толщей, местами со спилитами юрского возраста, испытавшей складчатые деформации в конце юры-начале мела. За пределами этой области широко развит меловой граувакково-сланцевый и спилитово-кремнистый комплекс, в основании которого, вероятно, залегают офиолиты, выведенные на поверхность интенсивными деформациями конца мела-начала палеогена. Офиолиты, надвинутые со стороны новообразованного моря Сулу, образуют дугу шарьяжей на южном Палаване, северо-восточном Калимантане и в юго-западной части архипелага Сулу, обдукционную на более древние образования. Полоса офиолитовых покровов прослеживается также через западный Лусон, восточный Миндоро и далее на юг, и другая полоса — от восточного и юго-восточного Лусона через Самар и Лейте до юго-восточного Минданао. За ларамийским тектогенезом последовала собственно островная стадия развития с накоплением флиша и андезито-дацитовым вулканизмом. Эта стадия завершилась деформациями в конце эоцена-начале олигоцена и (или) в среднем миоцене, сопровождавшимися интрузиями кварцевых диоритов. Эти деформации и ответственны в основном за образование современной структуры архипелага, включающей ограниченные сбросами впадины, выполненные верхнемиоценовой-четвертичной молассой. Одновременно в центральной полосе архипелага продолжался андезито-дацитовый, преимущественно взрывной вулканизм. К этой же заключительной стадии относится образование крупного продольного левого сдвига, пересекающего весь архипелаг, а также оформление окаймляющих его глубоководных желобов — Манильского на западе и Филиппинского на востоке; последний должен был протягиваться первоначально на север вдоль Лусона и Тайваня.

Юго-западная Япония с архипелагом Рюкю, Тайвань и Филиппины входят во внутреннюю систему островных дуг, обрамляющих Азиатский континент на юго-востоке. Внешняя система включает более молодые, целиком кайнозойские Идзу-Бонинскую и Марианскую вулканические дуги; северный ее конец причленяется к о. Хонсю (п-ов Идзу) как раз в районе пересечения его грабеном Фосса-Магна; южный конец включает о-ва Яп и Палау. Между этими двумя си-



стемами дуг находится Филиппинское море, одно из крупнейших внутренних морей на западе Тихого океана.

На юго-западе Филиппины тесно связаны с островами Индонезии — Калимантаном и Сулавеси; между тем, находящийся непосредственно к югу от Филиппин о. Хальмахера принадлежит уже к другому — Меланезийско-Новозеландскому сектору Тихоокеанского пояса.

Этот юго-западный сектор Тихоокеанского пояса состоит из двух систем островных дуг — более древней, зрелой внутренней на юго-западе и молодой внешней на северо-востоке, разделенных полосой внутренних морей от моря Бисмарка до моря Фиджи. Внутренняя система — Новогвинейско-Новозеландская на западе непосредственно примыкает с севера к Австралийской платформе, северный край которой охватывает «шпору Сула», п-ов Бомбераи Западного Ириана и южную часть Папуа-Новой Гвинеи. Складчатая система отделена от платформы достаточно типичным передовым прогибом, выполненным олигоцен-четвертичной молассой, интенсивно дислоцированной во внутреннем борту и полого моноклиальной во внешнем. В составе самой складчатой системы в пределах Новогвинейского сегмента наиболее древним комплексом является нижнепалеозойский песчано-сланцевый, интродуцированный гранитами на крайнем западе Ириана и несогласно (?) перекрытый карбонатной формацией силура-девона, в свою очередь отделенной отчетливым несогласием от мелководно-континентального обломочного верхнего палеозоя и триаса. На востоке, в хр. Оуэн-Стенли известны пермские граниты, свидетельствующие о проявлении герцинского тектогенеза. С севера палеозойские образования сопровождаются толщей юрско-меловых глубоководных карбонатно-сланцевых отложений, составляющих самостоятельный геосинклинальный комплекс, интенсивно деформированный и частично метаморфизованный (в зеленосланцевой фации) в конце мела-начале палеогена. Несколько позднее, в конце эоцена-начале олигоцена на этот комплекс на юго-востоке Новой Гвинеи со стороны Соломонова моря была надвинута верхнемеловая офиолитовая ассоциация.

К юго-востоку от Новой Гвинеи внутренняя островная дуга постепенно отходит от Австралийского кратона, и между ними вклинивается широкая область эпипалеозойской консолидации, возникшая на основе Тасманского геосинклинального пояса. В конце мела-начале палеогена, с образованием впадин Кораллова и Тасманова морей, от нее отделился отчлененный микроконтинент Лорд-Хау. Лежащий к северо-востоку от этой области и на продолжении Новой Гвинеи о. Новая Каледония имеет сложное строение. В центре острова выступают кислые туфы верхнепалеозойского возраста, несогласно перекрытые мощным триасово-юрским комплексом граувакк и сланцев — аналогом серии Хоконги Новой Зеландии. Все эти образования были интенсивно деформированы, частично метаморфизованы и интродуцированы диоритами в конце юры-начале мела. В сеноне и эоцене их несогласно перекрыли маломощные и мелководные обломочные и пирокластические осадки. На северо-востоке западной половины острова эоцен переходит в более глубоководные карбонатные и флишевые отложения, испытавшие метаморфизм высокого давления и низкой температуры во время главной фазы деформаций — в конце эоцена-начале олигоцена. С этой же фазой связано надвигание с северо-востока крупного офиолитового покрова, аналогично тому, что имело место в юго-восточной Новой Гвинее.

Следующим крупным выступающим над уровнем моря элементом внутренней дуги юго-западного сектора Тихоокеанского пояса является Новая Зеландия. Ее изогнутая в виде буквы Z структура пересечена и растянута вдоль крупного т. н. Альпийского разлома-сдвига северо-восточного простираения со смещением более 480, возможно до



1200 км, начиная с конца юры. Тектоническое развитие Новой Зеландии шло с запада на восток, к открытому океану. На крайнем юго-востоке известны отложения верхов докембрия и нижнего палеозоя проксимальной части подводной окраины континента; палинспастические реконструкции показывают, что этот район находился на периферии Австралийского кратона. К востоку в разрезе появляются основные и средние вулканы, а также офиолитовый комплекс; эти образования уже в конце силура были надвинуты на осадки континентальной окраины, которая испытала складчатые деформации, зеленосланцевый метаморфизм и была интродуцирована гранитами. В раннем девоне поверх этих образований возобновилось отложение карбонатно-терригенных мелководных осадков. За этим последовала новая фаза деформаций, в среднем-позднем девоне и внедрение гранитного батолита. Этим завершилось становление структуры восточных зон орогена. В позднем карбоне к востоку от них на океанической коре (офиолитовый комплекс гор Дан) возникла новая геосинклиналь, окаймленная раннепермским краевым вулканическим поясом. В поздней перми и триасе трансгрессия с отложением мощных шельфовых осадков перекрыла западную область эпипалеозойской консолидации, где, кроме того, проявлялся взрывной кислый и средний вулканизм. В триасе и юре шельфовые фации резко сменялись на востоке глубоководными турбидитами (граувакками и аргиллитами). В конце юры-начале мела эти образования испытали интенсивные деформации и региональный метаморфизм цеолитовой фации. Восточнее метаморфизм повышается до зеленосланцевой, а на границе с областью более ранней консолидации — до глаукофановой фации. Восточные зоны в эту же эпоху тектогенеза подверглись повторной деформации и достигли амфиболитовой фации метаморфизма с образованием анатектических гранитондов. Эти события сопровождалось смещением оси геосинклинали в середине мела в новое, более восточное положение с образованием нового геосинклинального комплекса, карбонатно-терригенного, накопившегося в интервале апт-ранний миоцен. Восточнее, в зонах палеозойской и мезозойской консолидации после поднятия в сеноне и раннем палеогене в отдельных впадинах отложились маломощные мелководно-морские и континентальные обломочные угленосные осадки, сменившиеся в олигоцене-раннем миоцене трансгрессивными известняками и терригенными образованиями. Здесь же проявился щелочно-базальтовый вулканизм.

Во второй половине миоцена отмечается значительная активизация движений и деформаций, придавших структурам и рельефу Новой Зеландии их современную конфигурацию. Произошли значительные смещения по Альпийскому разлому, возникшему еще в позднеюрскую-раннемеловую эпоху тектогенеза. Ось прогибания сместилась за пределы современной суши — на восток от Северного острова (желоб Хикуранги) и к югу от Южного (прогиб Саландер). На Северном висячем крыле зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа образовались вулканические дуги. На юге структуры Новой Зеландии круто поворачивают на восток, уходя в пределы подводного поднятия Чатем, увенчанного одноименными островами, а на севере отгибаются к северо-западу, продолжаясь в направлении Новой Каледонии. Одновременно, подчиняясь Альпийскому разлому, на северо-северо-восточном продолжении Новой Зеландии протягивается молодая островная дуга Тонга-Кермадек, а на юго-юго-западном — подводная гряда Маккуори-Баллени. Эти структуры принадлежат ко второй из основных тектонических единиц юго-западного сектора Тихоокеанского пояса — внешней зоне молодых островных дуг, которая таким образом в районе Новой Зеландии смыкается и пересекается с внутренней зоной.

Структуры внешней дуги начинаются на западе против восточной части Новой Гвинеи архипелагом Бисмарка, образующим кругую вы-



пуклую к востоку дугу, в центре которой лежит впадина моря Бисмарка. Южный фланг этой дуги — о. Новая Британия почти смыкается с Новой Гвинеей. На продолжении северного фланга дуги в юго-восточном направлении простираются Соломоновы о-ва; их окаймляет с юга Соломонов желоб. Восточнее после небольшого перерыва следуют Новые Гебриды. Они протягиваются в ЮЮВ направлении и сопровождаются с запада одноименным желобом, сочленяющимся на севере под углом с Соломоновым. На южном окончании архипелага в рельефе дна по подводному хребту Хантер намечается дугообразный поворот к востоку, на соединение с островами Фиджи. В тылу этой дуги находится подводное плато Фиджи, а к югу глубоководная впадина моря Фиджи. На востоке о-ва Фиджи соединяются с уходящей на юг меридиональной грядой Колвилл-Лау, вплотную, почти под прямым углом смыкающуюся с о. Северным. Примерно параллельно гряде Колвилл-Лау, но все более отклоняясь от нее в северном направлении, восточнее протягивается островная дуга Тонга-Кермадек, с тихоокеанской стороны окаймленная одноименными желобами. Гряда и дуга разделены на юге прогибом Гавр, переходящим севернее в более широкую впадину Лау.

В основании структур внешней дуги установлен метаморфический, сложно деформированный, интродуцированный кое-где тоналитами меланократовый фундамент, первично представлявший собой, очевидно, океаническую кору. В настоящее время дуга обладает субконтинентальной корой пониженной мощности. Возраст ее консолидированной части не моложе, но, вероятно, и не намного древнее верхнемелового или эоценового. Местами фундамент перекрыт глубоководными осадками эоцен-олигоцена. Более молодые образования представлены вулканами от толент-базальтового до андезит-дацитового или щелочно-базальтового состава, а также вулканогенно-обломочными породами и известняками. Эти отложения деформированы, как правило, слабо и нарушены главным образом разломами, обладая блоковой структурой. Многие острова характеризуются интенсивным плиоценово-четвертичным и современным вулканизмом и высокой сейсмичностью.

Подводная гряда, уходящая в направлении Антарктиды, пересекающая соединительное звено между Австрало-Антарктическим и Восточно-Тихоокеанским хребтами и увенчанная о-вами Маккуори и Баллени, возникла вдоль южного продолжения альпийского трансформного разлома Новой Зеландии. Гряда Маккуори-Баллени полого выпукла к западу, и это, а также некоторые особенности вулканизма и сейсмичности придают ей сходство с островными дугами. Но о. Маккуори представляет выколотый по разломам блок океанической коры. Гряда Маккуори на севере отделена прогибом — грабеном Соландер от лежащего к юго-востоку от Новой Зеландии подводного плато Кемпбелл — микроконтинента с редуцированной континентальной корой палеозойского или более древнего возраста, отделенного прогибом Боунти от более молодого поднятия Чатем.

К югу от Австралии и Новой Зеландии Тихоокеанский пояс, по другую сторону срединно-океанического хребта продолжается в Антарктиду, охватывая практически всю западную половину континента. Наиболее крупным и четко выраженным элементом пояса, непосредственно обрамляющим Восточно-Антарктический кратон, является складчатая система Трансантарктического хребта, или Россид, байкало-салаирского возраста, вероятно первично связанная с зоной Канманту Южной Австралии. Основной геосинклинальный комплекс этой системы имеет верхнерифейский возраст, сложен зелеными сланцами, образовавшимися по вулканогенно-терригенным породам на гренвильском (?) гнейсовом фундаменте. Он прорван гранитными батолитами и несогласно перекрывается вендско-нижне- и среднекембрий-



ской толщей, в свою очередь деформированной в середине-конце кембрия и венчающейся конгломератами верхов кембрия. Салаирская складчатая система, вероятно, не ограничивается Трансантарктическим хребтом, но охватывает также западное побережье моря Росса (Берег Отса), и служит фундаментом мощных молодых наземных вулканитов Земли Мэри Берд.

Значительно более молодым элементом антарктической части Тихоокеанского пояса является раннекеммерийская складчатая система Антарктического п-ва. Ее главный геосинклинальный комплекс — слабо метаморфизованная, интенсивно складчатая средне- и верхнепалеозойская серия Тринити подстилается зеленосланцевым основанием, позднедокембрийским или нижнепалеозойским (одновозрастным *Россидам?*). Со стороны моря Уэдделла на палеозое-триасе (?) несогласно залегают более полого деформированные среднеюрские отложения; преимущественно на тихоокеанской стороне простирается позднетриасовый-эоценовый вулcano-плутонический пояс, включающий средние и кислые вулканиты, а также плутоны разнообразных гранитоидов, в основном среднемелового возраста.

Структуры Антарктического п-ва первоначально должны были составлять одно целое с южным сектором Южно-Американских Кордильер — Патагонскими Андами, но в геологически недавнее время, в неогене, были отделены от них новообразованным морем Скоша. Отгибающееся к востоку продолжение Антарктического п-ва составило цепочку островов южного фланга опоясывающей впадину моря Скоша Южно-Сандвичевой островной дуги (Южные Оркнейские и Шетландские о-ва). Подобным же образом северный фланг этой дуги образован изогнутым в широтном направлении и растянутым концом Патагонских Анд (о. Ю. Георгия и др.). Среднее, смыкающее звено дуги, наиболее выдвинутое в сторону Атлантического океана, образовано молодым вулканическим архипелагом Южных Сандвичевых о-вов.

Грандиозная складчатая система Анд, отделяющая Южно-Американский кратон от Тихого океана, составляет юго-восточный сектор Тихоокеанского пояса и довольно отчетливо сама подразделяется на отдельные сектора. Наиболее северный сектор — широтные Береговые хребты Венесуэлы образуют южный фланг Антильской островной дуги, обрамляющей Карибский бассейн — аналог моря Скоша, отделяющий Анды от Северо-Американских Кордильер. Береговые хребты Венесуэлы имеют покровно-складчатое строение и в целом надвинуты на передовый прогиб, наложенный на северный склон Гвианского щита. Они обладают также четкой поперечной зональностью, с миегосинклинальной и неметаморфизованной южной зоной, эвгеосинклинальной и метаморфической северной. Основной период геосинклинального развития Береговых хребтов начался в юре (поздней?), а главные деформации приходятся на конец мела, палеоген и миоцен, постепенно мигрируя с севера на юг.

Существенно иначе развивались Северные Анды Колумбии и Эквадора, образующие пучок антиклинориев и синклинориев общего северо-северо-восточного простирания, расширяющийся к северу, в направлении Карибского моря и Панамского перешейка. Наиболее восточная часть этого пучка, начиная с Восточной Кордильеры Колумбии, развилась на раннедокембрийском континентальном основании, выступающем на поверхность в ряде глыб — краевых массивов и перекрытом маломощным шельфовым палеозоем. Западнее в нем проявляется каледонское несогласие, и отложения кембро-силура испытывают метаморфизм. Восточнее, вплоть до Центральной Кордильеры, фундамент образован палеозойским, включая пермь, складчатым комплексом, прорванным гранитами. Палеозой несогласно перекрыт раннемезозой-



скими континентальными красноцветами, которые сменяются верхнеюрскими эвапоритами и мощнейшими шельфовыми осадками мелового и палеогенового возраста.

Западная часть Северных Анд возникла не на континентальном, а на океаническом основании, представленном офиолитами, и начало ее геосинклинального развития относится лишь к концу юры. Геосинклинальный комплекс в основном меловой, сложен мощной толщей черных сланцев, кремней, спилитов, диабазов и андезитов, в нижней части испытавших метаморфизм зеленосланцевой фации, изоклинально складчатых и прорванных интрузиями среднего-кислого состава. Деформации конца мела-начала палеогена привели к образованию поднятий Восточной, Центральной и Западной Кордильер и к обособлению между ними межгорных прогибов Каука и Магдалена, заполненных складчатой и нарушенной разрывами кайнозойской молассой. Окончательное оформление современной структуры Северных Анд относится уже к концу миоцена-началу плиоцена, причем альпийский комплекс центральных и восточных зон оказался дислоцированным значительно слабее, чем на западе. Северные Анды отделены от западного склона Гвианского щита передовым прогибом Льянос.

В северном направлении происходит расхождение и частично ветвление поднятий Северных Анд. Западная Кордильера дает северо-западную ветвь, уходящую в пределы Панамского перешейка; сюда же продолжается Береговая Кордильера. Продолжением Центральной Кордильеры служат массивы Санта-Марта и Гоахира на Карибском побережье, отсеченные широтными разломами и опусканиями, а также хребет Сьерра-де-Периха ССВ простирания. Восточная Кордильера продолжается в Кордильеру-де-Мерида, соединительное звено с Береговыми хребтами Венесуэлы. Между Сьеррой-де-Периха и Кордильерой-де-Мерида располагается крупный межгорный прогиб Маракаибо, наложенный на докембрийский массив. Северная часть Северных Анд и Береговых хребтов Венесуэлы пересечена системой широтных левых сдвигов Ока-Эль-Пилар, отражающих смещение Карибской плиты к востоку относительно Южно-Американской.

В южном направлении, в Эквадоре происходит погружение Восточной Кордильеры и сближение Центральной и Западной Кордильер, разделенных здесь узким грабеном Кито, продолжением прогиба Каука. К этому грабену и отчасти к Кордильере Реаль, продолжению Центральной Кордильеры Колумбии, приурочена группа крупных плиоценово-четвертичных стратовулканов.

Северные Анды отделены крупной поперечной депрессией, Хуанка-бамба или Мараньон, лежащей на продолжении авлакогена Амазонки, от Центральных Анд, весьма отличных по своему строению. В Центральных Андах полностью отсутствуют аналоги западной, энсиматической зоны Северных Анд. Выходы раннедокембрийских метаморфитов на берегу океана в Южном Перу доказывают заложение этого отрезка Андской геосинклинали целиком на древней континентальной коре, подвергшейся, однако, дроблению и переработке. Центральные Анды по простиранию подразделяются на две части — северную, в основном в пределах Перу, СЗ простирания, и южную, Чилийско-Боливийско-Аргентинскую, субмеридиональной ориентировки. Восточные зоны Центральных Анд испытали интенсивное погружение, начиная с позднего докембрия, а также в палеозое и подверглись за это время воздействию нескольких эпох тектогенеза. Отчетливо проявился байкальский тектогенез, сопровождавшийся метаморфизмом зеленосланцевой фации и гранитными интрузиями, а также позднекаледонский (акадский), приведший к интенсивным складчатым деформациям. В позднем палеозое и триасе почти повсеместно накапливались резко несогласно залегающие на более древнем палеозое или докембрии (в Береговой Кор-



дильере) наземные вулканогенные и обломочные образования; вулканы входят в единую ассоциацию с гранитоидами. Западные зоны подверглись значительным погружениям, начиная с позднего триаса и юры, и стали ареной подводного андезитового вулканизма. В поздней юре в южном субсегменте (Чили) и в сеноне — в северном (Перу) вулканический пояс сместился к востоку, и вулканизм продолжался в наземных условиях, сопровождаясь многофазным становлением интрузий гранитоидов, объединяющихся в огромные батолиты. Этот вулканоплутонический пояс составляет Западную Кордильеру Перу и Главную Кордильеру Чили и Аргентины; последняя отделяется от Береговой Кордильеры молодым грабеном Продольной Долины. К востоку от вулканоплутонического пояса в южном субсегменте простирается более древний, в основном мел-палеогеновый грабен Альтиплано-Пуна заполненный мощной толщей слабо деформированных континентальных красноцветов. Западное окончание этой зоны образовано Восточной Кордильерой, сложенной в основном палеозоем, с отдельными останцами маломощных и слабо деформированных мел-палеогеновых осадков. Крупные разломы отделяют эту Кордильеру от Субандийских цепей — деформированного внутреннего крыла передового прогиба. В целом для мезозоя и кайнозоя Центральных Анд характерна слабая дислоцированность, преимущественно блокового типа.

В южном направлении, в Аргентине на продолжении зоны Альтиплано-Пуна возникает крупный позднедокембрийский массив Сьерры-Пампы с верхнепалеозойским-триасовым континентальным обломочно-вулканогенным чехлом, разбитый разломами на горсты и грабены, выполненные неогеном и плейстоценом. Протягивающаяся к востоку от массива часть палеозойской складчатой системы погружается под молодой осадочный чехол и далее, вероятно, поворачивает к юго-востоку. Более западная часть той же системы, в основании палеозойского разреза которой известны офиолиты, представлена Прекордильерой и также погружается к югу. В итоге, с переходом от Центральных Анд к Южным (Патагонским) Андам ширина горного сооружения значительно суживается, а структура усложняется: получают развитие пологие надвиги, направленные в сторону Магелланова прогиба — передового прогиба, отделяющего Анды от Патагонской плиты. На периферии последней в позднем триасе и юре формировался краевой вулканический пояс, образованный кислыми вулканитами. На него надвинут нижнемеловой флиш и офиолиты окраинного моря, ограниченного с юго-запада микроконтинентом, сложенным древними (PR<sub>3</sub>—PZ<sub>1</sub>?) метаморфитами, терригенным средним и верхним палеозоем и образованиями верхнеюрско-палеогенового вулканоплутонического пояса, продолжения или гомолога Центрально-Андского. К этому поясу приурочен крупнейший Патагонский батолит. В более северной миогеосинклинальной зоне возраст флиша повышается до верхнемелового; палеоген представлен морской молассой. Основные деформации начались в Патагонских Андах в позднем мелу и продолжались в кайнозое, мигрируя в направлении передового прогиба.

Северо-западный сектор Тихоокеанского пояса представлен складчатой системой Северо-Американских Кордильер, более широкой и сложной, чем Анды. Эта система обладает довольно выдержанной поперечной зональностью и вместе с тем делится в продольном направлении на четыре заметно отличных по набору, относительному значению зон и общему структурному плану сектора: Аляскинский, Канадский, США и Мексиканский. Как ранее было отмечено, начиная с позднего докембрия собственно Кордильерская геосинклинальная система отчетливо подразделялась на две основные области: восточную и западную. Восточная, миогеосинклинальная, отвечающая Скалистым горам Канады и США область, представляла подводную окраину Северо-



Американского континента и сложена толщей терригенно-карбонатных, в основном шельфовых осадков верхнего докембрия — палеозоя и мезозоя (в ордовике-девоне они переходят к западу в граптолитовые сланцы — отложения континентального склона). Эта область в типичном виде простирается от бассейна Маккензи до границы США и Мексики; в Аляскинском секторе ее условным аналогом можно считать зону хребта Брукса, по своему положению относящуюся к Арктическому поясу, в Мексиканском секторе — зону Восточной Сьерры-Мадре, но лишь начиная с верхней юры, красноцветы и эвапориты которой с резким несогласием перекрывают герцинское складчатое основание принадлежащее к Северо-Атлантическому поясу. Вулканогенный материал в разрезе восточной области практически отсутствует. Деформации начались в раннем мелу, а местами, в Неваде, еще в позднем палеозое, но достигли кульминации в конце мела-начале палеогена и завершились в эоцене. Они привели к созданию структуры, состоящей из многочисленных шарьяжных пластин, надвинутых к востоку, в сторону Северо-Американского кратона, а в хребте Брукса — к северу; в Мексиканском секторе роль надвигов меньше, широко распространены суидучно-коробчатые складки. На севере, вплоть до штата Монтана, миогеосинклиальная зона Скалистых гор непосредственно примыкает к западному склону Канадского щита, в краевой части которого местами развиваются прогибы типа передовых (Маккензи, Альберта, Паудер-Ривер). Южнее между миогеосинклиальной зоной и платформой вклинивается своеобразный район Восточных Скалистых гор и плато Колорадо. Этот район представляет собой втянутую в кайнозойское поднятие Кордильер окраину платформы, предварительно испытавшую, за исключением плато Колорадо, интенсивное погружение и накопление терригенных толщ в мелу и начале палеогена, а затем расчлененную на поднятия и впадины. На востоке этот район резко ограничен от остальной платформы разломами; на краю платформы перед ними возникли предгорные прогибы Денвер, Ретон и др. Складчатая зона хребта Брукса сопровождается с севера передовым прогибом Колвилл.

Западная, эвгеосинклиальная область Кордильер намного шире и сложнее миогеосинклиальной; она включает образования окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов, особенно активно развивавшихся с девона по палеоген и последовательно причленившихся за это время к континенту в процессе субдукции тихоокеанской коры. Площадь континента существенно возросла начиная со средней юры. Подводный вулканизм с этого времени сменился наземным; параллельно протекало формирование гранитных батолитов, крупнейшими из которых являются батолиты Берегового хребта Британской Колумбии, Сьерры-Невады и Нижней Калифорнии. Мелкие интрузивные тела в ларамийскую эпоху проникли и в миогеосинклиальную область, и даже в область Восточных Скалистых гор и смежный район платформы. Одновременно терригенно-кремнистые и вулканогенные толщи эвгеосинклинали подверглись складчато-надвиговому деформациям с общей западной, а не восточной, как в Скалистых горах вергентностью. В эту же эпоху в Канадском секторе и в смежных районах Аляски и собственно США на границе с миогеосинклиальной областью интенсивно проявился региональный метаморфизм с образованием полиметаморфических комплексов и гранито-гнейсовых куполов. Метаморфический пояс имеет общее веерообразное строение, образуя как бы раздел между западно-вергентной и восточно-вергентной зонами Кордильер. Наконец, с поздней юры на Аляске, в Канаде, в Калифорнии возникла серия межгорных впадин, заполнявшихся континентальными или морскими обломочными осадками. В олигоцене-плейстоцене деформации сжатия ограничились притихоокеанской полосой (южная и юго-



восточная Аляска, Вашингтон, Орегон). В ее тылу они сменились растяжением, достигшим наибольшего выражения в области Большого Бассейна США; тогда же образовались рифты Калифорнийского залива и Рио-Гранде. На этом фоне происходили мощные экструзии базальтов (плато Колумбия и др.), в то время как ближе к океану в Каскадных горах и на ЮЗ и ЮВ Аляске и на Алеутской дуге продолжался андезитовый вулканизм. Значительное усложнение в структуру Кордильер в основном в эту же эпоху внесли крупные коспроходные правые сдвиги — Сан-Андреас в Калифорнии, Денали на Аляске и др.

На севере система Кордильер смыкается через Чукотское и Берингово моря со структурами Северо-Восточной Азии. Зона хребта Брукса продолжается в направлении острова Врангеля, древний массив п-ова Сьюард составляет продолжение Чукотского массива, структура Центральной и Южной Аляски связана со структурами Корякии, Алеутская дуга через Командоры приходит в стык со складчатой системой Камчатки.

На юге, в Южной Мексике и Центральной Америке миогеосинклиналичная и отчасти эвгеосинклиналичная зоны Кордильер испытывают поворот к востоку, огибая с севера крупный Центральноамериканский массив (микроконтинент) докембрийских метаморфитов с сокращенным палеозойским и меловым чехлом. Достигнув Гондурасского залива, складчатая система обрывается и смещается к северу сдвигом вдоль восточного побережья Юкатанского п-ова; ее продолжение составляет архипелаг Больших Антилл. Здесь миогеосинклиналичная зона прослеживается лишь вдоль северного побережья и шельфа Кубы; с юга на нее полого надвинуты офиолиты и островодужные вулканы позднемезозойского возраста, а на юге Кубы появляются и нижнепалеогеновые вулканы. Остальные острова Больших Антилл имеют целиком энсиматическое происхождение. Главные деформации произошли в период от середины сенона до конца эоцена, т. е. тогда же, когда и на южном фланге Антильской дуги. Замыкающее звено Антильской дуги — Малые Антиллы составляют двойную вулканическую дугу — внутреннюю с вулканизмом от палеоценового до современного и внешнюю с вулканизмом до олигоцена включительно и неоген-четвертичным карбонатным чехлом. На северо-восток от этой двойной дуги протягивается юго-восточная часть желоба Пуэрто-Рико, северо-западная часть которого окаймляет восточный отрезок Больших Антилл. Южнее желоб Пуэрто-Рико мелет и расщепляется, в связи с появлением элемента третьей, невулканической дуги — острова Барбадос и его подводного продолжения, сложенных интенсивно дислоцированными глубоководными формациями палеогена, на которых несогласно и полого залегает мелководный неоген.

Таким образом, Антильская дуга с Большими и Малыми Антиллами, Береговыми хребтами Венесуэлы и Кордильерой-де-Мерида составляет одно из соединительных звеньев между Кордильерами Северной и Южной Америки. Другое такое звено, сложенное верхнемезозойским офиолитовым комплексом типа связанного с францисканской «формацией» Береговых хребтов и офиолитами на западе гор Кламат в Калифорнии, должно было первоначально протягиваться вдоль тихоокеанского побережья Центральной Америки. Однако, в настоящее время оно прервано, очевидно, в результате субдукции и отчасти движениями по трансформным разломам на участке между п-вом Нижняя Калифорния и Коста-Рикой, где Центральноамериканский массив непосредственно граничит с одноименным глубоководным желобом. Верхнемезозойский офиолитовый комплекс от Коста-Рики продолжается в Панаму, Колумбию и Эквадор, сменяясь к востоку на Панамском перешейке островодужными образованиями более молодого возраста, вплоть до миоценовых, когда заканчивалось формирование перешейка



и отделение Карибского бассейна от Тихого океана. На границе структур перешейка с Центральноамериканским массивом в Никарагуа и Сальвадоре простирается мощная цепочка молодых вулканов; другая такая цепочка пересекает северную часть массива в Мексике.

Обратимся теперь к последнему и наименее отчетливо выраженному складчатому геосинклинальному поясу фанерозоя — Арктическому. Наиболее четко он представлен на северной периферии Северной Америки и Азии. В Северной Америке к нему относится Иннуитская складчатая геосинклинальная система среднепалеозойского возраста. Ее внутренняя, более древняя метаморфическая зона с байкальским ядром обнажена на о. Элсмир, а более широкая внешняя миеосинклинальная зона занимает среднюю полосу Канадского Арктического архипелага, отделяясь широтной зоной разломов от северного склона Канадского щита. Карбонатно-терригенные отложения миеосинклинали смяты в умеренно сжатые складки в конце девона-начале карбона. На востоке, по другую сторону разлома, отделяющего о. Элсмир от Гренландии, Иннуитская система представлена Северо-Гренландской миеосинклинальной складчатой зоной, состав отложений которой в общем сходен, но возраст деформаций несколько более древний — календонский, даже раннекаледонский.

На западе Иннуитская система вероятно продолжается в пределы шельфа моря Бофорта, и ее образования вновь появляются на севере Аляски, где вскрыты бурением в северном крыле прогиба Колвилл, сопряженного с более южной и более молодой, ларамийской (но с проявлениями более ранних деформаций, начиная с акадских) складчатой системой Брукса, которая также входит в Арктический пояс. Выше уже говорилось о связи системы Брукса со структурами о. Врангеля, которые принадлежат к Новосибирско-Чукотской системе того же Арктического пояса, заложеной, вероятно, еще в позднем докембрии, судя по обнажениям байкальского метаморфического комплекса на о-вах Врангеля и Б. Ляховском (Новосибирские о-ва). Однако, наиболее активный период развития этой системы начался, очевидно, в позднем палеозое, когда в ее южной части образовалось пространство с океанической корой, документированное офиолитами Б. Ляховского, бассейна Анюя и южного склона хр. Брукса. В орогенный период развития Новосибирско-Чукотская система вступила в конце юры-начале мела, а ее Североаляскинское продолжение — в конце мела. Микроконтинент массивов Восточной Чукотки и п-ова Сьюард может представлять реликт континентальной перемычки между Арктическим и Тихоокеанским поясами. Западнее Новосибирско-Чукотская система ограничена с юга Колымо-Омолонским срединным массивом, отделяющим ее от Верхояно-Чукотской системы. На севере Новосибирско-Чукотская система обрамляет реликты Гиперборейской платформы, сохранившиеся в северо-восточной части Новосибирских островов, на севере Восточно-Сибирского и Чукотского морей, в пределах Чукотского плато и хр. Менделеева (?). Можно предполагать, что североамериканская часть Арктического пояса располагалась между Гиперборейским и Североамериканским кратонами.

К западу от Новосибирских островов звеном Арктического пояса можно считать байкалиды Сев. и киммериды Южн. Таймыра, являющиеся в то же время северо-западной ветвью Верхояно-Чукотской складчатой системы. Далее к западу в Арктику выходит северное окончание Урало-Охотского и Атлантического поясов, обнаруживающих здесь признаки вырождения. Поворот структур на севере Новой Земли на восток, их возможная связь со складчатой зоной севера Северной Земли намечают переход от Урало-Охотского пояса к Арктическому, в то время как Северо-Гренландские и Шпицбергенские каледо-



нды оказываются вторично разделенными разломами трансформного типа.

В целом для Арктического пояса характерно заложение в рифее и активное развитие на байкальском этапе, сменившееся значительно менее активным (почти повсеместно господство миогеосинклинальных образований) на каледонском, везде, однако, завершившемся деформациями. Далее активизация в позднем палеозое-раннем мезозое с заключительными деформациями и гранитообразованием в конце юры-начале мела, после чего в Арктическом сегменте господствовали процессы деструкции, приведшие к образованию Арктического океана.

### 1.3. СТРУКТУРА ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛИТ

Параллельно с отмиранием протоорогенного режима на отдельных участках геосинклинальных поясов фанерозоя шло их вовлечение в плавные опускания, которому обычно предшествовала своеобразная форма рифтогенеза — тафрогенез с образованием многочисленных грабенов — аналогов ранних авлакогенов древних платформ. Общее погружение складчатого фундамента молодых платформ с отложением сплошного осадочного чехла достигло своего максимального развития в юре, одновременно с началом образования впадин молодых океанов. Этот осадочный чехол не ограничивается в своем распространении континентальной сушей, а продолжается обычно в пределы шельфа и шельфовых морей.

В Северной Америке наиболее крупной областью распространения молодого, начиная с юры, осадочного чехла является область Мексиканского залива, от п-ова Юкатан на юго-западе до п-ова Флорида на северо-востоке и далее до Приатлантической равнины США. Начиная с широты Нью-Йорка, эта область ограничивается в основном лишь подводной окраиной континента, окаймляя Северные Аппалачи (где имеются отдельные останцы верхнепалеозойского чехла) и остров Ньюфаундленд (с нижнепалеозойским чехлом на п-ове Авалон). Основание этой Примексиканско-Приатлантической плиты в основном герцинское, но местами, в частности, на Авалоне и, вероятно, на Юкатане и во Флориде, более древнее, вплоть до байкальского, а на севере в США и Приморских провинциях Канады — позднекаледонское. Наибольшей мощности — 10—12 км, местами, возможно, больше, чехол достигает на непосредственной периферии Мексиканского залива, а также на краю Атлантической подводной окраины континента. В Приатлантической области в основании чехла известны поздне триасовые грабены, в Примексиканской области разрез начинается с эвапоритовой формации, которой обязаны своим существованием многочисленные соляные купола и валы, внедренные в более молодые осадки. При общем господстве в чехле мелководных морских песчано-глинистых осадков наблюдается их замещение к югу (Флорида, Юкатан) шельфовыми карбонатными. В раннем мелу Мексиканский залив и Флорида окаймлялись мощными барьерными рифами, отделявшими область глубоководного осадконакопления.

Второй, значительно меньшей областью развития чехла в Северной Америке является арктическая окраина континента. Северо-западную часть Канадского Арктического архипелага занимает синеклиза Сведрупа, наложенная на Иннуитскую складчатую систему. Ее разрез начинается с эвапоритовой формации нижнего карбона, с которой связаны проявления соляной тектоники, и включает верхний палеозой и мезозой в шельфовых и паралических фациях. Несогласно как на складчатое основание, так и на синеклизу Сведрупа ложится моноклиналная полоса верхов мела и кайнозоя на крайнем северо-западе архипелага, погружающаяся в направлении моря Бофорта. Продолжение



этой полосы наблюдается в дельте р. Маккензи и на северном побережье Аляски, где ее разрез начинается с триаса.

В Европе наиболее крупной областью, покрытой молодым чехлом, является Североморско—Среднеевропейская мегасинеклиза, охватывающая Северное море с его Британским побережьем, Польско-Германскую низменность, Датские о-ва и прилегающий участок Балтийского моря. Она возникла на разновозрастном основании—от гренвильского (Южная Дания) до байкальского (Мидленд?), каледонского (на севере) и герцинского (на юге). Соответственно изменяется и возраст основания осадочного чехла, начинающегося нижним палеозоем в английском Мидленде и Северной Дании, средним палеозоем на юге погруженной части Британских каледонид и отложениями цехштейна на большей южной части мегасинеклизы. Соленосная формация цехштейна определила широкое развитие соляной тектоники (купола, валы) во всей центральной и южной частях мегасинеклизы. Для североморской части впадины характерно развитие осевого рифта меридионального простирания, к границам которого приурочены брахиантиклинальные поднятия. На севере этот рифт открывается в Атлантику, а в кайнозое на него наложилась впадина, примерно отвечающая современной конфигурации бассейна.

В пределах остальной части Западной и Центральной Европы осадочный чехол слагает отдельные небольшие впадины («бассейны») или плитообразные участки, разделенные поднятиями в новейшее время блоками—массивами герцинского или более древнего фундамента. Это Парижский и Аквитанский «бассейны», Иберийская и Южногерманская плиты и более мелкие структуры.

На северо-востоке к Восточно-Европейскому кратону примыкает Тимано-Печорская плита, байкальский фундамент которой обнажается в Тиманском кряже, а чехол начинается с ордовика-силура и сложен в основном средним и верхним палеозоем. Для этой плиты характерно развитие сложных валов тиманского, СЗ простирания, возникших в позднем палеозое над инверсировавшими глубокими нижне-среднепалеозойскими авлакогенами. На северо-востоке, в области Большеземельской тундры, возможно присутствие в фундаменте дорифейского массива.

Байкальским фундаментом, также с включением более древних глыб, обладает и Мизийская плита, отделенная от Восточно-Европейского кратона Добруджинской герцинской и раннекиммерийской складчатой системой, и в новейшей структуре выраженная Валахской депрессией и Северо-Болгарским сводом.

С юга Восточно-Европейский кратон обрамляется Скифской платформой, простирающейся от Молдавии до Каспийского моря, и здесь переходящей в Туранскую платформу. Чехол обеих этих платформ начинается на большей части их площади с юрских отложений и включает довольно мощный мел и кайнозой. Фундамент, как и у других молодых платформ, весьма гетерогенный—он состоит из байкальских и даже, возможно, добайкальских (Северный Устюрт) глыб, переработанных в палеозое и разделенных линейными зонами герцинской, а на северо-востоке—каледонской складчатости. Кроме того, в теле фундамента имеются своеобразные прогибы или грабены, выполненные складчатым триасом, в той или иной степени испытавшие инверсию; в горном Мангышлаке подобная зона выходит на поверхность. Как правило, на древних массивах развиваются крупные пологие более или менее изометричные поднятия—антеклизы и своды (Каракумское, Ставропольское?) или впадины—синеклизы (Северо-Устюртская, Восточно-Туркменская), а над герцинскими или раннекиммерийскими складчатыми зонами—системы сравнительно резких дислокаций, носящие в известной мере унаследованный характер. Скифско-Ту-



ранская платформа, кроме того, пересекается двумя крупными зонами разломов. Одна из них, ЗСЗ-ВЮВ простирания, прослеживается от южного ограничения Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса через Мангышлак в направлении южной границы Тянь-Шаня, другая, меридионального простирания, от южного окончания Урала через Аральское море к западному погружению Копет-Дага и далее в пределы Альпийского пояса; это т. н. Урало-Оманский линеймент.

Туранская платформа соединяется на северо-востоке через Тургайский прогиб между Уралом и Центрально-Казахским массивом с Западно-Сибирской платформой (плитой, мегасинеклизой), занимающей пространство от Урала до Енисея, от Центрального Казахстана до Новой Земли. Чехол этой платформы также начал формироваться в юре и сложен мощной толщей юрско-кайнозойских песчано-глинистых, в основном мелководно-морских, а по периферии, в низах и верхней части — континентальных отложений. В основании чехла установлена система тафрогенных грабенов, выполненных триасом и низами юры, с участием основных вулканитов. Фундамент в западной трети плиты — герцинский, на севере, в центре и на востоке — в основном байкальский, частично, возможно, более древний, на юге — каледонский, герцинский, салаирский, в зависимости от того, какие зоны Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области уходят здесь в пределы Западно-Сибирской плиты. Структура чехла плиты характеризуется очень пологими изгибами, очевидно, в связи с большой удаленностью от зон активных деформаций.

Южно-Китайская платформа отделена от более древней Северо-Китайской складчатой системой Циньлина и ограничена на юго-западе Тибетско-Вьетнамскими ранними киммеридами, а на востоке — каледонидами Катазии. Ее фундамент, в основном раннебайкальский, с более древними элементами, выступает на востоке и юго-западе. Чехол палеозойский, участками также мезозойский, испытал довольно интенсивные деформации ССВ простирания.

На востоке Азиатского континента имеется несколько разобщенных участков развития молодых, в основном позднемезозойских-кайнозойских чехлов, относительно небольших по площади. Часть из них располагается в пределах прибрежных равнин и шельфов морей Северо-Востока СССР (Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское), другая часть наложена на восточное окончание Урало-Охотского пояса и, в частности, на Хингано-Буреинский массив (Зее-Буреинская впадина, синеклиза Сунляо, Тамцаг-Далайнорская впадина), а также на складчатую систему Юго-Восточного Китая (байкалиды, каледониды). В пределах южных континентов следует упомянуть Патагонскую плиту к югу от Южно-Американского кратона, с фундаментом каледонско-герцинского возраста, расчлененную на субширотные прогибы (Рио-Колорадо-Рио-Негро, Чубут-Сан-Хорхе) и промежуточные поднятия (Десеадо и Санта-Крус); эпигерцинскую плиту Магриба (Марокканская и Алжирская Месетта) на северо-западе Африки, с обособившимися внутри нее внутриплитными складчатыми горными сооружениями Высокого и Среднего Атласа, возникшими на месте юрско-меловых глубоких прогибов; и наиболее крупную из всех, плиту или мегасинеклизу Большого Артезианского бассейна Австралии, западным краем наложенную на древнюю платформу и состоящую из нескольких частных впадин субмеридионального простирания. В Восточной Австралии располагаются еще три значительные мелкайнозойские впадины — залива Карпентария на севере, Меррей и Бассова пролива — на юге. Северный борт впадины Бассова пролива осложнен разломами и частными прогибами. Наконец, в Антарктиде также существуют две крупные впадины, выполненные мощным молодым чехлом — морей Уэдделла и Росса.



## Глава II. ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРОСТРАНСТВА

По особенностям тектонического строения четыре океана Земли — Тихий, Индийский, Атлантический и Арктический — обладают как чертами сходства, так и различия. Сходство заключается в их общей связи с мировой системой внутриокеанических подвижных поясов, представляющих собой оси разрастания океанической коры в мезозое и кайнозое, а также в характерных элементах структуры и глубинного строения, как собственно поясов, так и обрамляющих их внутриокеанических плит. Последнее определяется мощностью коры и ее составом, наличием систем трансформных разломов, рассекающих пояса и плиты, стратиграфическим диапазоном вулканогенно-осадочного чехла и в несколько меньшей степени структурным планом его подошвы.

Черты различия вызваны специфическим для каждого океана структурным положением внутриокеанических подвижных поясов и их соотношением с древними осями разрастания океанической коры, распространением в пределах внутриокеанических плит участков раннемезозойской океанической коры, взаимосвязью плит с современными активными окраинами, соотношением систем разломов (включая трансформные) со структурами континентов и зон перехода от континентов к океанам, наличием и особенностями тектонических элементов второго порядка — вулканогенных, сводовых и глыбовых поднятий (близких по генезису, но обладающих и чертами различия, пока еще недостаточно выясненными), и, наконец, распределением суммарной мощности и формационным составом вулканогенно-осадочного чехла.

Тектонике океанических пространств было посвящено много публикаций в отечественной и зарубежной литературе. Материалы карты, в отличие от этих работ, дают возможность не только качественного, но и количественного описания их строения.

### II.1. ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан по совокупности признаков резко отличается от других океанов Земли. Различие определяется: весьма значительной, самой большой среди океанов площадью; сдвинутым к юго-востоку и востоку, но отнюдь не срединным положением внутриокеанического подвижного пояса — **Восточно-Тихоокеанского хребта** (поднятия); обрамлением практически по всему периметру активными океаническими окраинами, представленными почти кольцевой системой глубоководных желобов с сопутствующими островными и горными дугами, а также сейсмофокальными зонами Вадати-Заварицкого-Беньофа; крайне высоким уровнем современной вулканической активности — толентовой во внутренней области Тихого океана, щелочно-толентовой и известково-щелочной на активных окраинах; существенной гетерогенностью строения океани-



ческого ложа. Некоторое исключение представляет лишь регион антарктического обрамления Тихого океана, являющийся пассивной океанической окраиной, но все же с проявлениями современного известково-щелочного вулканизма и слабой сейсмичности.

Гетерогенность собственно океанического ложа выражается прежде всего в наличии трех различных по тектоническому строению областей: западной, восточной и юго-восточной. В пределах каждой из них также имеются неоднородности, но низшего порядка. Тем не менее, строение Тихого океана во многом контролируется основным тектоническим элементом восточной области — Восточно-Тихоокеанским подвижным поясом, в морфологическом отношении выраженным одноименным хребтом.

Главная, восточно-тихоокеанская ось спрединга обладает рядом ответвлений: на юго-западе, в Тасмановом море; на юго-востоке, в море Скоша и Чилийской котловине (Западно-Чилийский хребет); на востоке, между Перуанской и Гватемальской котловинами (Галапагосский хребет), на северо-востоке, в Калифорнийском заливе; на севере (хребты Горда и Хуан-де-Фука).

Абсолютные отметки рельефа дна в осевой части Восточно-Тихоокеанского хребта повсеместно около — 2500—3000 м, но на отдельных возвышенностях уменьшаются до — 900—1500 м. Подножие склонов отчетливо трассируется по изобате 4000 м, а глубины дна в обрамляющих океанических котловинах достигают 5000—5500 м. Порой они увеличиваются более чем до 6000 м. Таким образом, амплитуда воздымания хребта над окружающими котловинами весьма велика, изменяясь от 2000 до 3000—4000 м.

Простиране структур Восточно-Тихоокеанского хребта отчетливо отражается в линейных аномалиях магнитного поля. Осевая зона располагается между аномалией 2 по шкале Вайна-Метьюза-Хейртцлера, что соответствует образованиям плейстоцена. На склонах хребта выявлены аномалии от 3 до 6, а в ряде блоков до 13—16 или, другими словами, до эоценового возраста включительно, что подтверждено глубоководным бурением. Таким образом, начальная стадия образования Восточно-Тихоокеанского хребта была неодновременной на разных участках и приходилась на поздний эоцен, олигоцен и иногда ранний миоцен. Ответвления хребта также разновозрастны. В Тасмановом море оно возникло в позднем мелу, в море Скоша в позднем эоцене-олигоцене, Галапагосский хребет сформировался в миоцене, в Калифорнийском заливе ответвление хребта образовалось в плиоцене, одновременно с хребтами Горда и Хуан-де-Фука. Время возникновения Западно-Чилийского хребта — поздний миоцен-плиоцен. На участке между Западно-Чилийским и Галапагосским ответвлениями осевая зона Восточно-Тихоокеанского хребта сформировалась за счет растяжения, вероятно, раннепалеогеновой оси разрастания океанической коры, сдвинутой ныне к востоку, в центр Перуанской котловины. В современном структурном плане северным продолжением упомянутой древней оси разрастания является часть Восточно-Тихоокеанского хребта, находящаяся к западу от Кордильер Северной Америки.

Субпараллельными трансформными разломами Восточно-Тихоокеанский хребет и его ответвления рассечены на отдельные блоки, сдвинутые по отношению друг к другу. Сдвиги генетически отличны от аналогичных дислокаций на континентах, поскольку обусловлены смещением в пространстве оси разрастания океанической коры, а также изменением скорости ее разрастания во времени и пространстве. Амплитуда сдвигов устанавливается по расположению разновозрастных магнитных аномалий по разные стороны от трансформного разлома, а также по контурам распространения палеогеновых и меловых отло-



жений. Последнее ныне с достоверностью установлено глубоководным бурением. В конце позднего мела скорость разрастания коры составляла в различных блоках от 3 до 10 см/год и амплитуда смещения изменяется соответственно от 50—60 до 750 км. В палеогеновое время минимальная скорость разрастания возросла до 5 см/год, а максимальная уменьшилась до 8,5 см/год. Соответственно амплитуда смещения изменяется от 50 до 700 км, при наиболее частом значении 350—400 км. В неоген-плейстоцене скорость разрастания была крайне неравнозначной в отдельных блоках Восточно-Тихоокеанского хребта — минимальной в Калифорнийском заливе — 1,5 см/год и максимальной на юге, где достигла 6—8 см/год. Аналогичным образом амплитуда смещения изменяется от 20—30 до 250—300 километров.

Трансформные разломы контролируют не только главенствующие черты тектоники хребта и его ответвлений, но и по сути дела ложе Тихого океана в целом. Будучи повсеместно поперечными к структурам хребта, они в большинстве случаев внедряются далеко в пределы океанических плит, а порой находят непосредственное продолжение в тектонических элементах обрамления ложа Тихого океана. Кроме того, они имеют различную ориентировку — преимущественно северо-западную в юго-восточной и северной частях Восточно-Тихоокеанского хребта и субширотную в восточной и северо-восточной. К первой системе относятся такие известные разломы, как Элтанин и Чилийский, ко второй — Мендосино, Меррей, Клипертон, Галапагосский и другие.

Геолого-геофизическими исследованиями в зонах разломов Элтанин и Галапагосском был изучен состав пород, слагающих Восточно-Тихоокеанский хребет. В верхах залегают оливин-пироксен-плагноклазовые базальты, характеризующиеся скоростями сейсмических волн до 3,5 км/с. Далее базальт-долеритовый дайковый комплекс со скоростями до 5,5 км/с. В низах габброидный комплекс, которому соответствуют скорости в 6,8 км/с. Существовало, что в зоне разлома Элтанин под габброидами были встречены гарцбургиты и лерцолиты, а также амфиболитовые сланцы.

Протяженность многих трансформных разломов в Тихом океане превышает 1500—2000 км. На юго-востоке они входят в глобальную систему линеаментов, протягивающуюся от западного ограничения Тасманово-Юрской котловины через Антарктический континент. По сути дела, на продолжении трансформных разломов северо-западной ориентировки находятся нарушения, ограничивающие «микроконтиненты» в юго-западном секторе обрамления ложа Тихого океана — подводные хребты Норфолк и Лорд-Хау, а также Новогейбридскую островную дугу и некоторые другие структурные элементы. Разлом Элтанин и тяготеющие к нему нарушения протягиваются до обрамления моря Скоша. Здесь они ограничивают раннекиммерийские комплексы Шетландских островов, включая рифт Брамсфильд, и позднекиммерийские комплексы южного продолжения Анд. Чилийский разлом, напротив, пересекает всю центральную часть Тихого океана вплоть до поднятия Бородино и как бы делит океаническое ложе на две неравные части — северо-восточную и юго-западную, несколько отличающиеся по глубинному строению. Это обстоятельство дало основание Л. И. Красному назвать систему Чилийского разлома и его продолжения Главным Тихоокеанским георазделом. Значение северо-западной системы трансформных разломов в тектонике Тихого океана заключается и в том, что именно с этой системой, испытывающей значительную виргацию к северо-западу, связано большинство вулканогенных хребтов — одного из наиболее характерных элементов строения западной части Тихого океана. Вулканогенные хребты, в свою очередь, образуют две разновозрастные группы. Более древняя, мел-палеогеновая, контролируется разломами северо-западной ориентировки, а секущая, неогеновая, далеким про-



должением к запад-северо-западу субширотных трансформных разломов.

Субширотные трансформные разломы обладают меньшими связями со структурами обрамления, поскольку большинство из них обрывается у континентального склона Северной Америки. Тем не менее, отдельные из них не только пересекают Кордильеры, но и могут быть прослежены на Северо-Американской платформе. К западу от Восточно-Тихоокеанского хребта субширотные разломы испытывают слабый дугообразный разворот к югу, где контролируют сдвиговые смещения отдельных блоков вулканогенных хребтов, а также юрско-раннемеловой коры в океанических впадинах.

Строение двух областей обрамления Восточно-Тихоокеанского хребта существенно различно. **Юго-восточная область** занимает небольшую площадь и как бы зажата между хребтом с одной стороны, и Южно-Американским и Антарктическим континентами с другой. В этой области получает преимущественное распространение океаническая кора кайнозойского возраста. Блоки позднемеловой коры имеются лишь на юге, располагаясь между Восточно-Тихоокеанским и Западно-Чилийским хребтами на севере, а также Антарктическим континентом на юге. Западная область охватывает подавляющую часть пространства Тихого океана. Участки древних океанических плит (Феникс, Тихоокеанская, Кула), сохранившихся донныне, слагает главным образом мезозойская кора юрско-мелового возраста. Блоки раннекайнозойской, палеогеновой коры представляют собой относительно узкое обрамление западного склона Восточно-Тихоокеанского хребта. Мезозойская кора на востоке Тихого океана была пододвинута под Американские континенты и уничтожена. В пользу этого мнения свидетельствуют значительные масштабы мезозойско-кайнозойского вулканизма в Кордильерах и Андах и отсутствие мощных осадков почти вдоль всего побережья обеих Америк.

Еще одна характерная черта различия заключается в широком распространении в западной области вулканогенных хребтов, сводовых и глыбовых поднятий океанической коры различного генезиса, представляющих собой единичное явление в юго-восточной области. Соответственно, западная область характеризуется существенно большей гетерогенностью по сравнению с юго-восточной.

Юго-восточная область в структурном отношении представляет собой серию из четырех-пяти относительно пологих впадин, приуроченных к океаническим котловинам — Гватемальской, Перуанской и Беллинсгаузена, а также к морю Скоша. Впадины отделены друг от друга упоминавшимися выше ответвлениями Восточно-Тихоокеанского хребта. Определенное усложнение в их строение вносят одиночные вулканогенные (Галапагосский) хребты и сводовые (например, Наска) поднятия. Подошва чехла погружается от отметок — 3880—4450 м на склонах Восточно-Тихоокеанского хребта до — 5000 м во впадинах. В сводовых поднятиях эта подошва может располагаться на отметках — 2270 м (вал Кокос). Наиболее погруженные, глубже 5000 м, блоки находятся лишь в краевых частях впадин, вблизи глубоководных желобов или континентального подножия, являющихся их восточным обрамлением. В очертаниях самых погруженных блоков имеются элементы сдвиговых смещений, которые отражены в аномалиях магнитного поля и контролируются поперечными разломами. Последние относятся здесь к двум типам — трансформным и трансконтинентальным. Выделение второго типа разломов является несколько условным, поскольку они местами пересекают структуры Южно-Американского и Антарктического континентов и прослеживаются в Атлантическом и Индийском океанах вновь в качестве трансформных нарушений. Следовательно, они являются лишь элементами единой глобальной сети разломов Земли. Чехол



рассматриваемой области представлен туфогенными и туфогенно-терригенными слабоуплотненными осадками олигоцен-плейстоценового, а на отдельных участках миоцен-плейстоценового возраста. На подавляющей части площади впадин их мощность не более 500—800 м. Только в отдельных случаях, вблизи Центрально-Американского желоба или у южного окончания Чилийского желоба, а также на востоке моря Скоша мощность возрастает до 2—5 км. Наиболее интенсивным процесс осадконакопления был в районе южной оконечности Чилийских Анд и к северу от байкальско-раннекимерийских комплексов Антарктанд. В первом случае он обусловил компенсацию образования отдельных участков Чилийского желоба осадконакоплением, а во втором — формирование периокеанического прогиба Беллинсгаузена, где «базальтовое» ложе чехла опущено до глубин более 7,5 км, а мощность осадков позднемелового-кайнозойского возраста превышает 5 км.

Строение **западной области** характеризуется как распространением тектонических элементов разного типа, так и существенной неоднородностью океанической коры. Последнее устанавливается по характеру аномального магнитного поля, где наряду с полосовыми аномалиями имеются участки так называемого выравненного или спокойного магнитного поля. Полагают, что подобные участки являются реликтами древней океанической коры, сохранившимися при изменении положения в пространстве осей ее разрастания.

Собственно полосовые аномалии образуют в рассматриваемой области как бы две системы. Первая, позднемеловая-эоценовая, представленная аномалиями от 15 до 32, обрамляет склоны Восточно-Тихоокеанского хребта и на севере испытывает резкий разворот к западу вдоль простирания Алеутского желоба. Вторая, позднечетвертично-раннемеловая система индексируется аномалиями от М-1 до М-22. Эта более древняя система аномалий прослежена в океанических котловинах, ограниченных Гавайским и Центрально-Полинезийским вулканогенными хребтами с одной стороны и Маршалловым с другой. Одновременно полосовые аномалии представляют собой как бы раздел между западными и восточными участками спокойного магнитного поля.

По различиям в простирании и возрасте полосовых аномалий намечаются три крупных тектонических блока. Самый южный из них отличается субширотным простиранием аномалий с индексами от М-1 до М-10, а также залеганием осадков раннемелового возраста на базальтах второго слоя океанической коры. Промежуточный блок характеризуется северо-западной ориентировкой аномалий с индексами от М-11 до М-22. Крайний, северо-западный блок представляют две группы аномалий юго-западной ориентировки, поперечной к Японскому и Марианскому глубоководным желобам. Эти две группы смещены относительно друг друга по трансформному разлому. Индекс аномалий северной группы от М-1 до М-8, что указывает на раннемеловый возраст коры. Группа аномалий, находящихся южнее, датировки не имеет, но, по-видимому, более древняя, поскольку бурением вскрыты осадки поздней юры.

Кроме гетерогенной и разновозрастной океанической коры, а также существенной перестройки структурного плана в конце мезозоя-палеогене особенностью строения западной области является наличие многочисленных приподнятых тектонических элементов различного типа: краевого Новозеландского плато с континентальной корой; поднятий с утолщенной океанической корой (Онтонг-Джава, Манихики, Магелланово, Шатского, Бородино, Маркус); протяженных вулканогенных хребтов; внутриокеанических глубоководных желобов. Сложная мозаика приподнятых и опущенных структур (кроме Новозеландского плато) возникла здесь, вероятно, в итоге дробления и растяжения в юрско-меловое время обширного внутриокеанического поднятия Дарвина, вы-



деленного впервые Г. Менардом. Отражением растяжения поднятия Дарвина и новообразования океанической коры являются рассмотренные выше полосовые аномалии с индексами от М-1 до М-22 и даже, как выяснилось после составления карты, до М-29. При этом, в раннем мезозое имело место тройное сочленение осей разрастания океанической коры, находившееся значительно западнее Восточно-Тихоокеанского хребта.

В палеотектоническом аспекте поднятие Дарвина было высоко приподнято над дном океана, поскольку мелководно-морские отложения вскрыты бурением в ряде пунктов: на поднятии Магеллана позднеюрского возраста; на поднятиях Манихики и Онтонг-Джава апт-среднеэоценового возраста; во впадине Науру (Восточно-Марианская котловина) альбского возраста.

Структурный план вулканогенно-осадочного чехла западной области в целом относительно простой. В первом приближении он представляет собой весьма пологую моноклираль, наклоненную к западу и северо-западу. Поднятиями различного генезиса моноклираль расчленена на замкнутые и полузамкнутые впадины, где подошва вулканогенно-осадочного чехла погружена до отметок —5200—5300 и более —6000 м. Вблизи глубоководных желобов эта подошва опущена глубже 7500 м. Напротив, отметки рассматриваемой поверхности в пределах поднятий составляют около —2300—2800 м. В ряде случаев, как например, у желоба Кермадек-Тонга, зона опусканий обрамлена протяженным поднятием с отметками менее —5000 м. К подобной категории структурных элементов относится и вал Зенкевича, расположенный с океанической стороны Курило-Камчатского желоба.

В составе чехла, выделенного по скоростям сейсмических волн 2,0—5,5 км/с, присутствуют отложения от юрского до кайнозойского возраста, а вблизи Марианского желоба, возможно и более древние образования. Область распространения доюрских комплексов выделена на карте в контурах участка спокойного магнитного поля. В чехле среди типично осадочных терригенных и карбонатных образований присутствуют многочисленные вулканогенные пласты и пачки. Его суммарная мощность не превышает 1 км и лишь иногда в зонах поднятий возрастает до 5 км и более, что обусловлено преобладанием в разрезе вулканогенных образований.

Особенности аномального магнитного поля в совокупности с данными глубоководного бурения дали возможность проследить контуры распространения разновозрастных комплексов в чехле — палеогенового, поздне мелового, раннемелового и юрского. В сопредельных блоках эти контуры смещены по трансформным разломам. Палеогеновый комплекс залегает и на западном склоне Восточно-Тихоокеанского хребта. Граница осадков позднего мела прослеживается к западу от его подножия, но они распространены почти по всей западной области Тихого океана. Ареал распространения раннего мела почти на всем протяжении совпадает с зоной вулканогенных хребтов, находящихся на продолжении Чилийского разлома. Осадки позднеюрского возраста занимают относительно небольшую площадь, а граница их распространения, также как и предполагаемого доюрского комплекса, ориентирована поперек простираения Японского и Марианского желобов.

Таким образом, основные черты тектоники Тихого океана контролируются, прежде всего, длительным процессом разрастания океанической коры, характеризовавшимся неоднократным изменением положения в пространстве осей спрединга. Трансформные разломы частично приспособлялись к глобальной системе нарушений, а большая часть океанической коры, сформировавшейся до поздне меловой эпохи включительно, была поглощена в зонах субдукции. Последнее особенно показательно для юго-восточной области Тихого океана.



Разрастание океанической коры сопровождалось новообразованием вулканогенных хребтов при ее продвижении над «горячими точками» в мантии, а также постепенным дифференцированным погружением поверхности базальтового фундамента по мере охлаждения литосферы в пределах внутриокеанических плит.

## II.2. ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Индийский океан отличается от Тихого характером обрамления, представленного почти по всему периметру глыбами древних платформ, обломков Гондваны — Антарктической, Африкано-Аравийской, Индостанской и Австралийской. На стыке океанической и континентальной земной коры здесь находятся своеобразные структуры земной коры — пассивные океанические окраины. К активной окраине относится лишь относительно небольшой северо-восточный район, отвечающий Яванскому глубоководному желобу совместно с сопровождающей его Никобар-Андаман-Суматринской островной дугой.

Специфика строения рассматриваемого океана заключается также в тройном сочленении Индоокеанского внутриокеанического подвижного пояса, состоящего из трех хребтов (с востока на запад): Австрало-Антарктического: Аравийско-Индийского и Африкано-Антарктического (его северо-восточный отрезок имеет название Западно-Индийского хребта). В свою очередь, северо-западным продолжением Аравийско-Индийского хребта является зона поднятий океанической коры в Аденском заливе и рифт Красного моря. В генетическом плане это продолжение аналогично ответвлению Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса в Калифорнийском заливе с внутренним рифтом Скалистых гор. Однако, раздвиговые деформации здесь испытали не складчатые геосинклинальные горные сооружения, а байкальские и добайкальские метаморфические комплексы фундамента древней платформы.

Океанические плиты, расположенные к западу, северо-востоку и югу от системы трех хребтов, представляющих Индоокеанский внутриокеанический подвижный пояс, обладают скорее различиями, а не сходством строения. Сходство заключается пожалуй лишь в трех признаках: мощности океанической коры; закономерной связи с пассивными окраинами периокеанических прогибов с мощным вулканогенно-осадочным чехлом; едином стратиграфическом диапазоне этого чехла в глубоководных котловинах (в области континентальной коры на шельфе и склоне этот диапазон может быть несколько различным). Таким образом, Индийский океан характеризуется не меньшей гетерогенностью строения, чем Тихий. Все это является отражением сложности общего процесса разрастания океанической коры в мезозое и кайнозое, происходившего не только в различных отрезки времени, но обладавшего индивидуальными чертами в отдельных сегментах Земли.

Собственно **Индоокеанский внутриокеанический подвижный пояс** в морфологическом отношении неоднороден. Его юго-восточная часть, выраженная Австрало-Антарктическим хребтом, представляет собой широкое (до 2200—2400 км) весьма пологое поднятие. Абсолютные отметки рельефа дна составляют в его пределах от 4000 до 3000 м и лишь на отдельных участках уменьшаются до 1800—2000 м. Аравийско-Индийский — представляет собой более резкое образование, поскольку при аналогичных глубинах дна его ширина не превышает 750—900 км. На продолжении этого хребта в Аденском заливе глубины дна, как правило, менее 3000 м, а на отдельных возвышенностях составляют даже 400—500 м. Африкано-Антарктический хребет в контуре изобаты 3000 м имеет ширину от 250 до 500 км. Поднятия с отметками поверхности дна менее 2000 м единичны. Рифтовые грабены осевой зоны име-



ются лишь в пределах Африкано-Антарктического хребта и отсутствуют в остальных частях Индоокеанского подвижного пояса.

Аномальное магнитное поле Индоокеанского подвижного пояса и океана в целом весьма своеобразно. Полосовые аномалии, трассирующие хребты, имеют индексы от 5 до 9—11, что соответствует олигоцен-миоцену. Более древние аномалии с индексами от 20 до 30 (ранний эоцен-кампан) распространены за пределами хребтов на океанических плитах. При этом они оказываются поперечными к аномалиям Аравийско-Индийского и Африкано-Антарктического хребтов. Все это свидетельствует о двух обстоятельствах — изменении положения во времени и пространстве оси разрастания океанической коры, некотором запаздывании во времени (на 5—6 млн. лет) стадии интенсивного образования Индоокеанского подвижного пояса по отношению к Восточно-Тихоокеанскому поясу.

Трансформные разломы, рассекающие хребты, имеют различную ориентировку на отдельных участках. На востоке Австрало-Антарктического хребта она субмеридиональная, совершающая, по мере продвижения к северо-западу, плавный разворот в северо-восточном направлении. Подобная ориентировка трансформных разломов сохраняется и на всем протяжении Аравийско-Индийского хребта. Напротив, в пределах Африкано-Антарктического хребта трансформные разломы имеют преимущественно северо-западную ориентировку, изменяющуюся к крайнему юго-западу на субмеридиональную. Вдоль разломов иногда прослеживаются узкие грабенообразные ущелья с отметками рельефа до — 5000—6000 м. Эти ущелья выделены на карте в качестве особой, трансформной категории глубоководных желобов (например, желоба Витязя, Мария Целеста).

Сдвиговые перемещения вдоль трансформных разломов имеют относительно небольшую амплитуду, составляющую по контуру распространения океанической коры палеогенового возраста от 50 до 250 км, но в большинстве случаев близкую к 50—100 км. Скорость разрастания океанической коры на основном этапе образования Индоокеанского подвижного пояса, в миоцен-плейстоцене, была наибольшей в пределах Австрало-Антарктического хребта, где составляла до 4,8 см/год. В Аравийско-Индийском и Африкано-Антарктическом хребтах эта скорость была приблизительно равной от 0,5 до 1,5 см/год. Существенно меньшая по сравнению с Восточно-Тихоокеанским хребтом скорость разрастания коры вызвала и небольшую амплитуду смещения ее блоков.

Подобно Тихому океану отдельные трансформные разломы пересекают не только хребты Индоокеанского подвижного пояса, но и внедряются далеко в обрамляющие океанические плиты. Последнее особенно характерно для северо-восточных разломов, рассекающих Австрало-Антарктический хребет. Многие из них протягиваются от районов шельфа Антарктиды вплоть до Яванского желоба, контролируя основные черты строения котловин Крозе и Западно-Австралийской. Северо-восточное продолжение этих разломов намечается в пределах Индо-синийско-Яванского региона и даже востока Азии в целом. Вдоль северо-восточных нарушений в этих далеких от Индийского океана районах располагаются альпийские складчатые геосинклинальные комплексы Калимантана-Палавана-архипелага Сулу, а также новейшие оси растяжения котловин внутренних морей — Сулу, Сулавеси, Южно-Китайского, Восточно-Китайского, Японского и Охотского.

Ряд северо-западных и субмеридиональных трансформных разломов Африкано-Антарктического хребта продолжается на север, в пределы Мадагаскарской и Маскаренской котловин, и на юг, в котловину Крозе. Один из них в той или иной степени связан с трансформным разломом Аравийско-Индийского хребта, вдоль которого находятся глыбовые хребты Чейн на юге и Меррей на севере. Продолжение суб-



меридиональных разломов ограничивает Мадагаскарский микроконтинент совместно с одноименным краевым плато, а также многие сводовые поднятия океанической коры в котловине Крозе, прежде всего такое крупное, как Кергелен.

На обрамлении Индоокеанского подвижного пояса находятся три области, похожие по юрско-палеогеновому возрасту океанической коры, но все же различные по особенностям строения. Южная область располагается между Африкано-Антарктическим и Австрало-Антарктическим хребтами на севере и Антарктическим континентом на юге. Северо-восточная область занимает большую часть пространства Индийского океана между Австрало-Антарктическим и Аравийско-Индийским хребтами с одной стороны, и Австралией, Яванско-Суматринской активной окраиной, Индостаном и Аравийской плитой древней платформы с другой. Западная область находится между Аравийско-Индийским и Африкано-Австралийским хребтами на востоке и Африканским континентом на западе.

**Южная область** в структурном плане относительно проста. Здесь намечаются две относительно пологие, полузамкнутые впадины, приуроченные к Австрало-Антарктической и Африкано-Антарктической котловинам. Разделом между впадинами является сводовое поднятие Кергелен, в пределах одноименного острова и о. Херд выведенное на поверхность океана. Разрез острова Кергелен слагают три серии: толleitовых базальтов; интрузивных известково-щелочных пород (габбро, трахиты, трахириолиты, эссекиты, щелочные микрограниты) и покровов андезито-базальтов, прорванных эруптивами щелочного ультраосновного состава (базанитами, лимбургитами). Весь этот комплекс является представителем магматических пород океанической коры, обязанных своим разнообразием процессам дифференциации. Его возраст по данным калий-аргонового метода — ранний олигоцен.

Данные по поднятию Кергелен в совокупности с результатами бурения и особенностями аномального магнитного поля обнаруживают, что кора юрско-мелового возраста развита, главным образом, в Африкано-Антарктической котловине. К востоку от Кергелена наличие блоков меловой коры показано на карте предположительно, а юрская кора скорее всего отсутствует.

Подошва вулканогенно-осадочного чехла залегает во впадинах на глубинах более 5 км, а его мощность не превышает одного километра. Только вблизи Антарктического шельфа предполагается увеличение мощности до 5 и более километров.

**Северо-восточная область** характеризуется, по меньшей мере двумя специфическими чертами строения — гетерогенностью океанической коры и наличием протяженных (до 5000 км) глыбовых поднятий — хребтов Мальдивского и Восточно-Индоокеанского (Девяностого градуса). Хребты сопровождаются приразломными желобами и как бы подразделяют рассматриваемую область на три района. Самый восточный из них охватывает котловины Южно-Австралийскую и Западно-Австралийскую совместно с Кокосовой, центральный соответствует Бенгальской, а северо-западный — Аравийской котловине.

Гетерогенность океанической коры, кроме наличия различных тектонических элементов (глыбовых и вулканогенных хребтов, желобов и т. д.), выражается как и на западе Тихого океана в наличии участков полосового и спокойного магнитного поля. Однако здесь, в отличие от упомянутого региона, участки спокойного магнитного поля располагаются не в центральной, а краевых частях — на севере Восточно-Индоокеанского хребта, на севере и северо-западе Бенгальской котловины, на северо-востоке Аравийской котловины. Полосовые магнитные аномалии выявлены в Южно-Австралийской, Бенгальской и Аравийской кот-



ловинах. В первом случае их индекс от 9 до 15—17 (средний эоцен-поздний олигоцен), а в двух других от 20 до 30 (ранний эоцен-кампан). Как отмечалось выше, ориентировка более древней системы аномалий поперечна к простиранию Аравийско-Индийского хребта. Указанное обстоятельство дало основание для выделения на юге Бенгальской котловины древнего, угасшего ныне центра разрастания океанической коры.

Восточный район наиболее сложный по строению в рассматриваемой области. Особенности его структуры контролируются пересечением разломов северо-западной, северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. Первые протягиваются далеко в пределы Бенгальской, Мадагаскарской и Сомалийской котловин, а затем вдоль северо-западных рифтов в тело Индостанской платформы. Эти разломы отражают, по видимому, события юрско-мелового этапа разобщения Индостана и Австралии. Соответственно, они являются наиболее древними по отношению к северо-восточным разломам, которые представляют собой продолжение трансформных нарушений, возникших в эоцене при отделении Антарктиды от Австралии. Пересечения диагональных разломов контролируют полигональные остроугольные очертания Кокосового вулканогенного хребта и ряда сводовых поднятий океанической коры в Западно-Австралийской котловине. С ними связано подводное плато Брокен с корой континентального типа, а также многочисленные приразломные желоба. Это плато торцеобразно сочленено с Восточно-Индокосовым хребтом и представляет собой структурный раздел между Западно- и Южно-Австралийскими котловинами.

Субмеридиональные разломы имеют подчиненное значение. Не исключено, что они являются реликтами трансформных нарушений мезозойской эры, поскольку поперечны к простиранию полосовых аномалий кампан-эоценового возраста. Кроме Мальдивского и Восточно-Индокосового хребтов, с ними связаны сводовые поднятия океанической коры в Бенгальской котловине.

Структурный план вулканогенно-осадочного чехла характеризуется постепенным погружением поверхности океанического фундамента в направлении к пассивным окраинам. В Южно-Австралийской и Бенгальской котловинах погружение превышает 12 км, а в Западно-Австралийской, Кокосовой и Аравийской — 7,5—10 км. На фоне этого погружения намечаются пологие воздымания и впадины амплитудой до 4—5 км, простирание которых зависит от описанных выше систем нарушений. По мере погружения нарастает мощность чехла от 1 км вблизи обрамляющих котловины хребтов до 5 км у подножия континентального склона в Западно-Австралийской, Кокосовой и Аравийской котловинах и до 10 км в Южно-Австралийской и Бенгальской котловинах. Строение склона осложнено краевыми плато (Натуралист, Эксмус), представляющих собой опущенные блоки континентальной коры.

По сути дела, у подножия континентального склона находится океаническое крыло перикокеанических прогибов (см. гл. 1). Одна из особенностей строения этого крыла заключается в том, что океанический фундамент в его пределах приподнят на 2—3 км по отношению к отдельным погруженным блокам на шельфе. Вторая определяется дискордантной ориентировкой океанического крыла по отношению к континентальному склону у Индостана, тогда как вблизи Австралии простирание тектонических и морфологических элементов преимущественно совпадают.

Стратиграфический диапазон чехла наиболее сокращен в Южно-Австралийской котловине, где контур распространения позднего мела приближен непосредственно к подножию континентального склона. Допозднемеловые осадки отсутствуют. В остальных котловинах обстановка иная, поскольку в разрезе присутствуют отложения от юрского



до плейстоценового возраста. Применительно к участкам спокойного магнитного поля не исключается и наличие доюрских отложений.

Однако, контуры распространения разновозрастных комплексов чехла существенно неоднозначны в отдельных котловинах. Осадки юрского и раннемелового комплексов занимают наименьшую площадь в Западно-Австралийской, Кокосовой и Аравийской котловинах, но почти половину площади Бенгальской котловины. Позднемеловые отложения охватывают почти всю площадь Западно-Австралийской и Кокосовой котловин, две трети площади Бенгальской котловины, но не более одной трети площади Аравийской котловины. Образования кайнозойского возраста прослеживаются от склонов хребтов Индоокеанского подвижного пояса на всей площади котловин, а также внутриплитных поднятий.

**Западная область** отличается от южной и северо-восточной, главным образом, наличием в ее центральной части двух блоков континентальной коры — микроконтинентов: одного относительно крупного по площади, Мадагаскарского, совместно с одноименным подводным хребтом, и другого, весьма небольшого, охватывающего подводное плато, являющееся цоколем Сейшельских островов. Если на Мадагаскаре распространены преимущественно архейские метаморфические комплексы, то на Сейшельских о-вах — байкальские. Последнее установлено радиохронологическим методом, который дал определение возраста в 600 млн. лет.

Полосовые аномалии магнитного поля выявлены на северо-востоке Сомалийской котловины и в Мозамбикской котловине. В первом случае они имеют согласное простирание с аномалиями Аравийско-Индийского хребта и индекс от 20 до 26 (ранний эоцен-палеоцен). Во втором — субмеридиональное простирание и раннемеловой возраст, что подтверждено бурением. Аномалии Мозамбикской котловины трассируют древнюю ось разрастания океанической коры, активную в период отделения Мадагаскара и Сейшельского плато (?) от Африканского континента.

Зона спокойного магнитного поля охватывает почти всю западную окраину рассматриваемой области от о. Сокотра до юга Мадагаскара, имея довольно сложную восточную границу. В Мозамбикском проливе строение этой зоны осложнено поперечными вулканогенными хребтами, связанными с разломами северо-западной ориентировки. В отличие от других вулканогенных хребтов (кроме собственно о. Гавайи), они характеризуются не толентовым, а щелочно-толентовым вулканизмом.

Структура области, кроме упомянутых довольно многочисленных северо-западных нарушений, контролируется также разломами субмеридиональной и северо-восточной ориентировки, являющимися продолжением трансформных разломов Аравийско-Индийского и Африкано-Антарктического хребтов. Особую роль играют дугообразные нарушения, поскольку с ними связано образование Маскаренского глыбового поднятия океанической коры. К последнему примыкают два небольших вулканогенных хребта поперечной ориентировки, различных по типу вулканизма: один — толентовому, другой — щелочно-толентовому.

Показательно, что в контуре изогипсы — 5000 м Мальдивское поднятие и Сейшельское плато образуют как бы единое целое с Аравийско-Индийским хребтом. Непосредственное примыкание к Аравийско-Индийскому хребту с востока Мальдивского глыбового поднятия обнаруживает, что образование северо-западной ветви Индоокеанского подвижного пояса происходило за счет раздвига как более древней океанической коры, так и коры континентальной (Аденский залив и Красное море).



Структурный план вулканогенно-осадочного чехла аналогичен другим областям обрамления Индоокеанского подвижного пояса. Его подошва испытывает пологое погружение в направлении к Африканскому континенту и восточной окраине Мадагаскара. На фоне этого погружения намечаются пологие воздымания и впадины, контролируемые разломами северо-западной ориентировки. Степень погружения наибольшая в Сомалийской котловине, где превышает 10 км, и наименьшая в Мадагаскарской котловине,— около 6 км. Соответственно, мощность чехла в океаническом крыле периокеанических прогибов составляет в Сомалийской котловине более 10 км, а в остальных случаях от 2 до 5—7 км.

Стратиграфический диапазон чехла в упомянутых прогибах также различен. В Мадагаскарской котловине он соответствует позднему мелу-плейстоцену; в Мозамбикской котловине — раннему мелу-плейстоцену; в Мозамбикском проливе, а также котловинах Агульяс и Сомалийской — поздней юре-плейстоцену. При этом в контуре участков спокойного магнитного поля, вполне вероятно присутствие и допозднеюрских отложений.

В целом тектоническое строение Индийского океана представляет собой итог длительной эволюции океанической коры, характеризовавшейся изменением почти под прямым углом положения в пространстве осей ее разрастания. Начало формирования современного Индоокеанского подвижного пояса было неодновременным на различных участках и происходило как за счет раздвига более древней, мезозойской океанической коры, так и разобщения глыб континентов — Австралии и Антарктиды на юго-востоке, Аравийской и Африканской плит — на северо-западе.

Неоднократное изменение положения осей разрастания привело к пересечению в пределах Индийского океана разломов различной ориентировки, которые контролируют форму, простираение и особенности сочленения основных структурных элементов — хребтов различного генезиса, периокеанических прогибов.

### II.3. АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан по признаку преимущественного обрамления пассивными окраинами весьма похож на Индийский. Активные окраины располагаются здесь на небольших отрезках западного обрамления, будучи представлены Малой Антильской и Сандвичевой островными дугами.

Однако, глубинное строение и эволюция пассивных окраин рассматриваемого океана заключают в себе важные черты различия. В Южной Атлантике пассивные окраины, подобно Индийскому океану, представлены обломками Гондваны — Африканской и Южно-Американской древними платформами. В Северной Атлантике в строении этих окраин участвуют как древние платформы Лавразии — Северо-Американская, Гренландская и Гебридская, так и молодые платформы. Последние представляют собой морское продолжение складчатых геосинклинальных каледонско-герцинских систем (с вкрапленными в них иногда добайкальскими и байкальскими массивами) Аппалачей, Ньюфаундленда и Восточной Гренландии на западе, Западной Европы и Шпицбергена на востоке. Определенное усложнение в строение обрамления вносят киммерийские складчатые геосинклинальные комплексы юго-восточного окончания Анд и Капид, аналогичные альпийские комплексы северо-восточного окончания Анд (Большие Антиллы) и западного окончания Средиземноморского пояса (Пиреней, Бетские кордильеры, Тель-Атлас).



Распространение и роль современных геосинклиналей была отмечена выше (см. главу II).

Основная особенность структуры рассматриваемого океана заключается в медианном положении внутриокеанического подвижного пояса, отраженного в рельефе дна Срединно-Атлантическим хребтом. Именно отсюда в научной литературе укоренилось название срединно-океанический хребет, полностью справедливое лишь в рассматриваемом случае. Подобная позиция хребта и предопределила элементы симметрии в тектонике Атлантического океана, особенно заметные на большей части его площади к югу от  $55^{\circ}$  с. ш., где протягивается широко известный трансформный разлом Чарли-Гиббса. Соответственно, в пределах океана могут быть выделены четыре тектонические области: центральная, отвечающая собственно хребту; западная и восточная, весьма похожие по строению; северная, отделенная от западной и восточной упомянутым разломом Чарли-Гиббса.

Строение **Срединно-Атлантического хребта** неравнозначно на отдельных участках; на юге, вплоть до экватора (точнее до трансформного разлома Романш), он имеет субмеридиональную ориентировку. Более северный сектор хребта по разлому Романш, отраженному в рельефе одноименным желобом, сдвинут к западу на 1100 км. Далее, к северу, до  $55^{\circ}$  с. ш. он испытывает плавные изгибы, повторяющие в плане очертания континентов. Трансформный разлом Гиббса отделяет крайний северный сегмент, состоящий из хребтов Рейкьянес, Колбенсей, Мона, и Книповича, а также о. Исландия — единственного участка, где мировая система внутриокеанических подвижных поясов приподнята выше уровня океана. Эта северная ветвь на отрезке Рейкьянес-Колбенсей-Мона прямолинейна и направлена к северо-востоку. Резким изломом к северу хребта Книповича она сочленена с хребтом Гаккеля, являющегося уже элементом строения Арктического океана.

В современном рельефе Срединно-Атлантический хребет не имеет ответвлений. Однако, в палеотектоническом аспекте таких ответвлений два — в Бискайском заливе и Лабрадорском море. Таким образом, и в Атлантическом океане имеет место тройное сочленение осей разрастания океанической коры. Абсолютные отметки в осевой зоне хребта вплоть до  $55^{\circ}$  с.ш. менее —3000, а далее к северу менее —2000 м. Отдельные подводные вулканические горы, находящиеся в осевой зоне, имеют отметки вершин от —1700 до —580 м, а иногда даже возвышаются над поверхностью океана (о-ва Вознесения, Сан-Паулу и др.). Одновременно, вдоль оси хребта, почти на всем его протяжении, прослеживаются рифтовые грабены с дном, опущенным на 500—1500 м. Подножие склонов трассируется вплоть до разлома Гиббса по изобате —5000 м, а затем —3000 м и —2000 м. Соответственно, амплитуда воздымания хребта над окружающими котловинами составляет к югу от разлома Гиббса более 2000 м, а к северу около 1000 м. Таким образом, в рельефе хребта намечаются черты сходства и различия с индоокеанскими и восточно-тихоокеанскими хребтами.

Простираение структур Срединно-Атлантического хребта, согласуется с линейными аномалиями магнитного поля. Осевая зона хребта располагается между 3 и 4 аномалиями, что соответствует образованиям плиоцен-плейстоцена. Склоны хребта трассируются различными аномалиями. На крайнем юге, в зоне сочленения Африканско-Антарктического и Срединно-Атлантического (точнее Южно-Атлантического, выделяемого к югу от разлома Романш) от 6 до 15 аномалии, что соответствует образованиям раннего миоцена-позднего эоцена. Затем до разлома Романш — от 12 до 21 аномалии, датируемым соответственно поздним олигоценом и рубежом между палеоценом и эоценом. На отрезке между разломами Романш и Гиббса — от 9 до 20 аномалии, возраст которых — поздний олигоцен-ранний эоцен. К северу от разлома



Гиббса склоны хребтов заключены между 5 и 6 аномалиями, обнаруживающими, что хребты Рейкьянес, Колбенсей, Мона и Книповича возникли лишь в миоцене. Однако, западнее хребта Ян-Майен в эоценовое время находилась угасшая затем ось разрастания коры. Таким образом, Срединно-Атлантический хребет оказывается подобным его аналогам в других океанах, как по признаку разновозрастности образования отдельных его звеньев, так и по миграции оси разрастания коры. Ответвления хребта также разновозрастны. В Бискайском заливе оно возникло в раннемеловое время и тогда же закончило свое развитие. В Лабрадорском море интенсивное разрастание океанической коры происходило в поздне меловое время, но завершилось только в эоцене. Ныне оба эти ответвления погребены под покровом осадков.

Трасформными разломами преимущественно субширотной ориентировки хребет рассечен на отдельные блоки, сдвинутые по отношению друг к другу. Амплитуда сдвигов, равно как и скорость разрастания океанической коры, относительно невелика. Сдвиги составляют в большинстве случаев 25—50 км и увеличиваются иногда до 100—250 км. Только вдоль разлома Романш эта амплитуда достигает 1100 км. Скорость разрастания существенно менялась во времени — от 4 см/год в поздней юре, 3,4 в позднем мелу и 2,4—2 в кайнозое. Такие скорости и обусловили, очевидно, малую по сравнению с Тихим океаном амплитуду сдвигов.

Трансформные разломы представляют собой главенствующую систему нарушений не только в пределах хребта, но и обрамляющих его котловин. Ориентировка их не остается постоянной. Она меняется на субмеридиональную на участке сочленения с Африканско-Антарктическим хребтом и северо-западную, субпараллельную разлому Гиббса, в Северной Атлантике. Вдоль разломов иногда образуются трансформные желоба (Романш и другие), поперечные к общему простираанию хребта. По природе эти желоба, возникшие в условиях растяжения, представляют собой своеобразную категорию рифтов.

Драгированием в трансформных желобах Вима и Романш было установлено, что они характеризуются сложной тектоникой со значительными перемещениями отдельных блоков. В составе пород преобладают серпентиниты, встречаются также базальты, габбро, амфиболиты и другие разновидности основных и ультраосновных пород.

На обрамлении хребта трансформные разломы контролируют не только структуру базальтового основания вулканогенно-осадочного чехла, но также размещение вулканогенных и глыбовых поднятий. Вулканы, наряду с толеитовой, отличаются широким проявлением и щелочно-базальтовой магмы, что, по-видимому, отражает одну из характерных особенностей состава верхней мантии Атлантического океана. Щелочно-базальтовый вулканизм особенно характерен для хребтов о-вов Масие-Нгема-Бийого (бывш. Фернандо-По), Зеленого Мыса, Мадейры и Канарских. Отдельные вулканы этого типа выявлены и в пределах Срединно-Атлантического хребта. Отсутствием прямой связи с трансформными разломами особенно выделяется Китовый хребет, имеющий юго-западную ориентировку. Однако, трансформные разломы все же пересекают его на отдельные блоки. Отсюда следует, что образование хребта Китовый произошло после начала интенсивного разрастания океанической коры в Южной Атлантике.

Еще одной отличительной чертой трансформных разломов Атлантического океана являются частые случаи их продолжения в пределы континентов. В Южно-Атлантическом секторе подобные продолжения ограничивают рифты Бенуэ и Амазонский, краевые плато Фольклендское и Агульяс с континентальной корой, а на Африканском и Южно-Американском континентах иногда разделяют разновозрастные комплексы докембрия. Последнее особенно показательно для Гвинейского и



Бразильского щитов. В Северо-Атлантическом секторе продолжения трансформных разломов внедряются на западе в пределы Карибского региона, Северо-Американского и Гренландского кратонов, а на востоке ограничивают Пиринеи, Бетские кордильеры и Телль-Атлас. В целом, на примере Атлантического океана особенно очевидным оказывается приспособление многих трансформных разломов к глобальной системе нарушений, возникших на ранней стадии эволюции земной коры.

Строение восточной и западной областей образования Срединно-Атлантического хребта весьма похоже. В основании вулканогенно-осадочного чехла залегает преимущественно мезозойско-палеогеновая океаническая кора. Границы распространения отдельных ее комплексов параллельны простиранию хребта и прослеживаются с различной степенью достоверности. Большой для контуров палеогеновой и поздне меловой коры, контролируемых магнитным полем в совокупности с данными глубоководного бурения, и значительно меньшей для раннемеловой и позднеюрской коры. Участки спокойного магнитного поля, которые выделяются как вблизи континентального подножия, так и во внутренних районах глубоководных котловин, вызывают предположение о наличии блоков и допозднеюрской коры. Однако, оно пока не имеет прямых доказательств.

В структурном отношении по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта располагаются периокеанические прогибы, являющиеся, как и в Индийском океане, закономерным элементом строения пассивных окраин. Океаническое, базальтовое основание чехла этих прогибов полого погружается от отметок —5000 м на склонах хребта до —7500—10 000 м вблизи континентального подножия. Погружение, в свою очередь, осложнено продольными и поперечными глыбовыми и вулканогенными хребтами, отделяющими периокеанические прогибы друг от друга.

На юге восточной области получают развитие четыре периокеанических прогиба — Капский, Ангольский, Гвинейский и Канарско-Атлантический, достаточно близких по строению, но отличных по возрасту чехла. Различие заключается также в поперечной ориентировке по отношению к континентальному склону зоны максимальной (до 7,5 км) мощности чехла в Гвинейском прогибе, где она ориентирована вдоль вулканогенного хребта о-вов Фернандо-По. В остальных прогибах эта зона, напротив, как бы прижата к континентальному склону и имеет согласное с ним простирание. В чехле выявлены соляные и магматические диапиры. Первые получают наибольшее распространение в осевой части прогиба, но отличаются по возрасту (в Капском прогибе — триасовому, в Ангольском — раннемеловому). Вторые, напротив, прослеживаются на значительные расстояния от Африканского континента. Глубоководным бурением в чехле вскрыты образования субаэрального и мелководно-морского генезиса: в Капском прогибе — мелководные глины и алевролиты нижнего апта; на хребте Китовый — субаэральные туфы эоцена; в Ангольском прогибе — мелководные фосфориты, сланцы и мергелистые известняки апт-альба; в Канарско-Атлантическом прогибе дельтовые образования валанжин-готерива и вулканокластические песчаники раннего миоцена.

Более северные из периокеанических прогибов Восточной Атлантики тяготеют к пассивным окраинам, связанным с молодыми платформами. Это — Марокканский, Иберийский и Западно-Европейский прогибы. Два первых из них ориентированы параллельно континентальному склону, а третий, напротив, дискордантно. От группы прогибов, расположенных южнее, их отличают несколько меньшие, до 5—7,5 км, глубины залегания подошвы чехла в осевой зоне, а также его сокращенный стратиграфический диапазон на шельфе и континентальном склоне. Мелководно-морские отложения вскрыты в Иберийском и За-



падно-Европейском (Бискайский залив) прогибах. В первом они представлены песчаниками, относящимися к низам верхнего мела, а во втором — известняками и песчаниками киммериджа-альба.

В западной области строение периокеанических прогибов несколько более сложное. Его характерные черты могут быть намечены на примерах Ньюфаундлендского и Северо-Американского прогибов, отделенных друг от друга вулканогенным хребтом Келвин. В их пределах на всем протяжении от Большой Ньюфаундлендской банки до п-ва Флорида наблюдается сочетание узких зон поднятий и опусканий, сочлененных кулисообразно и вытянутых вдоль простирания континентального склона. Кроме того, вблизи вулканогенных и глыбовых хребтов, являющихся как бы связующим звеном между Срединно-Атлантическим хребтом и континентом, приобретают развитие поперечные поднятия, разделяющие опущенные блоки. Мощность чехла в последних достигает 10 км, а на поднятиях сокращается до 2 км. У подножия континентального склона находится краевой вал, сформировавшийся в зоне выклинивания гранито-гнейсового слоя. В пределах глубоководной котловины мощности сокращаются до 2—3 км, а океаническое основание чехла приподнято на 4—5 км по отношению к опущенным блокам в районе континентального склона. Распределение мощности чехла и структурный план его основания хорошо отражают крупные структурные элементы: краевые плато Блейк, Багамскую котловину, Бермудское поднятие и другие.

Стратиграфический диапазон и литологический состав чехла были изучены по данным многих скважин глубоководного бурения. В разрезе присутствуют породы от среднеюрского до плейстоценового возраста, представленные в низах преимущественно органогенными известняками, солью и мергелями, а выше, главным образом, терригенными и органогенными илами. Мелководно-морские образования накапливались в районе Багамской котловины в поздней юре, а в разных частях плато Блейк до альба или маастрихта. Эти данные дали американским геологам основание для вывода о том, что вплоть до позднемелового времени включительно большая часть современной глубоководной котловины представляла собой мелкое море. При этом опускание отдельных блоков было резко дифференцированным.

По сейсмическим данным, в чехле выделяются три этажа — нижний, позднепалеозойский (?) на шельфе и континентальном склоне, но скорее всего раннемезозойский в котловине со скоростями от 5,1—5,3 до 5,7—6,3 км/с; средний, позднемезозойский (точнее, позднеюрско-меловой), распространенный на всей площади периокеанического прогиба, со скоростями от 1,8—1,9 до 1,7—2,2 км/с. Верхний этаж, весьма маломощный на шельфе, достигает значительной мощности в подножии континентального склона и вновь сокращается в мощности в сторону Срединно-Атлантического хребта. Обращает внимание, что диапазон скоростей от 3,3 до 5,5 км/с, соответствующий на Срединно-Атлантическом хребте вулканогенным образованиям второго слоя океанической коры, у подножия континентального склона отражает наличие в разрезе слоистых осадочных или вулканогенно-осадочных пород.

Среди периокеанических прогибов, развитых вдоль Южно-Американского континента, наиболее показательным является Аргентинский, приуроченный к одноименной котловине. Он характеризуется, прежде всего, торцеобразным сочленением структурных элементов шельфа и глубоководной котловины. При этом, океаническое основание чехла погружено у подножия континентального склона до глубин более 10 км. Зона максимальной мощности осадков (до 5—6 км) ориентирована по простиранию континентального склона и пересечена трансформными разломами. Это пересечение вызывает сдвиговые перемещения отдельных блоков, что следует рассматривать как одну из особенностей



структурного плана Аргентинского прогиба. Между собственно прогибом и Срединно-Атлантическим хребтом располагается серия различных ориентированных сводовых поднятий океанической коры, которые являются здесь обрамлением данного прогиба. Упомянутые поднятия, в свою очередь, находятся в секущих соотношениях с замкнутой зоной спокойного магнитного поля. Подобные соотношения таких зон со структурными элементами глубоководных котловин имеются и в других районах Атлантического океана. По-видимому, они вызваны наложенным характером структуры кровли океанического основания по отношению к его внутреннему строению.

Стратиграфический диапазон чехла в глубоководной части Аргентинского прогиба средняя юра — плейстоцен. Мелководно-морские образования непосредственно в этом районе неизвестны, но они выявлены на обрамлении: хребте Рио-Гранде и Фолклендском краевом плато. В первом случае они представлены ракушечниками и песчаниками маастрихт-кампана, во втором — лигнитами средней юры, залегающими на гранито-гнейсах докембрия. Эти данные глубоководного бурения подтвердили континентальную природу Фолклендского плато.

Структура других периокеанических прогибов западной области, связанных с окраиной Южно-Американского континента, весьма похожа на структуру Аргентинского прогиба и отличается лишь меньшей глубиной залегания океанического основания и, соответственно, более низкой мощностью чехла. Мелководно-морские образования выявлены пока в разрезе Гвианского прогиба, где представлены каменной солью апт-альбского возраста. Почти повсеместное распространение соли мелового возраста в периокеанических прогибах Атлантики, связанных с обломками Гондваны — одно из свидетельств раздвиговой природы Атлантического океана и направленности его эволюции — от полузамкнутых мелководных морей до современных океанических пространств.

Структура **северной области** существенно отличается от западной и восточной. Это определяется, прежде всего, миграцией во времени и пространстве осей разрастания океанической коры. В позднемеловое-эоценовое время эта ось находилась в районе Лабрадорского моря, что привело к отделению Гренландии от Северной Америки. Почти синхронно происходило и разобщение Гебридского кратона, отраженное ныне в наличии крупного блока континентальной коры, отделенного от Европейского континента глубоководной котловиной. Гебридский блок охватывает плато Роколл и Фарерское, а также, возможно, хребет Ян-Майен. К концу меловой эпохи эти оси разрастания коры прекратили свое развитие, а новая ось возникла в палеоцене между плато Роколл и Скандинавией на востоке и Гренландией на западе. По сути дела, здесь произошло не новообразование, а возрождение древней оси разрастания Протоатлантики, существовавшей на ранней стадии эволюции Северо-Атлантического каледонско-герцинского подвижного пояса (см. главу II).

В соответствии с особенностями эволюции к северу от трансформного разлома Гиббса мезозойская, преимущественно меловая океаническая кора распространена в Лабрадорском море и в трогe Поркьюпайн, отделяющем плато Роколл от Европейского континента. Мощность чехла на плато Роколл изменяется от 1300—1500 м в двух зонах поднятий до более 5000 м в разделяющем их прогибе Роколл. Эти поднятия — восточное и западное явились ареной интенсивных излияний платобазальтов в палеоцен-эоцене. Остальные котловины Северной Атлантики характеризуются преобладанием коры палеогенового возраста, а узкие блоки позднемезозойской коры могут лишь предполагаться в контурах зоны спокойного магнитного поля у подножий континентального склона Скандинавии и Гренландии.



Структурный план северной области свидетельствует о наличии здесь серии периеокеанических прогибов, но значительно меньших по площади в сравнении с аналогичными прогибами более южных областей. На западе рассматриваемой области три периеокеанических прогиба тяготеют к Большой Ньюфаундлендской банке, Баффинову заливу и южной оконечности Гренландии. Эти три прогиба отличаются между собой по мощности чехла, наибольшей в Баффиновом заливе и наименьшей в Южно-Гренландском прогибе, а также по возрастному диапазону мелководно-морских образований, находящихся в разрезе чехла глубоководных котловин. В Ньюфаундлендско-Лабрадорском прогибе в юрское время существовала континентальная обстановка седиментации, которая сменилась в меловую эпоху мелководно-морской, а затем, в кайнозойскую эру — глубоководной. В Баффиновом заливе следует предполагать наличие мелководно-морских условий осадконакопления на протяжении почти всего палеогена, а в Южно-Гренландском, напротив, уже в меловую эпоху существовала, вероятно, хотя и небольшая по площади, глубоководная котловина.

На востоке северной области аналогичные прогибы связаны с плато Роколл и Норвежской котловиной. Первый (трог Поркьюпайн) представляет собой северное окончание более крупного Западно-Европейского прогиба, рассмотренного выше (восточная тектоническая область). В его состав входит также впадина Ирландского моря. В целом он имеет сложные, изогнутые очертания, обусловленные горизонтальными смещениями крупных блоков. На большей части его площади мощность чехла около 2 км и только в пределах плато Роколл увеличивается до 5 км.

Плато подверглось интенсивной тектоно-магматической переработке, продолжавшейся вплоть до кайнозоя и запечатленной в многочисленных дайках основного состава и щелочных интрузиях. Субаэральные и мелководные условия седиментации продолжались здесь вплоть до начала эоцена, поскольку бурением в этих и несколько более древних слоях вскрыты лигниты, конгломераты и дельтовые песчаники. Мелководные алевролиты эоцена, а также продукты субаэральной эрозии вскрыты и севернее плато Роколл — на Фарерско-Исландском пороге и хребте Ян-Майен.

Еще один из периеокеанических прогибов приурочен к Норвежской котловине. Он охватывает также краевое плато Вёринг и шельф Скандинавии. Его отличие от других периеокеанических прогибов заключается в вероятном отсутствии в пределах котловины отложений докайнозойского возраста, что устанавливается по возрасту магнитных аномалий, а также в сокращенной до менее 2 км мощности чехла. Однако, в зоне континентального склона и плато Вёринг эта мощность возрастает до 7—9 км, свидетельствуя о длительном периоде седиментации.

В целом тектоническое строение Атлантического океана обладает некоторыми индивидуальными чертами по сравнению с Тихим и Индийским океанами. Это выражается в относительно постоянном положении оси спрединга и несколько замедленной скорости разрастания океанической коры. Миграция этой оси во времени и пространстве имела место лишь в пределах северной тектонической области Атлантики. Разобщение глыб Лавразии и Гондваны сопровождалось дифференцированными вертикальными движениями блоков вблизи пассивных окраин, что привело к сложным изменениям формационных рядов чехла по латерали и в разрезе.

#### II.4. АРКТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Строение Арктического океана весьма своеобразно и, по сути дела, не находит полной аналогии среди остальных океанов Земли. Это вызвано несколькими обстоятельствами: существенной гетерогенностью



строения ложа океана и его пассивных окраин, в составе которых участвуют разновозрастные блоки докембрия и фанерозоя, перекрытые на большей части площади мощным осадочным чехлом; отсутствием в современной структуре обрамления активных океанических окраин; крайней молодостью современной оси разрастания океанической коры — хребта Гаккеля, представляющего собой северо-восточное окончание Атлантического внутриокеанического подвижного пояса, возникшее в раннем палеоцене.

Гетерогенность собственно ложа Арктического океана выражается в наличии двух различных тектонических областей, известных под названием Евразийской и Амеразийской. Структура первой из них контролируется хребтом Гаккеля и характеризуется типично океанической корой. Вторая представляет собой чередование блоков океанической, континентальной и субокеанической коры при ведущей роли хребтов Ломоносова и Менделеева-Альфа.

Хребет Гаккеля выделяется из мировой системы внутриокеанических подвижных поясов небольшой протяженностью, шириной и превышением в рельефе над обрамляющими котловинами. По этим признакам он близок к ответвлению этой системы в Калифорнийском и Аденском заливах, хотя его формирование и началось на 20—40 млн. лет раньше. Амплитуда воздымания хребта над обрамляющими котловинами Амундсена и Нансена составляет от менее 1000 до 2000 м. Подножие склонов трассируется по изобатам —3000 и —2000 м, а глубины дна в котловинах колеблются от 3600 до 4485 м. К востоку хребет Гаккеля постепенно выполаживается и вблизи континентального склона моря Лалтевых уже не прослеживается в рельефе дна. Аномальное магнитное поле в Евразийской тектонической области типично для океанических пространств. Собственно хребту отвечают линейные аномалии с возрастом до 15 млн. лет, что соответствует среднему миоцену, а в котловинах выделяются аномалии с возрастом от 61 до 67 млн. лет, датирующие начальную стадию разрастания океанической коры в этой области самым поздним маастрихтом-ранним палеоценом.

Трансформные разломы, пересекающие хребет Гаккеля, располагаются на расстоянии до 50 км друг от друга, обуславливая сдвиговые смещения блоков. Амплитуда сдвигов не превышает 20—30 км. Такая амплитуда находится во взаимосвязи с низкой скоростью разрастания коры, которая составляет менее 1 см/год. Малые скорости спрединга в Евразийской области объясняются его близостью к полюсу раскрытия океана.

Глубинные разломы, пересекающие литосферу Арктического сегмента Земли в целом, принадлежат, главным образом, к ортогональной системе. Нарушения диагональные имеют здесь подчиненное значение. При этом разломы субмеридиональной ориентировки на севере Евразии и субширотной в Америке связаны преимущественно с разновозрастными складчато-геосинклинальными комплексами и трассируют их вплоть до подножия континентального склона. В Арктическом океане субширотные нарушения образуют группу трансформных разломов в пределах хребтов Гаккеля и Менделеева-Альфа (Амеразийская тектоническая область). Трансформные разломы этих двух хребтов, хотя и не устанавливаются на хребте Ломоносова, но располагаются как бы на взаимном продолжении, демонстрируя приспособление к глобальной сети разрывных нарушений.

Структура **Евразийской области** относительно проста. На большей части площади котловин Нансена и Амундсена получает распространение океаническая кора палеогенового возраста. Блоки позднемезозойской, меловой коры могут предполагаться лишь на крайнем юге котловины Амундсена, вблизи Гренландии. Условия залегания и мощность чехла обнаруживают некоторую корреляцию с возрастом коры. Океа-



ническое основание чехла залегает у подножия хребта Гаккеля на отметках —5000 м и погружается до —6500 м в сторону континентального склона Евразии и хребта Ломоносова. Только в блоке предполагаемой меловой коры погружение имеет место до отметок более —7500 м.

Мощность чехла нарастает по мере погружения до более 2 км и лишь на юге котловины Амундсена достигает 7,5 км. Соответственно, здесь может быть выделен Северо-Гренландский периокеанический прогиб. Морским обрамлением этого прогиба являются южные оконечности хребтов Ломоносова и Альфа, а его северная центроклиналь находится в котловине Амундсена. Вулканогенно-осадочная толща выполнения прогиба залегает в котловине на сложнодислоцированном основании, характеризующемся крутыми углами падения, многочисленными разрывными нарушениями и скоростями сейсмических волн до 5,0—6,0 км/с. Непосредственно в этой толще выделяются два этажа — нижний со скоростями от 2,0 до 4,5 км/с и верхний со скоростями 1,6—2,2 км/с. Полагают, что дислоцированный комплекс является реликтом каледонского орогена, расколотого при образовании Северной Атлантики и Арктического океана.

Строение **Амеразийской области** более сложное. От Евразийской области она отделяется глыбовым хребтом Ломоносова, континентальная природа которого ныне признается практически всеми исследователями. Между хребтом Ломоносова и следующим к востоку хребтом Менделеева-Альфа располагается котловина Макарова-Толля с океанической корой предположительно позднемелового возраста.

Природа хребта Менделеева-Альфа является наиболее дискуссионным вопросом тектоники Арктического океана. Характерное магнитное поле, закартированное под хребтом Альфа, а также низкий тепловой поток в этом районе вызвали предположение о том, что он является древним, может быть, меловым центром разрастания океанической коры. Хребет Менделеева, напротив, трактуется во многих работах, как сохранившийся от деструкции обломок Гиперборейской платформы. Предполагается также, что хребет Менделеева-Альфа может быть древней островной дугой.

При составлении Тектонической карты Мира, было принято предположение о континентальной природе хребта Менделеева и океаническом происхождении хребта Альфа. Еще одним крупным обломком Гиперборейской платформы в Амеразийской области является крупное по площади Чукотское краевое плато. Таким образом, обширная депрессионная область в современной структуре земной коры — Канадская котловина совместно с морем Бофорта — оказывается по характеру обрамления более близкой к тектоническим элементам типа окраинных морей, а не к океаническим котловинам. В пользу высказанного мнения свидетельствует и субокеаническая кора этой депрессионной области, имеющая, скорее всего, раннемеловой возраст. Наличие в районе моря Бофорта зоны спокойного магнитного поля может служить указанием на присутствие в составе коры и образований допозднеюрского возраста.

Структура вулканогенно-осадочного чехла характеризуется развитием двух периокеанических прогибов. Один из них, меньший по площади, приурочен к котловине Макарова-Толля. Океаническое основание чехла залегает в его пределах на отметках от —5000 до —7500 м и лишь вблизи континентального склона Азии погружено на большие глубины. Соответственно, на этом участке и мощность чехла более 5—8 км. Второй, более крупный по площади, охватывает Канадскую котловину совместно с морем Бофорта. Основание чехла испытывает моноклиналиное погружение от хребта Менделеева-Альфа и Чукотского плато к югу в сторону континентального склона Северо-Американской



платформы и синеклизы Свердрупа от отметок —5000 м до более —10 000 м. Однако в пределах почти всей Канадской котловины его подошва залегает на отметках около —7500 м. Суммарная мощность чехла здесь достигает 6—8 км. На склонах хребта Менделеева-Альфа, а также на своде Чукотского плато чехол значительно сокращается в мощности и на отдельных участках отсутствует. По меньшей мере меловой возраст докайнозойской части разреза установлен драгированием на континентальном склоне. На основании палеотектонических реконструкций предполагается, что на юго-востоке котловины под меловыми осадками залегают отложения юрского возраста.

Для тектоники Арктического океана в целом намечаются две особенности — миграция во времени и пространстве осей разрастания океанической коры при сохранении их меридиональной ориентировки и малые скорости разрастания как в мезозойскую, так и кайнозойскую эры. Эти особенности и вызвали чередование в пределах Арктического океана блоков океанической и континентальной коры.



## Глава III. ОКРАИННЫЕ И ВНУТРЕННИЕ МОРЯ

### III.1. ОКРАИННЫЕ И ВНУТРЕННИЕ МОРЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Окраинные и внутренние моря с субокеанической и океанической корой представляют наиболее молодую генерацию тектонических элементов Средиземноморского пояса. В зависимости от структурной позиции они подразделяются на две группы: бассейны пассивных окраин и бассейны активных окраин.

К первой группе относятся два глубоководных бассейна Восточного Средиземноморья — Ионический и Левантский, на отдельных участках сформировавшиеся, вероятно, на реликтах коры Тетиса.

Вторая группа включает внутренние моря современных и древних активных окраин. С древними активными окраинами в пределах данного пояса связаны лишь Адриатическое и Альборанское моря и Алжиро-Прованская котловина (однако, эта котловина одновременно является продуктом рифтового расщепления микроконтинента). В областях сложного сочленения древних и современных активных окраин на западе Средиземноморского пояса возникли Тирренское и Эгейское моря, а на востоке Андаманское море. С известной долей условности сюда же относятся Черное море и южная котловина Каспийского моря. Область собственно современной активной окраины находится лишь на восточном окончании Средиземноморского пояса в зоне его сочленения с Западно-Тихоокеанским подвижным поясом. Здесь располагаются небольшие по площади моря Саву, Банда, Флорес.

Каждая из групп окраинных и внутренних морей характеризуется вполне определенными чертами глубинного строения. В этом плане особенно выделяются внутренние моря активных окраин, где при разнообразии типов земной коры — океаническом (котловины морей Банда, Флорес, Саву, Андаманского), субокеаническом (Алжиро-Прованская котловина и Критская котловина в Эгейском море), близком к континентальному (Тирренское море) — повсеместно фиксируется повышенный тепловой поток и пониженные скорости упругих волн на разделе Мохоровичича. Различие в строении котловин отражается двумя показателями: повышенным выделением сейсмической энергии (моря Эгейское, Банда, Флорес, Саву, Андаманское) или смещением ареалов сейсмичности в районы обрамления котловин (Тирренское море); характером аномального магнитного поля — близким к полосовому (Алжиро-Прованская котловина) или мозаичному (Тирренское море). Морские впадины группы пассивных окраин отличаются от морей активных окраин полной асейсмичностью, нормальным тепловым потоком, уплотнением вещества мантии, повышенной (иногда до 10—15 км) амплитудой нисходящих движений на неотектоническом этапе.

Общее сходство между двумя основными группами морей заключается в повсеместном наличии рифтов, хотя и погребенных порой под



мощным покровом осадков (Восточное Средиземноморье, Черное и Каспийское моря). Рифты обладают как продольной (Красное море, Восточное Средиземноморье, Адриатическое море, Алжиро-Прованская котловина и др. случаи), так и поперечной (Эгейское море, Алжиро-Прованская котловина, моря Черное и Банда) ориентировкой к простиранию котловин. Сочетание продольных и поперечных рифтов приводит к их тройному сочленению, возникающему при внедрении мантийных диапиров в кору сводовых и краевых поднятий.

В целом окраинные и внутренние моря Средиземноморского подвижного пояса (а в сущности, и всех других таких поясов) образуют сложную мозаику различных типов, нередко совмещенных в непосредственной близости. В связи с этим, представляется более удобным дать краткое описание их строения не по указанным типам, а по географическим регионам: Черноморско-Каспийскому; собственно бассейна Средиземного моря с тяготеющими к нему Эгейским и Красным морями; юго-восточного окончания Средиземноморского пояса.

**Черноморско-Каспийский регион** выделяется территориальной разобщенностью входящих в его состав морей. При этом Средний и Северный Каспий, Азовское море и северо-запад Черного моря приурочены к тектоническим областям обрамления Средиземноморского пояса, а Южный Каспий и восток Черного моря находятся в его пределах. Подобная специфика тектонической позиции дает основание, с учетом особенностей истории Эльбурса, Кавказа, Понта и других складчатых геосинклинальных систем обрамления, рассматривать данные моря, как находящиеся в переходной области от платформ к древним активным окраинам.

В Каспийском море кора достаточно гетерогенна. В северных его районах, в области молодой платформы ее мощность 30—35 км. К югу происходит утонение консолидированной коры до 25—28 км, и в котловине Южного Каспия гранитно-гнейсовый слой отсутствует. Южно-Каспийская впадина выполнена скорее всего, осадочными породами мезозойско-кайнозойского возраста, из общей мощности которых в 20 км около 10 км приходится на отложения среднего плиоцена-плейстоцена.

В пределы глубоководной котловины Южного Каспия протягиваются складчатые зоны, представляющие продолжение тектонических элементов Куринской впадины. В области шельфа и материкового склона эти складки сопровождаются продольными нарушениями, вдоль которых находятся многочисленные грязевые вулканы. В восточной части котловины складчатость чехла значительно более пологая и имеет преимущественно северо-восточное простирание.

В вулканогенно-осадочной толще Черного моря выделяются три слоя: верхний, характеризующийся скоростью 1,6—1,8 км/с и мощностью 1—2 км; промежуточный, выделяемый по скоростям до 3,0 км/с, обладающий мощностью до 3—5 км; нижний, со скоростями упругих волн от 4 до 5 км/с, достигающий мощности до 2—3 км в восточной котловине и 7—8 — в западной. Если преимущественно осадочная природа горизонта со скоростями от 4 до 5 км/с не вызвала сомнений, то относительно его возраста мнения исследователей оказались различными. Одни предполагают, что он охватывает образования эоцен-мелового, юрского, а местами позднепалеозойского возраста. Другие отдают предпочтение преимущественному распространению в Черноморской котловине олигоцен-плейстоценового комплекса с небольшой долей участия нижнего палеогена-мела и, местами юры. Вторая точка зрения представляется предпочтительной.

Верхний, плиоцен-плейстоценовый горизонт чехла залегает в Черноморской котловине преимущественно горизонтально. Однако вблизи горных сооружений Крыма и Кавказа этот горизонт не только пришло-



нен к более древним слоям, но и образует системы складок, порой довольно интенсивных. Вдоль континентального склона Большого Кавказа структуру чехла осложняют также разрывы северо-восточного простираения, надвиги и крупные оползневые блоки. Характер структуры и большая мощность осадков в этом районе (до 10 км) указывают на принадлежность его к складкам геосинклинальной системы Большого Кавказа и Горного Крыма.

Бурением с судна «Гломар Челленджер» на юго-западе Черноморской котловины под глубоководными осадками олигоцен-плейстоцена были вскрыты мелководно-морские отложения позднемиоценового возраста. Эти данные свидетельствуют о том, что образование глубоководной котловины в ее современных очертаниях, которое происходило, по-видимому, с олигоцена, было одновременным на разных ее участках; окончательно она оформилась лишь в середине плиоцена.

Специфика строения морей собственно **Средиземноморского региона** заключается, прежде всего, в существенном преобладании континентального типа коры над субокеаническим даже в пределах некоторых глубоководных котловин. Наличие горизонтов со скоростями от 5,4 до 5,8—6,9 км/с, присущих складчато-метаморфическим комплексам коры, помимо шельфовых зон, выявлено в Лигурийском, Тирренском, Ионическом морях, котловине Геродота в море Леванта. В окраинных морях, включая Персидский залив, эти комплексы представляют собой погребенный под мощным чехлом осадков фундамент Африкано-Аравийской платформы. Во внутренних морях, скорее всего, морское продолжение байкалитид и герцинитид Средиземноморского пояса.

Структура осадочного чехла, напротив, обладает некоторыми особенностями. Одна из них заключается в наличии в составе альпийского структурного этажа отчетливого опорного горизонта — эвапоритов мессиния (верхний миоцен), отделенного поверхностями несогласия от выше- и нижележащих структурных подэтажей. При этом, домессинский комплекс по сейсмическим данным пока расчленяется лишь на два этажа — со скоростями от 4,1 до 5,5 км/с и от 4,9 до 6,3 км/с. Вторая особенность определяется появлением в разрезе Ионического моря низкоскоростного (2,0—2,2 км/с) горизонта, залегающего под высокоскоростным (до 4—4,5 км/с). Природа низкоскоростного горизонта и его распространение по латерали остаются неизвестными, однако, не вызывает сомнений, что он отражает слабоуплотненные или неуплотненные осадки. По сейсмическим данным отделить образования домессинского миоцена и палеогена от более древних не удастся и этот предмессинский структурный этаж выделяется по скоростям от 4,1 до 5,5 км/с. Нерасчлененному складчатому основанию, от герцинского на западе до байкальского на востоке, соответствуют скорости от 4,9 до 6,2 км/с. Этот последний этаж, иногда в неполном объеме, присутствует в разрезе северного шельфа Балеарской котловины, а также морей Адриатического, Ионического и Леванта.

Структура и формационный состав осадочной толщи особенно близки между собой в Персидском заливе, Восточном Средиземноморье и Адриатическом море, поскольку в их пределы погружается фундамент Африкано-Аравийской платформы. Мощность этой толщи достигает в Восточном Средиземноморье 15—18 км, а в Персидском заливе и Адриатическом море составляет около 10 км. Различие в строении чехла заключается, главным образом, в распространении на значительной площади Восточного Средиземноморья эвапоритов мессиния, которые отсутствуют в Персидском заливе и Адриатическом море.

Во внутренних морях региона — Тирренском, Алжиро-Прованской котловине, а также окраинном, Красном, соответствие горизонтов со скоростями от 3,9 до 5,2 км/с клинью вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород намечается по характерным условиям залегания, ус-



тановленным сейсмическими методами. При этом в краевых зонах морей, вблизи подножия континентального склона и на шельфе, эти горизонты, вероятно, представлены только осадочными образованиями.

В соответствии с этими особенностями, распределение мощности нижней части разреза — более древней в окраинных (в Красном море это второй слой океанической коры в котловине и нубийская серия на шельфе) и, преимущественно, раннекайнозойской во внутренних морях региона оказывается весьма своеобразным.

В первой группе морей мощность изменяется от 9 до 1—2 км и увеличивается в направлении к континенту. На значительной части площади моря Леванта данные слои, вероятно, отсутствуют. Во второй группе, напротив, при диапазоне мощности от 1—2 до 4—6 км ее сокращение намечается, главным образом, к тектоническим областям обрамления морских впадин. Однако, в осевых зонах широтного и меридионального рифтов Алжиро-Прованской котловины также могут быть участки, где домиоценовые слои, по-видимому, отсутствуют.

Строение верхней части разреза, соответствующей позднеальпийскому структурному этажу, было изучено глубоководным бурением. Верхнемиоценовый подэтаж (эвапориты мессиния, мощность от 100 до 2000 и более м) залегает как на глубоководных терригенных осадках нижнего-среднего миоцена, так иногда и непосредственно на метаморфических и вулканогенных комплексах континентальной коры (континентальный склон Сардинии). В толще эвапоритов были обнаружены и другие признаки осаднения в мелководной среде. Все это вызвало гипотезу о том, что в позднем миоцене происходило неоднократное закрытие Гибралтарского пролива, вызывавшее резкое понижение уровня, а порой и полное осушение Средиземного моря.

Плиоцен-плейстоценовый структурный подэтаж характеризуется относительным постоянством литологического состава, представленного известковисто-терригенными и терригенными илами, но, напротив, существенными изменениями мощности. Так, например, мощность плейстоцена изменяется от 100—150 м в Балеарской котловине и на поднятии Флорес до более 50 м во впадине Геродота (подошва не вскрыта). В остальных котловинах эта мощность от 60—180 м до 400 м.

Современный структурный план плиоцен-плейстоценового подэтажа в целом осложняют многочисленные соляные диапиры, особенно широко развитые в Алжиро-Прованской котловине, погребенные вулканические тела, а также разрывные и складчатые деформации. Горизонтальное залегание слоев характерно лишь для отложений плейстоцена в глубоководных котловинах, но отмечается далеко не на всем их протяжении.

Во внутренней области Средиземноморского пояса находится также Эгейское море, обладающее своеобразной тектонической позицией. Большой частью площади оно приурочено к погруженным блокам древних Родопского и Мендересского массивов, разделенных Эгейско-Дунайской рифтовой системой, поперечной ориентировки по отношению к простиранию структур Средиземноморского пояса. Между ними протягивается серия альпийских складчатых геосинклинальных систем — Вардарская, Измиро-Анкарская, система Эллинид. На позднеальпийском этапе в системе Эллинид образовалась Критская дуга с сопровождающими ее тектоническими элементами. Этот район обладает всеми атрибутами активной окраины — вулканизмом смешанного состава, от щелочных толеитов до риолитов (Санторин и др. вулканы), глубоководным Эллинским желобом, собственно островной дугой с надвигами и ультрабазитами, тыловой Критской котловиной, сейсмофокальной зоной Вадати-Заварицкого-Беньофа, проникающей в мантию до глубин 200 км.



Крупных осадочных бассейнов в Эгейском море два, Северо-Эгейский и Южно-Эгейский. Первый охватывает Анатолийский грабен и впадину Лесбос. Он выполнен орогенной формацией миоцен-четвертичного возраста, мощностью до 2—3 км. Морским бурением под неогеном, а иногда под эоценом были вскрыты породы фундамента Родопского массива и вулканиты широкого возрастного диапазона, от докембрийского до раннепалеогенового. Второй приурочен к Критской котловине; его северным обрамлением является дуга Кикладос. Мощность вулканогенно-осадочного выполнения здесь до 3,5 км; в разрезе обоих бассейнов присутствуют эвапориты мессиния.

В области юго-восточного окончания Средиземноморского пояса юго-западное обрамление представляет собой активную океаническую окраину Индийского океана со всеми присущими ей элементами — Яванским глубоководным желобом и Андамано-Никобарской островной дугой. Восточнее Суматры упомянутая дуга кулисно сочленяется с дугой Буру-Флорес. В области этого сочленения и находится одно из двух морей региона — Саву, ограниченное также альпийскими сооружениями Тимора. Второе из морей, Андаманское, обрамлено с востока палеозойскими комплексами Палеотетиса на полуострове Малакка.

Море Саву в тектоническом отношении представляет межгорную впадину, выполненную вулканогенно-осадочным чехлом мощностью до 2—3 км. На островах обрамления (Тимор и другие) этот чехол представлен орогенной формацией преимущественно миоцен-плейстоценового возраста. Наиболее вероятно, что в направлении к глубоководной котловине происходит замещение указанной формации на геосинклинальную.

Андаманское море в области глубоководной котловины осложнено рифтовой впадиной. В осевой зоне рифта, имеющего в плане характерный ветвистый рисунок, напоминающий рифты Восточной Африки, кора океанического типа с крайне маломощным чехлом. На юге шельф пересекают горстовые хребты, контролируемые нарушениями поперечной северо-восточной ориентировки. Эти хребты определяют кулисное сочленение (а может быть и полное разделение) осадочных бассейнов в северной и южной частях рассматриваемого моря.

Выполнение осадочных бассейнов характеризуется изменениями формационного состава как в разрезе, так и по латерали. В его основании залегает вулканогенная, а также терригенная формация эоцен-раннемиоценового возраста, параллическая на севере и мелководноморская на юге, включающая иногда рифовые известняки. Далее следует мелководно-морская терригенная и вулканогенно-осадочная континентальная формация позднемиоценового возраста. При этом на отдельных участках образования среднего-позднего палеогена и раннего миоцена отсутствуют.

В морях Банда и Флорес разрез вулканогенно-осадочной толщи целиком относится к альпийскому структурному этажу, в котором могут быть выделены три подэтажа со скоростями 2,1; 3,2 и 5,0 км/с. Самый нижний из них может рассматриваться в качестве аналога второго слоя океанической коры. Распространение его достаточно локализовано окраинами котловины моря Банда. Нарастание мощности от 1 до 2 км происходит в направлении к островной дуге Флорес-Танимбар. Промежуточный подэтаж присутствует в северных и западных районах этого моря. В межгорных впадинах на островах Сулавеси и Серам его слагают терригенные и рифовые образования плиоцен-плейстоценового возраста мощностью от 1,5 до 3 км. Повсеместно присутствует лишь самый верхний подэтаж, в составе которого преобладают неуплотненные терригенные и вулканогенные осадки плейстоцена и голоцена. Мощность верхнего подэтажа от 0,2 до 0,3 км.



### III.2. ВНУТРЕННИЕ МОРЯ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Западно-Тихоокеанский подвижный пояс отличает от Средиземноморского повсеместное развитие внутренних морей и отсутствие окраинных морей (если не иметь ввиду Тасманова моря, находящегося в области ответвления Восточно-Тихоокеанского внутриокеанического подвижного пояса Земли). При этом внутренние моря занимают три близких по генезису, но все же несколько различных тектонических позиции: внутреннюю область активной океанической окраины — типичные внутридуговые моря Восточно-Филиппинское, Сулавеси, Молуккское, Новогвинейское, Соломоново, Фиджи; переходную область от древних к современной активной окраине — Берингово, Охотское, Южно-Китайское, Сулу, Яванское; переходную область от стабильных плит к современной активной окраине — Японское, Восточно-Китайское, Коралловое.

Особенностями глубинного строения особенно выделяются внутридуговые моря, которые характеризуются расчленением морского дна глубоководными рифтогенными желобами, океанической корой в котловинах, наличием интенсивного подводного вулканизма, повышенным тепловым потоком и сейсмичностью. Все это отражает разуплотнение вещества верхней мантии на разделе Мохоровичича, вызванное внедрением мантийного диапира над погружающейся в зонах субдукции океанической литосферой.

Рифты, имеющие позднекайнозойский возраст, ориентированы, как правило, по простиранию котловин, но иногда и дискордантно. Наиболее отчетливые примеры поперечной ориентировки рифта — Западно-Филиппинская котловина, Южно-Китайское и Новогвинейское моря.

По совокупности указанных признаков к внутридуговым морям особенно близки Охотское (Курильская котловина), Сулу, Яванское и Японское. Остальные при обязательном наличии рифтов в структуре основания чехла отличаются отсутствием или слабым проявлением подводного вулканизма и сейсмичности, а также преобладанием ареалов нормального теплового потока над повышенным.

Основные черты структуры внутренних морей Западно-Тихоокеанского подвижного пояса удобнее рассмотреть по трем регионам: Дальневосточному, Индосинийско-Филиппинскому и Новогвинейско-Новозеландскому.

**Дальневосточный регион** охватывает значительную площадь на северо-западе Тихоокеанского сегмента Земли от Берингова до Восточно-Китайского моря включительно. Наибольшее сходство между морями рассматриваемого региона заключается в повсеместном присутствии образований позднеальпийского палеоген-четвертичного этажа, состоящего из трех подэтажей со скоростями 1,7—2,3; 2,0—3,0; от 2,4—2,9 до 3,0—3,6 и изредка 4,6—4,9 км/с. Верхнеюрско-меловой этаж, по-видимому, в полном объеме представлен в Беринговом море, где его слагают подэтажи со скоростями от 2,5 до 3,1—3,7; от 2,6—2,9 до 4,2—4,4; 5,4—5,5 км/с. Присутствие данного этажа в разрезе намечается также на шельфе Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей, на хребте Ямато (Японское море) и в островных дугах. В двух первых случаях его слагает лишь верхний — меловой подэтаж со скоростями от 3,7—4,2 до 4,5—4,9 км/с. Еще более локализованным является распространение доверхнеюрского этажа, который может быть выделен на шельфе Берингова и Восточно-Китайского морей, а также с известной долей условности Японского моря. Скорости в этом самом нижнем этаже от 3,4—5,5 до 5,3—5,7 км/с.

«Нижняя часть» разреза чехла со скоростями свыше 3,6 км/с состоит из двух, а иногда одного структурного подэтажа со средними для Дальневосточных морей скоростями 3,9—4,9 и 5,4—5,5 км/с. Нижеле-



жащий горизонт со скоростями 5,5—6,2 км/с рассматривается как аналог второго слоя океанической коры. Он распространен в Алеутской и Командорской котловинах, а также на хребте Бауэрса в Беринговом море. При суммарной мощности чехла в глубоководных котловинах до 6—8 км на долю рассматриваемой части разреза приходится от менее 2 до более 5 км. Зоны наибольшей мощности распространены на Алеутской дуге, в полосе о-вов Прибылова и на юге хребта Бауэрса. В Алеутской котловине и на западе Командорской котловины, а также на хребте Ширшова мощность составляет от 2 до 5 км. В направлении к континентальному склону «нижняя часть» разреза выклинивается, она отсутствует также на отдельных участках внутренней области Алеутской котловины и на востоке Командорской котловины. Таким образом, распределение суммарной мощности вулканогенно-осадочной толщи и мощности ее «нижней части» связаны между собой обратной зависимостью. Очевидно, вкрест простираются «нижней части» разреза может происходить замещение вулканогенных пород осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями.

В Охотском и Японском морях мощность «нижней части» разреза более 5 км отмечается на юге и на севере Курильской дуги, вблизи юго-западной Камчатки, на западном шельфе Сахалина и Хоккайдо. В Курильской котловине, на востоке Япономорской котловины и в котловине Вакаса мощность составляет от 2 до 5 км. В направлении к центральной части Охотоморского шельфа, а также на большей части Япономорской котловины рассматриваемые слои сокращаются в мощности до менее 2 км и затем нацело исчезают из разреза. На хребте Ямато, где намечается увеличение мощности до 2—3 км, драгированием установлено, что горизонты со скоростями 4,5—4,9 км/с представлены чередованием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород палеозойско-мезозойского возраста. Эти горизонты залегают непосредственно на гранито-гнейсовом слое.

Глубоководные котловины Берингова, Охотского и Японского морей возникли в различное время, как это неоднократно отмечалось ранее: Алеутская — в конце юры (обособилась в конце мела); Командорская — в олигоцене-миocene; Япономорская и Вакаса также в олигоцене-миocene; Курильская, скорее всего, в конце миоцена-начале плиоцена.

В Восточно-Китайское море распространяется с континента одноименный осадочный бассейн. В морском продолжении он состоит из двух различных по строению и природе частей, отделенных друг от друга поднятием с сокращенной до 2—3 км мощностью чехла. В западной области, где верхнепротерозойские и палеозойские складчато-метаморфические комплексы фундамента выходят на поверхность морского дна, развиты две впадины изометричной формы с мощностью чехла до 4—5 км. В восточной области, совпадающей с котловиной Окинава и ее обрамлением, в структуре чехла преобладают узкие (до 40—50 км) зоны поднятий и трогов. В трогах суммарная мощность вулканогенно-осадочных пород до 6 км, а «нижней части» разреза (скорости 3,4—4,1 км/с) — менее 2 км. На поднятиях происходит сокращение всей мощности до 1—2 км, а слои с повышенными скоростями сейсмических волн, по-видимому, отсутствуют.

**Индосинийско-Филиппинский регион** включает моря Филиппинское, Южно-Китайское, Сулу, Сулавеси, Молуккское и Яванское. В пределах региона происходит сочленение Средиземноморского и Западно-Тихоокеанского подвижных поясов.

Различие в глубинном строении морей региона получает отражение в целом ряде признаков, характеризующих верхние горизонты коры и ее вулканогенно-осадочной оболочки. Особенно отличается Филиппинское море от внутренних морей Индосинийско-Яванской области прогибания (Южно-Китайское, Яванское и др.).



В Филиппинском море распространены по меньшей мере три типа коры — континентальный на хребтах Бородино и Оки-Данто, субконтинентальный на островных дугах и океанический в глубоководных котловинах Сикоку, Паресе-Вела, Западно-Филиппинской и Марианской. Присутствие второго слоя океанической коры устанавливается по почти повсеместному распространению горизонта со скоростями от 4,8—5,1 до 5,5 км/с. Мощность этого слоя увеличивается от центральных районов котловин к островным дугам от 1,0 до 2—3 км. Аналогичное увеличение мощности происходит в сторону подводных хребтов Бородино и Оки-Данто.

Суммарная мощность осадочной толщи в целом минимальна и не превышает 1—2 км. Из них на долю неуплотненных осадков верхнего олигоцена-нижнего миоцена приходится от 0,2 до 1 км. Эти осадки представлены кремнисто-карбонатной формацией, замещающейся вблизи островных дуг туфовой и грубообломочной формациями. Для неогена и плейстоцена, перекрывающих порой олигоцен с несогласием, более характерны туфовая и терригенная формации.

Большая часть Индосинийско-Яванской области прогибания располагается в морях Южно-Китайском, Яванском, Сулу, в строении которых участвует земная кора различных типов: континентальная, субконтинентальная, субокеаническая и океаническая.

В структурном отношении эта область подразделяется на ряд суббассейнов: Северо-Индосинийский, Западно-Калимантанский, Сиамский, а также самостоятельный Восточно-Калимантанский осадочный бассейн.

Северо-Индосинийский суббассейн включает Тайваньскую, Ханойскую, Меконгскую и Менамскую впадины. В Тайваньской впадине, являющейся передовым прогибом, орогенные формации представлены преимущественно морскими образованиями палеоген-неогенового возраста мощностью свыше 10 км. В западном направлении, на небольшом удалении от острова, их мощность сокращается до менее 1 км.

Западно-Калимантанский суббассейн выполнен терригенной моласой позднего мела-кайнозоя. Карбонатные образования, изредка рифогенные, имеют сугубо подчиненное значение и пользуются относительно ограниченным распространением. В морской части суббассейна в осадочном комплексе выделяются четыре этажа: верхний со скоростями около 2,0 км/с, далее 3,1; 4,6; 5,2—5,7 км/с. На шельфе под вулканогенно-осадочной толще на глубине 8 км залегает метаморфический фундамент, характеризующийся скоростями 6,2—6,7 км/с. Вдоль о. Палаван намечается глубокий прогиб, выполненный довольно интенсивно смятыми отложениями.

Сиамский (или Таиландский) суббассейн располагается в одноименном заливе, представляя собой обширную впадину платформенного типа. Осадочная толща впадины залегает, скорее всего, на гетерогенном фундаменте, в составе которого участвуют палеозойские и триасовые складчато-метаморфические и вулканогенные комплексы, выходящие на морское дно в прибрежных районах Сиамского залива. Предполагается, что из общей мощности осадочной толщи в 10—12 км около 4,5 км приходится на образования палеозойского возраста, 3,5 км на мезозой и до 4 км на отложения кайнозойской эры.

Восточно-Калимантанский бассейн охватывает моря Сулу, Сулавеси и Макасарский пролив. В свою очередь, он состоит из двух суббассейнов — Сулу и Сулавеси. Суббассейн Сулу, совпадающий по местоположению с одноименной морской впадиной, обрамлен с северо-запада и юго-востока позднеальпийскими сооружениями Палавана и хребта Сулу. В глубоководной котловине выявлено продольное поднятие вулканогенной природы, которое рассматривается как олигоцен-раннемиоценовая ось растяжения. Суммарная мощность осадочной



толщи миоцен-плейстоценового возраста достигает 8 км, причем осевая зона осадочного бассейна смещена от центра котловины к краевому плато вблизи Палавана.

Разрез впадины моря Сулу слагают образования лишь одного альпийского структурного этажа. В его составе по сейсмическим данным могут быть выделены три структурных подэтажа. Нижний, характеризующийся скоростями от 3,5—4,8 до 5,2 км/с, отвечающий геосинклинальному комплексу палеогена на шельфе и вулканогенным породам второго слоя в котловине. Средний, со скоростями 3,1—3,5 км/с, представленный карбонатной и вулканогенно-осадочной формацией нижне-го-среднего, а на отдельных участках и верхнего миоцена. Верхний, выделяемый по скоростям 1,9—2,0 км/с, соответствующий современным рифам и аллювию. Структурные этажи разделены региональными несогласиями.

Суббассейн Сулавеси охватывает одноименную морскую впадину, Макасарский пролив и восток Калимантана. В тектоническом отношении юго-западная окраина суббассейна, находящаяся на о. Калимантан, представляет передовой прогиб поздних мезозоид.

Глубинное строение собственно моря Сулавеси по сейсмической характеристике аналогично морю Сулу. Еще одна черта, сближающая по строению эти две морские впадины, — увеличение мощности самого нижнего структурного подэтажа от центральных районов глубоководных котловин к складчато-геосинклинальному обрамлению.

Осадочная толща, выполняющая передовой прогиб, представлена отложениями от эоценового возраста до четвертичного и достигает мощности 10—15 км. В ее составе участвуют формации мелководно-морского, прибрежно-морского и континентального генезиса.

Таким образом, осадочные бассейны, сформировавшиеся в морях Индосинийско-Филиппинского региона, различаются по стратиграфическому объему вулканогенно-осадочной толщи и ее формационному составу, распределению суммарной мощности вулканогенно-осадочной толщи и «нижней части разреза», выделяемой по скоростям сейсмических волн от 3,7 до 5,5 км/с. По природе эта нижняя часть разреза представляет собой в одних случаях (котловина Филиппинского моря и др.) генетический аналог второго слоя океанической коры, в других — вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплекс островных дуг, в третьих (шельф Южно-Китайского и Яванского морей) — осадочные и вулканогенно-осадочные формации выполнения межгорных и платформенных (Сиамский суббассейн) впадин.

**В Новогвинейско-Новозеландском регионе** морские впадины весьма разнообразны по тектонической позиции и глубинному строению. Коралловое море выделяет мощность осадочной толщи, составляющая от 6—8 до 12,5 км. В котловине эта толща содержит три горизонта со скоростями 2,1; 3,3; 4,1—4,6 км/с, а на шельфе и подводном плато Квинсленд — еще один горизонт со скоростью 5,1—5,4 км/с.

По данным глубоководного бурения намечаются некоторые черты формирования Кораллового моря, возникшей в начале палеогена. В центральной части котловины в раннем-среднем эоцене происходила седиментация преимущественно терригенно-известковистых и терригенных осадков, изредка прерывающаяся поступлением грубообломочного материала. В позднем эоцене карбонатное осадконакопление сопровождается образованием кремней (несколько более молодой аналог горизонта «А» в Карибском море), а с олигоцена до плейстоцена включительно преобладает накопление терригенных илов.

Тасманово море возникло, вероятно, несколько ранее Кораллового, в позднем мелу, поскольку на хребте Лорд-Хау осадконакопление происходило в глубоководных условиях уже в палеоцене. В осадочном чехле выделяют только два структурных этажа со скоростями 2,2—2,4;



3,6—3,9 км/с. Эти этажи далеко не всегда залегают согласно, отражая отчетливые следы инверсионных подвижек блоков.

Вдоль подножия континентального склона Тасманова моря сформировались относительно узкие осадочные бассейны, выполненные вулканогенно-осадочной толщей юрско-кайнозойского возраста, суммарной мощностью до 4—5 км. Во впадине Гипсленд от поздней юры до палеоцена накапливались грубообломочные породы континентального происхождения, а лишь затем мелководно-морские образования. Дальше подножия континентального склона допозднемиеловые образования, вероятно, не распространяются, а в вышележащем комплексе уплотненные породы замещаются глубокоководными неуплотненными осадками. Последние залегают непосредственно на базальтовом слое земной коры. На хребте Лорд-Хау мелководно-морские образования маастрихтского яруса сменяют вулканогенные породы риолитового состава, изливавшиеся, скорее всего, в субэвральской обстановке. Выше упомянутых образований маастрихта залегают глубокоководные осадки палеоценового возраста.

Внутренние моря — Новогвинейское, Соломоново и Фиджи, существенно близки по упругим свойствам вулканогенно-осадочной толщине, в том числе и по набору подэтажей в составе единственного альпийского структурного этажа. На базальтовом слое, в основании разреза вулканогенно-осадочной толщине, залегают горизонты со скоростями от 4,0 до 5,0—5,5 км/с, который слагают преимущественно вулканогенные образования. В большинстве случаев он относится к палеогену, а на плато Онтонг-Джава (Каппингамаранги) и в котловине Соломонова моря — к мелу.

Максимальная суммарная мощность вулканогенно-осадочной толщи, достигающая 10 км, присуща внутридуговым осадочным бассейнам Соломоновых островов и Новогибридскому, минимальная в 2—4 км — аналогичным бассейнам на севере островов Фиджи и у островов Тонга. Во внутренних котловинах морей Новогвинейского, Соломонова, Фиджи осадочный чехол представлен преимущественно неуплотненными глубокоководными осадками, о чем свидетельствуют скорости упругих волн около 2 км/с. Стратиграфический диапазон осадков даже в пределах одной морской впадины (например, моря Фиджи) изменяется от позднего олигоцена до миоцен-плиоцена, а в составе преобладают пеплы, чередующиеся с прослоями терригенных илов.

Осадочные бассейны, выполненные уплотненными породами мощностью до 2—3 км, находятся в краевых частях котловин, вблизи островных дуг. Распространение «нижней части» разреза чехла (скорости от 4,5 до 5,5 км/с) и распределение ее мощности в этих бассейнах и за их пределами, весьма своеобразны. Максимальная мощность, составляющая от 2 до 5 или более 5 км, устанавливается в островных дугах или внутренних вулканогенных хребтах (например, в северной котловине моря Фиджи). Минимальная, в 1—1,5 км — во внутренних глубокоководных котловинах, причем на отдельных участках эти слои отсутствуют и неуплотненные осадки залегают непосредственно на породах третьего слоя океанической коры.

Еще один осадочный бассейн на востоке моря Фиджи тяготеет к дуге Тонга. В тектоническом отношении он представляет относительно узкую межгорную впадину, обрамленную с запада поднятием Колвилл-Лау и с востока дугой Тонга-Кермадек. Вулканическое основание дуги перекрыто осадочными породами позднемиоценового-плейстоценового возраста. Здесь же имеются плейстоценовые рифовые массивы. Вулканогенно-осадочный чехол мощностью до 2 км, резко выклинивается при приближении к поднятиям, нивелируя очень сложно построенный вулканический рельеф, избилующий естественными карманами-ловушками для осадочного материала.



### II.3. ОКРАИННЫЕ И ВНУТРЕННИЕ МОРЯ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Окраинные и внутренние моря Восточно-Тихоокеанского подвижно-го пояса занимают разную тектоническую позицию: Мексиканский залив находится в переходной области от стабильной плиты к активной океанической окраине, Карибское море в переходной области от древних к современной активной окраине, море Скоша и Калифорнийский залив — окраинные моря в областях ответвлений внутриокеанического подвижного пояса.

Различие в позиции накладывает существенный отпечаток на глубинное строение этих морей. Мексиканский залив характеризуется субокеанической корой, преобладанием нормального теплового потока, отсутствием сейсмичности и признаками уплотнения вещества мантии. Тем не менее, поперечная к простиранию котловины ориентировка магнитных аномалий вызывает предположение о наличии погребенных под мощным чехлом осадков рифтов. На северном шельфе залива, в Галф-Косте, рифт выявлен сейсмическими методами.

Карибское море отличается чередованием ареалов повышенного и нормального теплового потока, местами отчетливыми полосовыми магнитными аномалиями, сменой вкрест простирания котловин океанической коры субокеанической.

Окраинные моря Скоша и Калифорнийский залив выделяются океаническим типом коры с присущим ему полосовым магнитным полем, но различаются между собой по повышенному тепловому потоку в Калифорнийском заливе и нормальному в море Скоша. Последнее отражает более молодой возраст образования Калифорнийского залива.

**Мексикано-Карибский регион** в целом расчленен разломами различной ориентировки на крупные блоки с корой континентального, субокеанического и субконтинентального типов. При этом субмеридиональные разломы являются поперечными к структурам Больших Антилл и желоба Кайман и прослеживаются далеко на север в пределы Мексиканского залива и Флорида-Багамской платформы. Каждая группа блоков характеризуется близкой мощностью коры в целом, набором и упругими свойствами структурных этажей, выделяемых по сейсмическим и геологическим данным. Строение Мексиканского залива представляется относительно простым, а Карибского моря весьма сложным.

В Карибском море структура вулканогенно-осадочного чехла обладает рядом особенностей. Они определяются прежде всего повсеместным распространением верхних подэтажей альпийского (кайнозойского) этажа и присутствием верхнего мезозоя в наиболее полном объеме в Колумбийской котловине, хребте Беата, Венесуэльской котловине совместно с ее южным континентальным склоном и шельфом. Слои верхов палеогена-плейстоцена выделяются по скоростям 1,7; 1,8—2,2; 3,2—3,5 и иногда (желоб Кайман) 3,8—4,2 км/с. Слоям мела и низов палеогена отвечают скорости 3,0—3,8; 3,6—3,9; 4,0—4,57; 4,1—4,9 км/с, а также 5,1—5,4 и 5,4—5,9 км/с. Последние находятся всегда в основании разреза вулканогенно-осадочной толщи.

По данным глубоководного бурения неоген-плейстоценовый подэтаж представлен почти повсеместно турбидитами, но в Колумбийской котловине и на хребте Авес значительную часть разреза слагают туфы. В составе позднеэоценово-олигоценового подэтажа наряду с турбидитами, участвуют и мергели. Наиболее характерной чертой позднемелового-среднеэоценового подэтажа являются кремнистые известняки, кровля которых и представляет собой сейсмический горизонт «А». Этот подэтаж слагают также горизонты туфов сантона (хребет Беата), силлы долеритов, известняки и песчаники мелководно-морского генезиса низов верхнего мела.



Повышенные значения суммарной мощности вулканогенно-осадочной толщи устанавливаются в глубоководных котловинах: в Юкатанской — до 5 км; Колумбийской — до 5—7 км; Венесуэльской — до 14 км, причем зона наибольшей мощности в виде узкого трога прижата к южному континентальному склону; в котловине Гренада эта мощность достигает 7—9 км. На поднятии Никарагуа, хребтах Кайман, Авес и Беата, а также Малой Антильской дуге мощность чехла сокращается до 4—2 км и менее.

Своеобразное положение занимает в разрезе слои со скоростями от 3,8—4,2 до 5,4—5,9 км/с. В Юкатанской котловине, на хребте Кайман они относятся к верхам палеогена, а в Колумбийской котловине, хребте Беата, Венесуэльской котловине, хребте Кюрасао, хребте Авес, котловине Гренада и на Антильской дуге — либо к низам палеогена, либо к верхнему мелу. Мощность этих слоев находится в обратных соотношениях с суммарной мощностью вулканогенно-осадочной толщи. Она увеличивается до 5—9 км на Антильской дуге, хребтах Авес и Беата, а также на отдельных участках южного континентального склона Карибского моря. В глубоководных котловинах эта мощность сокращается до 2—4 км.

В Венесуэльской и Колумбийской котловинах самые нижние слои со скоростями 4,1—4,9 и 5,1—5,4 км/с заполняют как бы глубокие карманы (до 1,5—2 км глубиной) в основании вулканогенно-осадочной толщи, разделенные либо тектоническими уступами, либо конусообразными вершинами, напоминающими вулканы. Эти слои в глубоководных котловинах Карибского моря имеют преимущественно вулканогенную природу и являются, следовательно, генетическими аналогами второго слоя океанической коры.

Вдоль южной периферии Колумбийской и Венесуэльской котловин мощность осадков возрастает до 10—12 км и они сжаты в крутые складки, в Колумбийской котловине с элементами глинистого диапиризма.

В Мексиканском заливе, где область субокеанической коры отвечает лишь котловине Сигсби, структура вулканогенно-осадочного чехла характеризуется наличием трех структурных этажей на шельфе и двух в глубоководной котловине. Кайнозойский этаж состоит из двух подэтажей, при этом скорости в верхнем подэтаже в котловине Сигсби составляют 1,8—2,0 км/с, свидетельствуя о преобладании в его составе неуплотненных осадков. Мезозойскому этажу на шельфе соответствуют слои со скоростями в 4,3—5,2 км/с, а в котловине он состоит из двух подэтажей со скоростями 3,8—4,7 и 4,7—5,0 км/с. Дююрский (каменноугольно-среднетриасовый?) этаж, выделяемый по скоростям 5,3—5,8 км/с, присутствует в разрезе, по-видимому, только на шельфе.

Распределение суммарной мощности осадочной толщи обнаруживает связь с глубинным строением Мексиканского залива. На северном шельфе, в зоне рифтогенного прогиба, выделяемого по пониженной скорости на разделе Мохоровичича и повышенному тепловому потоку, эта мощность достигает 12—14 км. Прогиб отделяется узким поднятием (мощность около 5 км), приуроченным к зоне континентального склона от следующего прогиба (мощность до 10 км) также вытянутого в субширотном направлении, но расположенного на обрамлении котловины Сигсби. В пределах последней подошва осадочной толщи приподнята минимум на 3 км по отношению к описанным выше прогибам, а мощность чехла составляет около 5 км. При бурении в котловине Сигсби был поднят керн, содержащий обломки сероцветных пород каменноугольного возраста. Это наиболее древние осадочные образования, известные в разрезе Мексиканского залива. Еще одна зона увеличенной до 12—13 км мощности осадочной толщи, приуроченная к Предкубин-



скому прогибу, протягивается на юго-востоке Мексиканского залива.

Существенная роль в разрезе принадлежит слоям со скоростями от 3,8 до 5,8 км/с, которые отнесены к мезозою-верхам палеозоя, а по упругим свойствам могут рассматриваться в качестве аналога второго слоя океанической коры. Они характеризуются пологим залеганием и обратными соотношениями с кайнозойским структурным этажом.

Мощность этих слоев составляет более 5,5 км в прогибе, находящемся в северо-западной части котловины Сигсби, вблизи поднятия Кампече и, по-видимому, в Предкубинском прогибе. На остальной площади Мексиканского залива эта мощность от 2 до 5 км, с тенденцией сокращения до менее 1 км в сторону шельфа.

В Мексикано-Карибском регионе выделяется пять осадочных бассейнов: Мексиканский, Юкатанский, Колумбийский, Венесуэльский и Гренада. Строение каждого из них осложнено глубоководной котловиной; в двух, Юкатанском и Гренаде, с корой океанического, а в остальных — субокеанического типа. Верхние слои вулканогенно-осадочного чехла, выделяемые по скоростям 1,8—2,2 км/с, представлены в каждой из котловин неуплотненными осадками, что является едва ли не единственным признаком сходства всех пяти бассейнов. Различие между бассейнами, наряду с другими показателями, проявляется в составе и мощности нижних структурных подэтажей со скоростями от 3,8 до 5,5 км/с, а также распределении суммарной мощности вулканогенно-осадочной толщи. Ее стратиграфический диапазон наиболее растянут в бассейне Мексиканского залива, где охватывает образования от верхнего палеозоя до кайнозоя включительно, сокращен до мезозоя-кайнозоя в Венесуэльской и Колумбийском бассейнах, а в бассейнах Гренада и Юкатанском является минимальным, вероятно, не превышающим объем кайнозойской эры. Кроме того, Мексиканский бассейн резко выделяется по развитию на значительной части его акватории соляной тектоники.

Совершенно своеобразной структурой Карибского бассейна является желоб Кайман широтного простирания, ограниченный трансформными разломами и сформированный в новейшее плиоцен-четвертичное время в результате спрединга вдоль оси меридионального простирания. На востоке он связан с желобом Пуэрто-Рико.

**Море Скоша** в тектоническом отношении приурочено к юго-восточной окраине Тихоокеанской океанической плиты. Новообразованная океаническая кора в море Скоша сформировалась в конце палеогена, что подтверждается данными глубоководного бурения. В центральной части выявлено три горизонта со скоростями 1,8; 3,9—4,5 и 6,4—6,7 км/с. Верхний из них представлен неуплотненными осадками мощностью от 0,2 до 0,5 км. Средний отвечает второму слою океанической коры, а самый нижний — третьему слою. В краевых частях котловины, вблизи Южно-Шетландской и Южно-Антильской складчато-геосинклинальных систем, выделяются прогибы, выполненные уплотненными породами мощностью 2—4 км.

**Калифорнийский залив** возник в результате внедрения около 4 млн. лет назад в плиоценовое время ответвления Восточно-Тихоокеанского внутриокеанического хребта в Северо-Американские Кордильеры. Между упомянутым хребтом и горными сооружениями Кордильер распространены небольшие по площади осадочные бассейны, приуроченные к приразломным грабенам. Бассейны выполнены терригенной молассой позднекайнозойского возраста. Ее мощность, как правило, около 1 км, но иногда достигает 5 км.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главное, что бросается в глаза при взгляде на Тектоническую карту Мира, это резкий контраст между континентами, включая их подводные окраины, и ложем океанов. Этот контраст заключается в четырех главных особенностях: 1) различии в составе коры, с широким развитием гранитов и гнейсов на континентах и их отсутствием в океанах (кроме микроконтинентов); 2) исключительно молодом (мезозой-кайнозой) возрасте океанической коры, в противоположность континентальной коре, включающей элементы с древностью до 4 млрд. лет, и несущей отпечаток не только длительной, но и чрезвычайно сложной истории своего формирования, включающей многократную перестройку древнего основания; 3) большой сложности, мозаичности структурного рисунка континентов, в противовес относительной простоте, «геометричности» структурного плана океанов; 4) решительном преобладании структур растяжения в океанах, структур сжатия на континентах, при подчиненной роли рифтовых структур в пределах последних. К этому надо добавить, что эти различия имеют глубокие корни, распространяясь до глубин почти 700 км, и что первоосновой структуры континентов является древняя, раннедокембрийская континентальная кора (см. врезку), подстилающая не только древние платформы, не только внешние, миогеосинклинальные зоны геосинклинальных поясов неогена, но и слагающая многочисленные срединные массивы и более молодые глыбы в составе последних, а также, по новейшим данным, образующая основную часть фундамента молодых платформ, что и послужило причиной нашего отказа от разделения платформ на карте по возрасту фундамента.

Контраст между океанами и континентами, выраженный не только в рельефе и в заполнении впадин водой, но и в составе, структуре и возрасте коры и отраженный в неоднородностях верхней мантии, составляет, очевидно, одну из характерных особенностей планеты Земля, отличающих ее от остальных планет Солнечной системы.

Другое, что также обращает на себя внимание, это сеть глубоких планетарных разломов, наложенная на все площадные элементы структуры как океанов, так и континентов. При этом в океанах рисунок этой сети опять-таки оказывается более простым. Состоит она из двух главных типов разломов — раздвигов в рифтовых зонах срединно-океанических подвижных поясов (хребтов) и перпендикулярных к ним трансформных разломов; как те, так и другие, (в особенности, первые) обладают огромной (многие тысячи км) протяженностью. На континентах регматическая сеть имеет значительно более сложную, порой запутанную конфигурацию и в ней существенная роль принадлежит часто дугообразно вытянутым надвигам и шарьяжам, которые, однако, представляют обычно относительно поверхностные структуры. Лишь на активных границах океанов и континентов получили развитие сверхглубокие надвиги и поддвиги — зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа, над



которыми образованы окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба — характернейшие элементы переходных зон между основными типами структуры земной коры. Следует подчеркнуть, что рифтовые системы, по новейшим данным, широко распространены не только в океанах, но и на континентах, хотя здесь не так рельефно выделяются на фоне сложной структуры. Их существование в пределах континентов наглядно показывает, что процессы «растрескивания», деструкции коры начинаются на континентах, получая отчетливое выражение в формировании котловин внутренних и окраинных морей, и что океаны представляют лишь конечный продукт этих процессов.

Глобальная регматическая сеть обнаруживает, как это давно указывалось, определенную ориентировку относительно фигуры вращения Земли. Судя по карте, наиболее отчетливо выражена ортогональная система разломов и в ее составе — широтные разломы. Последние господствуют на значительной части Тихого и в Атлантическом океанах, но уступают эту роль меридиональным разломам в Индийском и на юге Тихого и Атлантического океанов. На некоторых участках континентов и местами в Тихом океане большое значение принадлежит диагональным северо-западным разломам. Многие крупные разломы протягиваются из океанов на континенты, и вместе с тем, анализ карты показывает, что реальная регматическая сеть земной коры далека от правильности и характеризуется многочисленными искривлениями и отклонениями от идеальной геометрической сети, что является результатом сложных горизонтальных перемещений отдельных блоков.

В современной структуре и рельефе континентов друг другу противостоят платформы, выраженные равнинами или плоскогорьями и горные сооружения — орогены. Наблюдается преимущественное расположение орогенов, в особенности молодых, эпигеосинклинальных, на периферии континентов; реже, например, в Азии, они занимают значительные площади в их внутренних районах. Должно отметить большую роль орогенов возрожденного, эпиплатформенного типа, которые составляют немногим менее половины всех континентальных орогенов. Это указывает на большую интенсивность орогенного процесса по сравнению с геосинклинальным, при несомненном наличии между ними если не генетической, то парагенетической связи.

Срединно-океанические хребты обладают чертами как сходства, так и отличия от континентальных орогенов. Их сходство, особенно с эпиплатформенными орогенами, определяется наличием в основании выступов разуплотненной мантии, осложненности структурами растяжения — рифтами, в повышенном тепловом потоке, в вулканической и сейсмической активности. Различия более глубоки и принципиальны — разная предыстория, другой тип коры, разный механизм образования — одни образовались в условиях растяжения, другие — сжатия.

Помимо срединных хребтов — океанских орогенов, в пределах относительно стабильных океанских плит имеется значительное число менее протяженных, нередко изометричных внутриплитных поднятий. Для наиболее молодых из них очевидно вулканическое происхождение, в сочетании с приуроченностью линейных цепочек вулканов к разломам, что наиболее отчетливо видно в центральной и западной частях Тихого океана. Но и более древние, вероятно, имеют то же происхождение, замаскированное чехлом более молодых осадков, как показало бурение на Восточно-Индийском и Северо-Западном (Императорском) хребтах, а также Бермудском поднятии.

Распределение на Земле океанов и континентов обнаруживает, как известно, определенные черты симметрии и диссимметрии, причем последняя выражена даже более ярко. Наиболее важной ее чертой является существование океанского (занятого Тихим океаном) и континентального (с включением Атлантического, Индийского и Южного



океанов) полушарий Земли. Не менее очевидны различия Арктической и Антарктической областей — первая занята в центре акваторией Арктического океана, с континентальным обрамлением по периферии, вторая — континентом Антарктиды, омываемым Южным океаном. Обращает на себя также внимание большая «континентальность» северного и большая «океаничность» южного полушарий Земли. Причины этих черт диссимметрии Земли пока не установлены, отмечается лишь их проявление на Луне и других планетах земного типа (Марс, Меркурий); связаны они, надо полагать, с внешними по отношению к Земле факторами, а не с первичными неоднородностями вещества Земли.

Существуют также некоторые другие, уже второстепенные особенности лика нашей планеты. Это, в частности, приуроченность к экваториальной зоне крупных широтных разломов — сдвигов, вдоль которых происходит смещение к востоку Южной Америки относительно Северной Америки; срединного хребта Южной Атлантики относительно его продолжения в Северной Атлантике; Австралии относительно юго-восточной Азии. Возможно, что это связано с осевым вращением Земли и отмеченным выше различным распределением континентальных масс в северном и южном полушариях. С ротационным фактором обычно связывают также явную диссимметрию современной структуры Тихого океана — различный характер строения его азиатско-австралийской периферии, с широкой переходной зоной краевых морей, обращенных к востоку островных дуг, и американской, лишенной такой переходной зоны, а также со сдвигом срединного хребта в восточную половину океана и более древней корой, большими глубинами и многочисленными вулканическими-рифовыми архипелагами в западной половине. Приходится, однако, иметь в виду, что эта диссимметрия сложилась в основном в кайнозое, в то время как в мезозое и палеозое американская окраина Тихого океана (точнее Палеотихого океана) была построена во многом аналогично современной азиатско-австралийской.

Наряду с чертами диссимметрии, лик Земли отличается и очевидной симметричностью, выраженной в существовании двух основных широтных поясов материков (с кратонными ядрами) — северного и южного, отделенных поясами акваторий (Карибское море — Центральная Атлантика — Средиземное море и Южный океан), а также в группировке материков в долготные пояса: Азия — Австралия — Антарктида, что отмечалось уже А. П. Карпинским, обращавшим также внимание на характерную заостренность южных окончаний Южной Америки, Африки и Индостана.

Возникает, естественно, вопрос — как увязать эти закономерности, включая ориентировку регматической сети относительно современной фигуры вращения Земли, с данными о крупных горизонтальных перемещениях литосферных плит. Думается, что это противоречие может быть снято лишь допущением, что перемещения литосферных плит выражались не в их беспорядочном блуждании, а в смещении вдоль определенных рельсов, заданных крупнейшими разломами регматической сети, возникшей еще на одной из наиболее ранних стадий истории Земли (не позднее 2,5 и, скорее всего, около 3 млрд. лет) и постоянно подновлявшейся и перестраивавшейся в следующие стадии, вплоть до новейшей. Дальнейшее совершенствование палинспастических реконструкций, их распространение на докембрий должны принести ответ на этот основной вопрос геологической науки.



## ЛИТЕРАТУРА

только общие сводки по континентам и океанам

1. Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М., «Наука», 1979, 268 с.
2. Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., Мир, 1972, 268 с.
3. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М., «Недра», 1979, 215 с.
4. Объяснительная записка к геологической карте Антарктиды в масштабе 1 : 5 000 000. Л., 1976, 93 с.
5. Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972, 222 с.  
541 с.
6. Тектоника Африки (под ред. Ю. А. Шуберта и А. Фор-Мюре), М., «Мир», 1973 г.
7. Тектоника Европы (под ред. А. Л. Яншина) М., «Наука», 1966, 488 с.
8. Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды и каледониды (под ред. А. В. Пейве, В. Е. Хаина, М. В. Муратова). М., «Наука», 1978, 422 с.
9. Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды (под ред. А. В. Пейве, В. Е. Хаина, М. В. Муратова), М., «Наука», 1978, 588 с.
10. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, 394 с.
11. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Африка и Антарктида. М., «Недра», 1971, 548 с.
12. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., «Недра», 1977, 360 с.
13. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., «Недра», 1979, 344 с.
14. Tectonic map of South America. Explonatory note. Brasilia, 1978, 23 p.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
Глава I. Структура континентов . . . . .	9
I.1. Древние платформы (кратоны) . . . . .	9
I.2. Складчатые геосинклинальные пояса неогена . . . . .	24
I.3. Структура чехла молодых плит . . . . .	53
Глава II. Океанические пространства . . . . .	56
II.1. Тихий океан . . . . .	56
II.2. Индийский океан . . . . .	62
II.3. Атлантический океан . . . . .	67
II.4. Арктический океан . . . . .	73
Глава III. Окраинные и внутренние моря . . . . .	77
III.1. Окраинные и внутренние моря Средиземноморского пояса . . . . .	77
III.2. Внутренние моря Западно-Тихоокеанского пояса . . . . .	82
III.3. Окраинные и внутренние моря Восточно-Тихоокеанского пояса . . . . .	87
Заключение . . . . .	90
Литература . . . . .	93

В. Е. ХАИН, Л. Э. ЛЕВИН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

(Объяснительная записка к Тектонической карте Мира

масштаба 1 : 25 000 000)

---

Формат 70×108/16. Подписано к печати 9/IV—1980. Л-69233. Гарнитура литературная. Печать высокая.  
Заказ № 319. Объем 7,0 п. л. Уч.-изд. л. 8,4. Тираж 1500 экз. Цена 52 коп.

---

ВНИИзарубежгеология. Москва, ул. Дямитрова, 7  
Ленинградская картографическая фабрика ВНПО «Аэрогеология»  
Ленинград, Средний пр. 72



## ВНИИзарубежгеология предлагает свои издания

## А) ВЫШЕДШИЕ ИЗ ПЕЧАТИ

## I. КАРТЫ

**Карта рудных формаций Карпато-Балканской области масштаба 1:1 000 000.** Коллектив геологов стран-членов СЭВ под общей редакцией Л. Е. Эгеля. 1978 г. 3 р. 42 коп. На карте дается структурно-тектоническое районирование Карпато-Балканской складчатой области. Знаками обозначены: основной минерал, принадлежность к генетической группе, приуроченность к геотектонической стадии развития региона, возраст, связь с магматической формацией, форма рудных тел, вмещающие породы и метаморфизм руд месторождений. Прилагаются списки тектонических единиц и месторождений. Объяснительной запиской к карте служит монография «Рудные формации Карпато-Балканской области» (см. «Книги»).

**Геологическая карта Южной Америки масштаба 1:5 000 000.** Гл. редактор — Н. А. Беляевский. 1979 г. Цена карты с объяснительной запиской — 3 р. 16 коп. Карта отражает новейшие данные о геологическом строении и истории развития континента. Дано более детальное расчленение комплексов пород, уточнен их возраст, изображены важнейшие структурные элементы, отсутствовавшие на ранее изданных картах. Легенда составлена в соответствии с международной хроностратиграфической шкалой. Объяснительная записка является по-прежнему первой сводкой по стратифицированным и интрузивным образованиям Южной Америки.

**Геологическая карта Африки масштаба 1:5 000 000.** Гл. редактор — В. А. Ярмолюк. 1978 г. Цена карты — 3 р. 42 коп. Новым по сравнению с ранее изданными геологическими картами Африки является: детализация расчленения докембрийских образований и интрузивных комплексов, выделение тел карбонатитов, кимберлитов и эффузивов, показ на карте цифр абсолютного возраста и изогипс кровли докембрийского фундамента платформ. Легенда составлена в соответствии с международной хроностратиграфической шкалой и приведена на русском, французском и английском языках. В 1981 г. выйдет из печати объяснительная записка к карте, также на трех языках.

**Карта нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана масштаба 1:10 000 000.** ВНИИзарубежгеология, ИГИРГИ, ГИН, МГУ. Гл. редакторы — Н. А. Еремченко, Л. И. Красный, В. В. Федькин. 1979 г. Цена с объяснительной запиской — 5 р. 76 коп. Показаны основные геоструктурные элементы региона, мощности потенциально нефтегазоносной толщи на суше, шельфе и в глубоководных районах, нефтегазоносные и угленосные бассейны и распределение в них месторождений. Представлены фациальные особенности формирования основных нефтегазоуленосных толщ и др. В записке к карте дан статистический материал по запасам и добыче горючих ископаемых и проанализированы основные закономерности размещения нефти, газа и угля в Тихоокеанском суперрегионе.

**Тектоническая карта Марса масштаба 1:20 000 000.** Под ред. Я. Г. Каца, Ю. Я. Кузнецова, В. Е. Хаина. ВНИИзарубежгеология, МГУ. 1980 г. Карта и объяснительная записка к ней составлены на основании детального анализа телевизионных изображений Марса. Впервые отображены участки с океаническим, континентальным и переходным типом коры. Выделены и описаны четыре фазы тектоно-магматической активизации. Детально описаны системы планетарных и региональных разрывных нарушений. Подробно проанализированы импактные кольцевые структуры. Проведено тектоническое районирование.

**Геоморфологическая карта Марса масштаба 1:20 000 000.** Под ред. Я. Г. Каца, Ю. Я. Кузнецова, В. Е. Хаина. ВНИИзарубежгеология, МГУ. 1980 г. Впервые детально рассматривается строение рельефа Марса. Выделены четыре комплекса типов рельефа: импактный и вулканогенный нерасчлененный, вулканогенный, тектоногенный и экзогенный. Каждый из них подразделяется по морфологии и возрасту на типы, подтипы и генерации. Приводится региональное описание рельефа, с детальной характеристикой отдельных форм различного генезиса, данные об относительном и абсолютном возрасте рельефа; рассматриваются некоторые дискуссионные вопросы генезиса рельефа.

## II. КНИГИ

Труды, вып. 28. **Промышленные типы месторождений черных металлов северо-запада тропической Африки.** Коллектив авторов. «Недра», 1975 г. 12 л.+4 вкл. 1р. 09 коп. Книга является первым подобным региональным исследованием по зарубежным территориям в советской литературе. В работе содержится краткое геолого-структурное описание территории, выделены рудоуплощающие формации, дано их пространственное размещение. Дано описание всех выделенных промышленных типов месторождений и их генезиса, а также необходимые сведения экономического характера.

Труды, вып. 29. **Геология и полезные ископаемые докембрия.** Коллектив авторов. «Недра», 1975 г. 20 л. 1 р. 74 коп. В сборнике даются обзоры современных материалов и представлений о геологии докембрийских образований и связанных с ними рудных месторождений отдельных крупных районов Африки и Зарубежной Азии. Рассматриваются теоретические вопросы тектоники докембрийских складчатых структур, биостратиграфии, геохронологии и особенностей размещения магматических образований докембрия. Несколько статей посвящено рассмотрению более узких проблем изучения докембрия, таких как геология тилитов, докембрийских алмазосносных пород и карбонатитов Африки и Индии, почти не освещавшихся в советской геологической литературе.

Труды, вып. 33. **Некоторые закономерности размещения скоплений углеводородов в нефтегазоносных бассейнах.** Под ред. Л. А. Польстер. «Недра», 1976 г. 8,5 п. л. 80 коп. В книге с генетических позиций рассмотрена известная и возможная нефтегазоносность ряда бассейнов зарубежных стран (Болгария, Румыния, Афганистан, Индия, Пакистан) и СССР (Предкавказье, Средняя Азия). В основу положен анализ изменения во времени температуры и пластовых давлений, как факторов, определяющих условия генерации и миграции углеводородов. Выявлен характер эволюции положения зон нефте- и газообразования в ряду общей вертикальной генетической зональности.

**Геология МНР. Т. III. Полезные ископаемые.** Под ред. Н. А. Маршова, Р. А. Хасина и Ч. Хурца. «Недра», 1977 г. 45,2 л. 10 р. 73 коп. Настоящий том является завершающим в трехтомной монографии «Геология Монгольской Народной Республики». Дано систематическое описание разнообразных полезных ископаемых, выявленных на территории страны: нефти, угля, черных, цветных, редких и благородных металлов, плавикового шпата, пьезооптического и агрономического сырья, многих других неметаллических полезных ископаемых. Характеристика месторождений и рудоуплощающих важнейших видов полезных ископаемых сопровождается их формационной типизацией, рассмотрением закономерностей размещения и схемами районирования.



**Рудные формации Карпато-Балканской области.** Коллектив геологов стран-членов СЭВ. Под общ. ред. Л. Е. Эгеля. «Недра», 1978 г. 15 л. 3 р. 50 коп. В монографии характеризуются пространственное распространение, минеральный состав, возраст и геологические условия образования рудных формаций. По оригинальным материалам описаны наиболее интересные месторождения железа, марганца, хрома, никеля, олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка, золота и др. полезных ископаемых, иллюстрируемые картами, разрезами, схемами. Монография раскрывает содержание Карты рудных формаций Карпато-Балканской области (см. «Карты»).

**Гидрогеология Африки.** Под ред. Н. А. Маринова. «Недра», 1978 г. 24,7 л. 2 р. 50 коп. Книга представляет собой первую сводку фактического материала по подземным водам Африки. Приводится краткая характеристика физико-географических условий и геологического строения материка как факторов, определяющих закономерности распространения и формирования подземных вод. Дается схема гидрогеологического районирования. Большое внимание уделено формированию химического состава всех типов подземных вод и их зональности, ресурсам пресных подземных вод и водообеспеченности территории, формированию и закономерности распространения минеральных и термальных подземных вод.

**Труды, вып. 36. Н. А. Калинин. Методика долгосрочного прогнозирования разведки и добычи нефти.** «Недра», 1979 г., 9,5 л. 1р. 40 коп. Предложена новая методика прогнозирования разведки и добычи нефти по бассейнам, базирующаяся как на геолого-статистическом материале, так и на общих законах извлечения нефти из пористых сред. Устанавливаются функциональные связи между параметрами, контролирующими эффективность разведки и динамику добычи нефти. Предлагается также новая классификация нефтегазоносных бассейнов по количеству и степени концентрации в них углеводородов, а также типовые модели освоения нефтеносных бассейнов.

**Методические рекомендации по разработке геоморфологической терминологии дна мирового океана.** Под ред. Ю. Я. Кузнецова и О. К. Леонтьева. 1979 г., 4,5 л. 35 к. В книге помещен словарь терминов по геоморфологии дна Мирового океана. Для большинства терминов приведены их английские и французские эквиваленты. Рассмотрены основные требования к терминам и их определениям, проблемы классификации рельефа дна и принципы составления словаря для подготовки государственной стандартизации научной терминологии.

**Методические рекомендации по организации труда и быта геологов, работающих в странах с тропическим климатом.** 1979 г., 4,7 л. 33 коп. Даются рекомендации о мерах по безопасности труда и быта в полевых условиях тропических и близких к ним районов, об организации медицинского обслуживания. Приводятся сведения о характерных для стран с тропическим и жарким климатом болезнях, их симптомах, средствах и методах лечения, об опасных животных и растениях этих стран.

**Труды, вып. 37. Рудоносные формации докембрия Восточной Африки и Аравии.** Под ред. В. П. Поникарвца. «Недра», 1979 г., 10,75 л. 1 р. 70 коп. Рассмотрены стратиграфия, тектоника и древнейшие рудоносные формации, определившие металлогеническую специализацию обширной части Африканского континента, Аравии и Мадагаскара. Выделены и описаны формации докембрийских складчатых поясов и формации, относящиеся к эпохам активизации. Рассмотрены закономерности размещения и промышленная значимость всех важнейших генетических групп месторождений полезных ископаемых. Методы и результаты исследования могут быть использованы для прогнозирования разнообразного оруденения Восточной Африки и других значительных участков земной коры, где выявлены аналогичные комплексы горных пород и месторождений.

## Б. ВЫХОДЯТ ИЗ ПЕЧАТИ В 1981 г.

### I. КАРТЫ

**Карта новейшей тектоники юга Азии и сопредельных областей масштаба 1:5 000 000** под ред. Н. И. Николаева, Ю. Я. Кузнецова, А. А. Наймарка. ВНИИзарубежгеология, МГУ. Ориент. цена с объяснительной запиской — 3 р. 50 к. Карта впервые для территории от Северо-Восточной Африки до Дальнего Востока и прилегающих акваторий Индийского и Тихого океанов отображает на основе последних геолого-геоморфологических и геофизических данных распространение разнотипных геоструктур новейшего этапа развития. В объяснительной записке освещаются основные черты неотектоники каждого из выделенных главнейших типов структур, об их роли в создании современного рельефа Земли.

**Структурно-геоморфологическая карта дна Тихого океана масштаба 1:15 000 000** под редакцией О. К. Леонтьева. ВНИИзарубежгеология, МГУ. Ориент. цена с объяснительной запиской — 1 р. 80 к. Карта является первым такого ранга картографическим обобщением материалов по геоморфологии дна Тихого океана. В основу положено представление о морфоструктурной природе рельефа дна Мирового океана. Карта выполнена в специальной равновеликой проекции Вернера-Муревска, что позволяет производить непосредственно на ней различные площадные измерения.

### II. КНИГИ

**Труды, вып. 38. В. И. Покрышкин. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя Мира.** «Недра», 17 л. Ориент. цена — 2 р. 50 к. Обобщены новые геологические материалы по особенностям состава и строения фосфоритов зарубежных стран, рассматриваемые с учетом современных взглядов на химико-минералогические признаки руд разных геолого-промышленных типов, условий их образования и эволюции в зависимости от глобальной тектоники и океанообразования. Обоснование прогнозных и поисковых критериев дается на примере особенностей геологического строения Каратауского и Среднеазиатского фосфоритноносных бассейнов.

**Труды, вып. 39. Рельеф, тектоника и вулканизм Марса.** Под ред. Я. Г. Каца, Ю. Я. Кузнецова и В. Е. Хаина. «Недра», 10 л. Ориент. цена — 1 р. 50 к. Дано всестороннее описание типов и форм рельефа Марса, приводится детальный анализ геоморфологии планеты, рассматриваются главные структурные особенности и описываются основные тектонические элементы планеты, систематизируются разрывные нарушения, выявляются основные закономерности развития вулканизма.

**Труды, вып. 40. Кадастр зарубежных стран, обладающих природными ресурсами нефти и газа.** Под ред. Н. А. Калинин. «Недра», 60 л. Ориент. цена — 10 руб. Приводятся систематизированные данные о нефтегазоносных бассейнах, природных ресурсах нефти и газа, степени их разведанности, условиях проведения геологоразведочных работ и тенденциях развития минерально-сырьевых баз нефтедобывающей промышленности развивающихся и освоенных капиталистических стран. Раскрываются важные закономерности в динамике разведки и освоения природных ресурсов нефтегазоносных бассейнов, которые могут быть использованы при долгосрочном прогнозировании и планировании развития минерально-сырьевой базы.



52 коп.

3910